

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ В АЛЬПИЙСКУЮ ЭПОХУ



Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Геологический институт
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Russian Academy of Sciences
The Earth Sciences Department
Geological Institute
Schmidt Institute of Physics of the Earth
Moscow State Lomonosov University



Alpine History of the Great Caucasus

Responsible editor
Yu.G. Leonov

Moscow
GEOS
2007

Большой Кавказ в альпийскую эпоху

Ответственный редактор
Ю.Г. Леонов

Москва
ГЕОС
2007

Авторы:

*Л.И. Демина, М.Л. Копп, Н.В. Короновский, М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов, М.Г. Ломизе, Д.И. Панов,
М.Л. Сомин, М.И. Тучкова*

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. — М.: ГЕОС, 2007. — 368 с., 12 цв. ил. (в пер.)
ISBN 978-5-89118-406-0

В книге обобщены данные по альпийской истории Большого Кавказа. Акцент делается на отложениях, вулканизме и событиях раннеальпийской (ранняя—средняя юра) и позднеальпийской (поздний кайнозой) эпох и на оценке их вклада в формирование тектонической структуры Большого Кавказа. Рассматриваются основные черты палеозойской истории и структурные соотношения доюрских и юрских комплексов. Впервые показана особая роль раннеальпийского (киммерийского) тектогенеза, в ходе которого в деформацию были вовлечены образования чехла (породы нижней и средней юры) и его метаморфического палеозойского основания. В этом состоит главное его отличие от позднеальпийского тектогенеза, когда при активном воздымании и горообразовании деформации альпинотипного характера были сосредоточены главным образом в породах чехла.

В основе обобщения лежат оригинальные материалы исследований авторов и современные литературные данные. Для геологов широкого профиля, тектонистов, литологов, стратиграфов, учащихся и преподавателей вузов.

Authors:

*L.I. Demina, M.L. Kopp, N.V. Koronovsky, M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, M.G. Lomize, D.I. Panov,
M.L. Somin, M.I. Tuckova*

Alpine History of the Great Caucasus / Ed. by Yu.G. Leonov. — Moscow: GEOS, 2007. — 368 p., il. (in cloth)

The book summarizes the data of the Alpine history of the Greater Caucasus. The focus of the study is on deposits, volcanism, and events of the Early Alpine (Early–Middle Jurassic) and Late Alpine (Late Cenozoic) epochs and on the estimation of their contribution to the formation of tectonic structure of the Greater Caucasus. Also considered are the main traits of the Paleozoic history and structural relationships of pre-Jurassic and Jurassic complexes. For the first time, we have demonstrated the pivotal role of the Early Alpine (Kimmerian) tectogenesis, in the course of which deformation affected cratonic cover (Lower and Middle Jurassic rocks) and its Paleozoic metamorphic basement. This is the main feature that distinguishes it from the Late Alpine tectogenesis, when, in the course of active uplifting and mountain building, Alpine-type deformations concentrated mainly in the cover rocks.

The summary is based on the authors' own research materials and modern literature data.

For widely specialized geologists, tectonists, sedimentologists, stratigraphers, as well as students and teaching staff of institutions of higher learning.

На 1-й стр. обложки — картина Н.В. Короновского «Эльбрус»; на 4-й стр. обложки — Домбай. Фото Г.К. Леонова.

© Коллектив авторов, 2007
© Отделение наук о Земле РАН, 2007
© Геологический институт РАН, 2007
© ГЕОС, 2007

Оглавление

Предисловие (<i>Ю.Г. Леонов</i>)	13
Глава 1. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа (<i>М.Л. Сомин</i>)	15
1.1. Северо-Кавказский домен	15
Бечасынская зона	15
Зона Передового хребта	18
Зона Главного хребта	24
1.2. Сванетский домен	33
1.3. Выводы	34
Глава 2. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) (<i>Д.И. Панов, М.Г. Ломизе</i>)	39
2.1. Проблемы стратиграфии и тектонической зональности	39
Современное состояние стратиграфии ниже-среднеюрских отложений Кавказа	39
Тектоническое районирование (структурно-фациальная зональность) территории Кавказа для ранней и средней юры	40
Лейас–аален	40
Байос и бат	46
Региональная стратиграфическая схема ниже-среднеюрских отложений Кавказа	48
Лейас–аален	48
Байос и бат	65
Выводы из анализа региональной стратиграфической схемы	71
2.2. Тектоническая структура ниже-среднеюрских образований Кавказа и вероятная роль юрских деформаций в ее формировании	72
2.3. Проявления вулканизма и его геодинамическая интерпретация	84
Вулканизм лейаса–аалена	85
Главные проявления вулканизма	85
Фазы вулканической активности	92
Геодинамические условия вулканизма	92
Вулканизм байосского времени	94
Закавказский вулканический пояс и геодинамические условия его формирования	95
Магматические проявления в тылу Закавказского вулканического пояса и на Скифской платформе	98

2.4. Основные этапы геологического развития и геодинамика Большого Кавказа в ранней и средней юре	101
Бассейн Большого Кавказа как рифтогенная структура пассивной континентальной окраины Тетиса (лейас–аален)	101
Тектоническая природа и размеры бассейна Большого Кавказа	101
Латеральный ряд структур пассивной континентальной окраины	104
Область Большого Кавказа как часть активной континентальной окраины Тетиса (байос и бат)	106
Абхазо-Рачинская (Гагра-Джавская) тектоническая зона как северный край Закавказского вулканического пояса	106
Тектонические обстановки Большого Кавказа в тылу Закавказского вулканического пояса	107
Проявления амагматической начальной фазы субдукции (конец аалена — начало байоса)	108
Выводы	110
Глава 3. Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа (М.Л. Сомин)	111
3.1. Особенности структурных соотношений комплексов основания и чехла	114
3.2. «Главный Кавказский надвиг», или Главный Кавказский разлом, в альпийской структуре центрального сектора Большого Кавказа	133
3.3. Зона Главного Кавказского разлома и мезозойские интрузивные массивы	134
3.4. Структура области Главного хребта и изотопное датирование	136
3.5. Выводы	137
Глава 4. Литология ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа (осадконакопление, минеральный состав, вторичные преобразования, палеогеографические и геодинамические следствия) (М.И. Тучкова)	141
4.1. Литологические характеристики ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа	141
Фациальные особенности отложений	141
Синемюр — нижний плинсбах	142
Верхний плинсбах — аален	148
Байос–бат	157
Минеральный состав песчаников	160
Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород	180
4.2. Палеогеографические реконструкции	188
Лейас–аален	189
Байос–бат	199
4.3. Постседиментационные преобразования песчаников и ассоциирующих с ними пород	202
4.4. Выводы	212
Глава 5. Флиш и морфоструктура некоторых палеобассейнов Кавказа (М.Г. Леонов)	215
5.1. Общие закономерности формирования флиша	215
Батиметрия флиша	215
Ширина флишевых бассейнов	216

Морфология флишевых бассейнов	216
Образование флиша в современных водоемах	217
5.2. Морфоструктурные особенности флишевых бассейнов Кавказа	220
Тоар-ааленские отложения Дзирульского массива и его северного обрамления	220
Кампан-маастрихтские отложения Грузинской глыбы и флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа	227
Турон-кампанские отложения Северо-Западного Кавказа	228
5.3. Выводы	229
Глава 6. Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа (М.Г. Леонов)	231
6.1. О тектоногравитационных микститах	231
6.2. Фактический материал	234
Микститы района междуречья Арагви–Ксани	234
Верхнеэоценовые микститы района Сханарской синклинали	245
6.3. Общие закономерности формирования эоцен-олигоценовых тектоногравитационных микститов Южного склона Большого Кавказа	248
6.4. Выводы	250
Глава 7. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа (Н.В. Короновский, Л.И. Демина)	251
7.1. Геологическая позиция позднекайнозойского магматизма Большого Кавказа	251
Эльбрусская магматическая область	254
Казбекская магматическая область	262
7.2. Петрохимические и геохимические особенности магматических пород	267
7.3. Петрогенезис	274
7.4. Эволюция расплавов	278
7.5. Выводы	283
Глава 8. Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона (М.Л. Конн)	285
8.1. Когда началась коллизия на Кавказе?	285
8.2. Позднеколлизионная деформация Большого Кавказа	287
Поперечное укорочение орогена: покровы, складки и тектонические швы	287
Продольное удлинение орогена: региональные сдвиги и связанные с ними структуры	292
Сбросы и другие структуры растяжения	304
Выводы: общие особенности позднеколлизионной деформации	305
8.3. Структурная позиция Кавказа в кинематике микроплит Периаравийской коллизионной области	306
Поздний эоцен — олигоцен	307
Ранний–средний миоцен	307
Поздний миоцен — ранний плиоцен	307
Поздний плиоцен — четвертичный период	310
Резюме	310
8.4. Распространение позднеколлизионных деформаций в пределы платформенного обрамления Кавказа	311

8.5. Выводы	315
Глава 9. Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа (Ю.Г. Леонов)	317
9.1. Вводные замечания	317
9.2. Киммерийская эпоха развития Большого Кавказа	318
Ранняя юра — аален	318
Байос–бат	319
События на рубеже аалена и байоса и в байосе	319
Характер деформации ниже-среднеюрских пород	321
Проблема деформации в средней юре в контексте плитной концепции	322
Аналогия с Крымом	322
9.3. Большой Кавказ в интервале поздняя юра — палеоген (среднеальпийская эпоха)	323
9.4. Позднеальпийская стадия развития Большого Кавказа	325
Кавказ как часть коллизионной системы Аравии — Евразии	325
Коллизионная структура форланда	326
Главный Кавказский разлом: морфология и характер смещения	327
Особенности позднеальпийской складчатой структуры	329
Дагестанский клин	330
Транскавказское поперечное поднятие и его роль в позднеальпийской геодинамике и в размещении магматизма	331
Современные движения по данным GPS	333
Южный Тянь-Шань на неотектоническом этапе — геодинамический аналог Большого Кавказа	333
Большой Кавказ с позиций разных геотектонических концепций	336
9.5. Элементы тектонической (геодинамической) модели Большого Кавказа в позднеальпийскую эпоху	337
Литература	341

Contents

Preface (<i>Yu.G. Leonov</i>)	13
Chapter 1. Main features of structure of pre-Alpine basement of Great Caucasus (<i>M.L. Somin</i>)	15
1.1. Northern-Caucasus domain	15
Bechasynskaya zone	15
Zone of Forland Range	18
Zone of Main Range	24
1.2. Svanetsky domain	33
1.3. Conclusions	34
Chapter 2. Early and Middle Jurassic of Great Caucasus (stratigraphy and tectonics, volcanism and geodynamic evolution) (<i>D.I. Panov, M.G. Lomize</i>)	39
2.1. Problems of stratigraphy and tectonic zoning	39
Modern condition of stratigraphy of Caucasus Lower-Middle Jurassic deposits	39
Tectonic division (structural-facial zoning) of Caucasus for Early and Middle Jurassic	40
Leiassian–Aalenian	40
Bajocian–Bathonian	46
Regional stratigraphical scheme of Lower-Middle Jurassic deposits of Caucasus	48
Leiassian–Aalenian	48
Bajocian–Bathonian	65
Conclusions of regional stratigraphical scheme	71
2.2. Tectonic structure of Lower-Middle Jurassic complexes of Caucasus and possible role of Jurassic deformations in its formation	72
2.3. Volcanism and its geodynamic interpretation	84
Volcanism of Leiassian-Aalenian	85
Main manifestations of volcanism	85
Fases of volcanic activity	92
Geodynamic settings of volcanism	92
Volcanism of Bathonian time	94
Trans-Caucasian volcanic belt and geodynamic setting of its formation	95
Magmatism in the back-arc of Trans-Caucasian volcanic belt and Scythian Platform	98

2.4. Main stages of geological history and geodynamics of Great Caucasus in Early and Middle Jurassic	101
Great Caucasus Basin as rift structure of Tethys passive continental margin (Leiasian-Aalenian)	101
Tectonic nature and size of basin of Great Caucasus	101
Lateral row of structures of passive continental margin	104
Great Caucasus area as a part of active continental margin of Tethys (Bajocian-Bathonian)	106
Abhasian-Rachinskaya (Gagra-Djavskaya) tectonic zone as northern margin of Trans-Caucasian volcanic belt	106
Tectonic settings of Great Caucasus in the back-arc of Trans-Caucasian volcanic belt	107
Manifestations of amagmatic initial phase of subduction (the end of Aalenian — the beginning of Bathonian)	108
Conclusions	110
Chapter 3. Alpine deformation of basement complexes and tectonic style of Great Caucasus (M.L. Somin)	111
3.1. Peculiarities of structural interrelations of basement and cover complexes	114
3.2. «Main Caucasian thrust», or Main Caucasian fault, in Alpine structure of central sector of Great Caucasus	133
3.3. Zone of Main Caucasian fault and Mesozoic intrusive massifs	134
3.4. Structure of Main Range area and isotope dating	136
3.5. Conclusions	137
Chapter 4. Lithology of Lower-Middle Jurassic deposits of Great Caucasus (sedimentation, mineral composition, secondary transformations, paleogeographic and geodynamic consequences (M.I. Tuchkova)	141
4.1. Lithological characteristics of Lower-Middle Jurassic deposits of Great Caucasus	141
Facial peculiarities of Lower-Middle Jurassic deposits	141
Sinemurian — Lower Pliensbachian	142
Upper Pliensbachian-Aalenian	148
Bajocian-Bathonian	157
Mineral composition of sandstones	160
Chemical composition of sandstones and associated rocks	180
4.2. Paleogeographic reconstructions	188
Leiasian–Aalenian	189
Bajocian–Bathonian	199
4.3. Postsedimentation transformations of sandstones and associated rocks	202
4.4. Conclusions	212
Chapter 5. Flysh and morphostructure of some paleobasins of Caucasus (M.G. Leonov)	215
5.1. General regularities of flysh formation	215
Bathymetry of flysh	215
Width of flysh basins	216

Morphology of flysh basins	216
Formation of flysh in modern reservoirs	217
5.2. Morphostructural peculiarities of flysh basins of Caucasus	220
Toarcian-Aalenian deposits of Dzirulsky massif and its northern framework	220
Campanian-Maastrichtian deposits of Gruzinskaya block and flysh zone of southern slope of Great Caucasus	227
Turonian-Campanian deposits of northwestern Caucasus	228
5.3. Conclusions	229
Chapter 6. Tectonic-gravitational mixtites of central segment of Southern slope of Great Caucasus (<i>M.G. Leonov</i>)	231
6.1. On the tectonic-gravitational mixtites	231
6.2. Factual material	234
Mixtites of country between Aragvi and Ksani rivers area	234
Upper Eocene mixtites of Skhanarskaya syncline region	245
6.3. General regularities of formation of Eocene-Oligocene tectonic-gravitational mixtites of southern slope of Great Caucasus	248
6.4. Conclusions	250
Chapter 7. Late Cenozoic magmatism of Great Caucasus (<i>N.V. Koronovsky, L.I. Demina</i>)	251
7.1. Geological position of Late Cenozoic magmatism of Great Caucasus	251
Elbrus magmatic area	254
Kazbek magmatic area	262
7.2. Petrochemical and geochemical peculiarities of magmatic rocks	267
7.3. Petrogenesis	274
7.4. Evolution of melts	278
7.5. Conclusions	283
Chapter 8. Late Alpine collisional structure of Caucasus region (<i>M.L. Kopp</i>)	285
8.1. When did the collision on the Caucasus begin?	285
8.2. Late-collisional deformation of Great Caucasus	287
Transversal shortening of orogen: nappes, folds and tectonic sutures	287
Longitudinal extension of orogen: regional strike-slips and related structures	292
Normal faults and other structures of extension	304
Conclusions: general peculiarities of late-collisional deformation	305
8.3. Structural position of Caucasus in kinematics of microplates of peri-Arabian collisional area	306
Late Eocene – Oligocene	307
Early–Middle Miocene	307
Late Miocene — Early Pliocene	307
Late Pliocene — Quaternary	310
Summary	310
8.4. Distribution of late-collisional deformations within platform framework of Caucasus	311

8.5. Conclusions	315
Chapter 9. Cimmerian and late Alpine tectonics of the Greater Caucasus (Yu.G. Leonov)	317
9.1. Introduction remarks	317
9.2. Cimmerian epoch of development of the Greater Caucasus	318
Early Jurassic — Aalenian	318
Bajocian–Bathonian	319
Events at the Aalenian/Bajocian transition and in the Bajocian	319
Deformations in Lower–Middle Jurassic rocks	321
The issue of deformations in the Middle Jurassic in the plate tectonic context	322
Analogy with the Crimea	322
9.3. Greater Caucasus in Late Jurassic — Paleogene time (middle Alpine epoch)	323
9.4. Late Alpine stage of development of the Greater Caucasus	325
Caucasus as a part of the Arabia — Eurasia collisional system	325
Collisional structure of the foreland	326
The Main Caucasus fault: Morphology and character of displacement	327
Peculiarities of the late Alpine fold structure	329
The Dagestan wedge	330
The Trans-Caucasian transverse uplift and its role in late Alpine geodynamics and in the distribution of magmatism	331
Contemporary movements: GPS data	333
Southern Tien Shan at the neotectonic stage: a geodynamic counterpart of the Greater Caucasus	333
Greater Caucasus in light of different geotectonic concepts	336
9.5. Elements of the tectonic (geodynamic) model for the Greater Caucasus in the late Alpine epoch	337
References	341

Предисловие

Большой Кавказ, и Кавказ в целом, всегда много значил для отечественной геологии как наиболее представительный объект для изучения альпийских складчатых сооружений в нашей стране. В этом смысле его роль у нас была близка к тому, чем служат Альпы для европейских геологов. На материале Кавказа формировались различные направления геологии: изучение механизмов складчатости, нефтяная геология, геология флиша и многое другое; разрабатывались и проверялись менявшиеся со временем геотектонические концепции — от геосинклинального учения до различных модификаций тектоники литосферных плит.

По геологии Кавказа имеется огромное количество публикаций. Когда-то говорили — в шутку, конечно, но и не без причины, — что чуть ли не каждая вторая диссертация в СССР защищается по Кавказу; это относилось и к Большому Кавказу. Позже Кавказ утратил свое исключительное значение. Сейчас работать на Большом Кавказе стало труднее и опаснее, в том числе и из-за сложности межгосударственных отношений. К тому же сфера геологических исследований давно расширилась, и не меньшую роль в отечественной геологии играют другие тектонические провинции и области на территории России. Наконец, далеко не все проблемы, включая и проблемы альпийской геологии, могут быть, как сейчас ясно, наилучшим образом решены именно на материале Кавказа. Тем не менее, для решения многих частных и общих геологических задач Кавказ остается объектом привлекательным, интересным и во многих отношениях удобным благодаря доступности, хорошей оснащенной и размаху рельефа.

Большой Кавказ в геологическом отношении изучен хорошо, но при этом — далеко не достаточно. Исследования последних десятилетий, в тех случаях, когда они ориентированы на решение правильно поставленных вопросов, продолжают приносить плоды. Среди них немало и таких, которые заставляют пересматривать, казалось бы, устояв-

шиеся взгляды. В качестве одного из примеров можно указать на происходящую в последние годы ревизию возраста доальпийских (доюрских) кристаллических комплексов Большого Кавказа, которые рассматриваются здесь в одной из глав. Другой пример — проблема относительного «вклада» разновозрастных эпох тектогенеза (главным образом, ранне- и позднеальпийских) в формирование структуры Большого Кавказа; эта проблема также является одним из центральных предметов обсуждения в данной книге.

С изучением глубинного строения дело обстоит хуже. В этом отношении Большой Кавказ уступает многим другим складчатым поясам России. Недостаток данных по строению глубоких горизонтов накладывает ограничения на разработку геодинамических моделей, во всяком случае таких, для которых необходима информация о свойствах хотя бы земной коры. При обсуждении таких моделей о многом, что не вытекает из геологических наблюдений на уровне приповерхностного слоя, приходится говорить в предположительном смысле.

Несмотря на общее обилие публикаций, полных сводок, в которых бы суммировались данные по геологии Большого Кавказа или хотя бы по геологии альпийских комплексов, не так уж много. К их числу относятся работы (перечисленные здесь в хронологическом порядке): В.В. Белоусов «Большой Кавказ» [1938–1940]; В.Е. Хаин, Л.Н. Леонтьев «Основные этапы геотектонического развития Кавказа» [1950]; И.В. Кириллова, Е.Н. Люстих, В.А. Растворова, А.А. Сорский, В.Е. Хаин «Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа» [1960]; Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин «Геологическое строение Кавказа» [1963]; коллективная работа под редакцией Г.Д. Аджирея «Геология Большого Кавказа...» [1976]; другая крупная коллективная работа «Геодинамика Кавказа» под редакцией А.А. Белова и М.В. Сатиана [1989]. Кроме перечисленных, существуют сводки по отдель-

ным этапам геологического развития и по геологии различных частей Большого Кавказа [Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Шолпо, 1978; ряд других работ, в том числе публикации авторов данной книги]. Каждая из названных публикаций, как и наиболее значительные из неупомянутых здесь работ, подводят итоги определенным этапам исследования. При этом теоретические позиции их авторов нередко сильно различаются.

Но время идет, и даже с момента публикации наиболее полной и сохраняющей свое значение до сегодняшнего дня книги Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина [1963] прошло более 40 лет, а после издания книги под редакцией А.А. Белова и М.В. Сатиана [1989] — почти 20 лет. За этот период объем информации по геологии Большого Кавказа существенно пополнился. И хотя данные, полученные после появления указанных работ, по большей части опубликованы, обобщающей сводки материала на современном уровне изученности пока не создано.

Коллектив авторов данной книги решил заполнить этот пробел, однако только частично, представив материал не равномерно, но лишь по некоторым этапам геологической истории Большого Кавказа и соответствующим им комплексам горных пород. Выбраны следующие интервалы: нижняя—средняя юра (т.е. раннеальпийская стадия с кратким изложением материала, относящегося к доюрской истории), этапы формирования флиша (главным образом, эоценового), поздний кайнозой (т.е. позднеальпийская стадия).

Такой выбор объясняется несколькими причинами.

Прежде всего — это поступление большого массива новой информации по перечисленным интервалам, в чем есть заслуга и авторов предлагаемой книги, проводивших и частично продолжающих вести на Большом Кавказе многолетние исследования.

Кроме того, в отличие от других страниц истории Большого Кавказа, представления именно по

указанным интервалам, сложившиеся к настоящему моменту, наиболее существенно, можно сказать на качественном уровне, отличаются от прежних представлений, в том числе и от тех, которые были приняты за основу в большинстве перечисленных выше обобщающих работ.

Но самое главное заключается в том, что накопленные к настоящему времени данные формируют новый взгляд на историю развития Большого Кавказа в альпийскую эпоху, а именно: на роль, которую играли тектонические процессы раннеальпийской складчатости (в средней юре), с одной стороны, и позднеальпийской эпохи складчатости и орогенеза — с другой. Поэтому отложениям и событиям этих эпох (ранняя—средняя юра, поздний кайнозой) необходимо было уделить особое внимание и они рассматриваются наиболее детально.

Завершается книга кратким общим синтезом с попыткой оценить вклад главных стадий, или этапов, тектогенеза (раннеальпийского и позднеальпийских) в процесс формирования наблюдаемой ныне структуры Большого Кавказа. В предлагаемой модели формирования структуры некоторые акценты расставлены иначе, чем это обычно принято.

Следует заметить, что, если в главном материале различных глав и позиции авторов согласованы, то некоторые более частные расхождения остаются. В этом смысле каждая глава представляет собой авторский, если можно так выразиться, труд. Авторы не стремились к абсолютной унификации, и индивидуальный подход к изложению и анализу данных отчасти сохранился.

Исследование и подготовка работы к печати выполнены в рамках и с финансовой поддержкой грантов РФФИ № 02-05-64477, № 03-05-64368, № 06-05-64437 и других фондов, по линии поддержки ведущих научных школ НШ-5280.2006.5, программы № 6 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Ю.Г. Леонов

Глава 1

Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа

М.Л. Сомин

Доальпийское основание Большого Кавказа — это совокупность структур и комплексов горных пород, сформировавшихся в доюрское время. Основание имеет сложный состав и существенно различную историю становления и преобразования в разных сегментах этого складчатого сооружения. В 60-е годы прошлого века было окончательно установлено [Сомин, 1967, 1971; Адамия, 1968; Сомин, Белов, 1967 а,б], что здесь существуют два главных принципиально различающихся по своему строению тектонических домена, которые в современной структуре разделяются Главным Кавказским разломом, или «надвигом Главного хребта» (рис. 1.1). Домен, расположенный к северу от этого разлома, можно назвать Северо-Кавказским, к югу — Сванетским. В пределах первого из них проявился варисский тектогенез: деформации на рубеже среднего и позднего палеозоя, разнообразный гранитоидный магматизм, региональный метаморфизм; в позднем палеозое сформировались континентальные и морские молассы. В Сванетском домене такие события не фиксируются. Известные здесь доюрские толщи — это, по-видимому, непрерывный разрез морских отложений от девона до верхнего триаса включительно; проявления палеозойского регионального метаморфизма или гранитоидного магматизма здесь отсутствуют, а первый региональный перерыв и структурное несогласие достоверно документируются только в основании лейаса.

1.1. Северо-Кавказский домен

Северо-Кавказский домен имеет сложное строение и включает три зоны — Бечасынскую, Передового хребта и Главного хребта. Зона Передового

хребта в позднем палеозое развивалась как структурная депрессия, в результате чего здесь сохранился ряд покровов, в том числе, по-видимому, и транспортированных из соседних зон, и накопились большие массы верхнепалеозойских моласс. Такое развитие было унаследованным по отношению к среднепалеозойскому этапу, когда на месте этой зоны произошло растяжение, приведшее к резкому утонению коры. Бечасынская зона и зона Главного хребта (в первую очередь — широкая северная Эльбрусская подзона последнего) развивались в позднем палеозое как области относительных поднятий и размыва, поставивших обломочный материал для моласс. В Эльбрусской подзоне в начале позднего палеозоя широко проявилось гранитообразование с формированием больших масс гранитов S-типа, которые почти отсутствуют в Передовом хребте. Вместе с тем узкая южная часть зоны Главного хребта, его Перевальная подзона, унаследованно развивалась в режиме, близком к режиму Передового хребта — здесь накапливались вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя и затем — верхнепалеозойские морские и частью континентальные молассы, S-граниты встречаются очень редко, зато, как и в Передовом хребте, формировались гранитоиды I-типа.

Бечасынская зона

В Бечасынской зоне выступают толщи бечасынского метаморфического комплекса (БМК), которые на севере трансгрессивно перекрыты неметаморфизованными осадочными отложениями, включающими осадки силура, нижнего и среднего девона. Строение БМК наиболее детально изучено И.С. Красивской [1977], Ю.Я. Потапенко [1982] и В.А. Снеж-

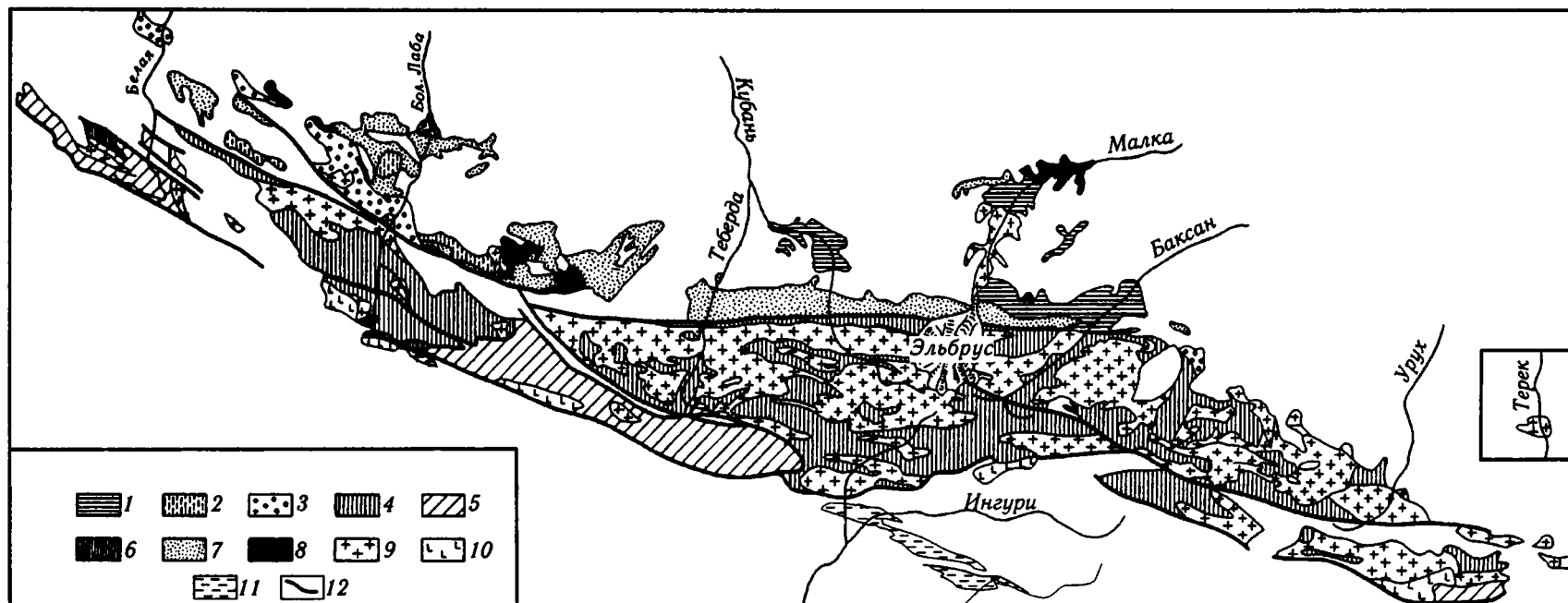


Рис. 1.1. Схематическая карта доальпийского основания Большого Кавказа

1 — Бечасынская зона, Бечасынский метаморфический комплекс; 2, 3 — метаморфические комплексы Передового хребта: 2 — Ацгаринский, 3 — Блыбский и его аналоги; 4–7 — метаморфические комплексы зоны Главного хребта: 4 — Макерский и гнейс-мигматитовый, неразделенные, 5 — Буульгенский и его аналоги, 6 — Лабинский, 7 — средне- и верхнепалеозойские неметаморфизованные комплексы Передового хребта; 8 — офиолиты; 9 — доальпийские гранитоиды; 10 — батские и более молодые гранитоиды; 11 — дизская серия Сванетии; 12 — основные разломы. На врезке — выходы доюрского фундамента по р. Терек

ко [2005]. Долгое время принималось предложенное еще Д.С. Кизевальтером разделение БМК на две серии, хасаутскую и чегемскую. В настоящее время от такого расчленения отказываются [Снежко, 2005], и четко выражена тенденция рассматривать комплекс как единое сложное образование, состоящее из многочисленных (до 20, по В.А. Снежко) литостратиграфических единиц — свит и толщ, которые сменяют друг друга как по стратиграфической вертикали, так и по латерали. Сложность структуры пока не позволила выработать единую стратиграфическую схему комплекса и однозначно определить в нем направление стратиграфического вектора.

Мы не будем рассматривать эту проблему и отметим только, что в области распространения бывшей хасаутской серии, в основном в северной части поля БМК, выделяются несколько свит, большинство из которых (муштинская, индышская, таллыкольская, тубаллыкулакская) сложены метасадочными породами, тогда как малкинская, шиджатмазская и мораллыкольская свиты включают разнообразие по составу (основные, средние и кислые) и фациальной принадлежности (лавы, туфы, гипабассальные тела) метаморфизованные вулканогенные образования известково-щелочной формации и подчиненное количество осадочных пород — метапесчаников, филлитов, внутриформационных конгломератов, известняков. Общая мощность этих трех свит достигает 2 км. Состав метасадочных пород муштинской и других свит реконструируется Ю.Я. Потапенко как малоглиноземистые метапелиты, субграувакковые алевропсаммиты и зрелые псаммиты, содержащие графит, обломочные зерна калишпата и характерный хорошо окатанный циркон. В южной части распространения БМК (область чегемской серии) преимущественным распространением пользуются первично-осадочные толщи, среди которых присутствует такая характерная единица, как таллыкольская свита слюдисто-кварцевых сланцев и чистых кварцитов.

В пределах комплекса расположено большое и мощное пластовое тело ультрабазитов, которое может представлять собой отторженец офиолитовой ассоциации.

Чехол БМК начинается с мощной молассоидной пестроцветной урлешской свиты, на которую без видимого несогласия налегают известняки и глинистые сланцы верхнего силура и нижнего—среднего девона. Возраст урлешской свиты дискусионен и предположительно определяется как венд-кембрийский [Потапенко, 1982] или ордовик-силурийский (Л.Д. Чегодаев). Присутствие среди конгломератов

силура глыбы известняка с трилобитами среднего кембрия и галек песчаников, похожих на урлешские, традиционно рассматривается как аргумент в пользу досреднекембрийского (венд-кембрийского?) возраста урлешской свиты. Однако U-Pb (SHRIMP) датирование обломочных цирконов, выделенных Ю.Я. Потапенко из алевролитов урлешской свиты, показало, что они представлены зернами со средним значением возраста 528 ± 6 млн лет (диапазон датировок 657–507 млн лет)¹. Это означает, что осадки свиты моложе раннего кембрия и их возраст должен находиться в интервале средний—поздний кембрий — ранний силур.

Имеются сведения [Снежко, 2005] о наличии в тубаллыкулакской свите БМК органических остатков предположительно ниже-среднерифейского возраста. Однако результаты изотопно-геохронологических исследований заставляют сомневаться в обоснованности такого заключения. О максимальном возрасте пород БМК можно судить по t_{Nd} (DM) модельным датировкам его метавулкаников [Семкин и др., 1997]. Они составляют 787, 831 и 877 млн лет. Это означает, что возраст магматического протолита ортопород комплекса должен быть не древнее самого позднего рифея.

Действительно, средний U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов из ортогнейсов (метамикрогранит-порфиров или метариолит-порфиров) р. Кубань недавно определен как 530 ± 8 млн лет. Правда, в противоречии с этим неметаморфизованные плагиограниты балки Акбаева (р. Даут), также расположенные в поле БМК (контакты не обнажены), показали SHRIMP-возраст 562 млн лет (поздний венд). Однако средний возраст 20 хорошо окатанных зерен циркона из кварц-полевошпатовых метапесчаников тубаллыкулакской свиты составил 534 ± 5 млн лет (диапазон значений 573–509 млн лет), где самые древние датировки отвечают лишь позднему венду (573–550 млн лет). Средний SHRIMP-возраст девяти из десяти идеально окатанных зерен циркона из мономинеральных кварцитов таллыкольской свиты р. Чегем оказался равным 524 млн лет (диапазон значений 560–441 млн лет), и только одно зерно показало среднерифейский (1144 млн лет) возраст.

Судя по низкому содержанию урана и средней величине $Th/U > 0,5$, все цирконы обеих проб БМК исходно магматические. Низкий уровень метаморфизма метапсаммитов (биотитовая и биотит-гран-

¹ Эти и другие новые данные по геохронологии пород Бечасынской зоны будут подробно рассмотрены в отдельной работе М.Л. Сомина и Ю.Я. Потапенко.

товая ступени зеленосланцевой фации) и отсутствие видимых повреждений цирконов позволяют принимать полученные датировки за отражающие возраст их магматической кристаллизации. Близость оценок возраста, полученных по детритовым цирконам и цирконам из ортогнейса, пока не нашла объяснения. Принимая во внимание, что датировок по детритовым зернам в три раза больше, чем по магматическим, мы ориентируемся на первые из них. Они позволяют предполагать, что исходные породы бечасынского комплекса в его продатированной части не должны быть древнее позднего венда и скорее всего относятся к кембрию—ордовики, а урлешская свита — в основном к нижнему силуру.

Как метапесчаники БМК, так и алевропсаммиты его чехла формировались за счет размыва довольно однородного источника, в основном вендраннекембрийских (кадомских) гранитоидных массивов, одним из представителей которых могут предположительно считаться плагиограниты балки Акбаева, которые при такой интерпретации надо считать экзотическим блоком в поле БМК.

Почти полное отсутствие в составе детрита бечасынских метапсаммитов довендских и полное отсутствие — дорифейских цирконов показывает, что в области размыва не входили структуры Балтики и от последних Бечасынская зона должна была отделяться глубоким бассейном, вероятно, продолжением Среднеевропейского океанического. Сама зона с проявленным в ее пределах вулканизмом известково-щелочного типа, очевидно, была северным активным краем Гондваны, и кора бассейна могла поддвигаться под нее. Возможно, ультрабазиты Бечасынской зоны являются обдущированным фрагментом этой коры.

Другой ближайший к Большому Кавказу фрагмент активной окраины Гондваны представлен в Стамбульском блоке. Далее к северо-западу области терригенного осадконакопления за счет размыва кадомид в последнее время установлены в пределах варисцид Центральной Европы — в области Богемского массива и в Среднегерманской кристаллической оси [Gerdes, Zeh, 2006]. Южнее Большого Кавказа выступом кадомид является Закавказский массив с его кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро и плагиогранитами, возраст которых разными методами определен в интервале 750–490 млн лет [Zakariadze et al., 2007].

Региональный метаморфизм бечасынского комплекса неоднороден. И.С. Красивская [1977] уже давно отметила, что он нарастает здесь в южном направлении. На севере его уровень не выше хлорит-муско-

витовой и биотитовой ступеней зеленосланцевой фации низкого давления, на юге он достигает условий гранатовой ступени; при этом давления оцениваются как достигавшие 4 кбар [Петрология..., 1991; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. Это изменение Р-Т условий метаморфизма сопровождается изменением характера деформаций. На севере выявляется обширный пологий свод (антиклиналь), лишь слабо усложненный мелкими, в том числе более ранними складками, на юге Ю.Я. Потапенко [1982] интерпретирует структуру комплекса как огромную ныряющую к северу антиформу, возникшую при изгибании осевой поверхности изоклиальной мегаскладки.

Нарастание к югу степени метаморфизма сопровождалось перестройкой К-Аг системы метаморфических пород: все датировки здесь отражают варисцидские термальные процессы, поскольку находятся в интервале 390–320 млн лет с пиком на 370–350 млн [Красивская, 1977; Петрология..., 1991]. Эти же процессы отражены в Rb/Sr датировке 355 млн лет. Варисцидский тектогенез проявился в Бечасынской зоне также во внедрении больших объемов так называемых красных малкинских гранитов.

Зона Передового хребта

Среди других частей доальпийского основания Большого Кавказа резко выделяется наиболее сложным строением, значительной полнотой геологической летописи и отчетливо выраженным покровным строением зона Передового хребта. В плане зона имеет форму клина, широкого на северо-западе и очень узкого на востоке. В альпийской структуре она представляет собой поднятый блок с эродированным мезозойским чехлом; в поздневарисцидской, напротив, имеет вид грабен-синклинория, с поверхности во многих местах сложенного верхнепалеозойскими (верхнее визе — триас) угленосной и красноцветной молассами, которые в западном направлении на уровне перми и триаса сменяются мелководными карбонатными фациями. Верхнепалеозойские отложения составляют слабо дислоцированный неавтохтонный чехол, трансгрессивно залегающий на более древних комплексах. Последние образуют систему покровных пластин, чешуйчато перекрывающих друг друга. Это особенно хорошо видно на северо-западе зоны, в бассейнах рек Большая и Малая Лаба.

Разрез доверхнепалеозойского основания Передового хребта в его широкой северо-западной части (рис. 1.2 и 1.3) включает (снизу вверх): параав-

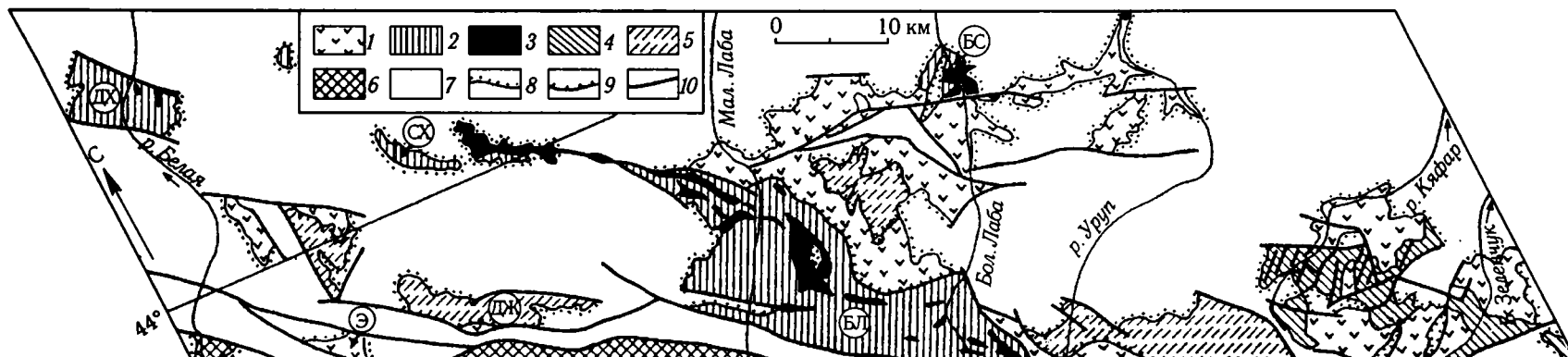


Рис. 1.2. Геологическая схема северо-западной части зоны Передового хребта

1 — вулканогенно-осадочные толщи девона — нижнего визе, неметаморфизованные; 2 — кристалликум Передового хребта (метаморфические породы и гранитоиды); 3 — серпентиниты в пределах кристалликума; 4 — офиолиты; 5 — Ацгаринский покров; 6 — кристалликум Главного хребта; 7 — постнижневизейские неметаморфизованные отложения; 8 — трансгрессивное налегание; 9 — подошва крупных покровов; 10 — крутые разломы.

Буквы в кружках — названия выступов: БЛ — Блыбский, БС — Бескесский, ДЖ — Джугинский, ДХ — Даховский, СХ — Сахрайский, Э — горы Экспедиции

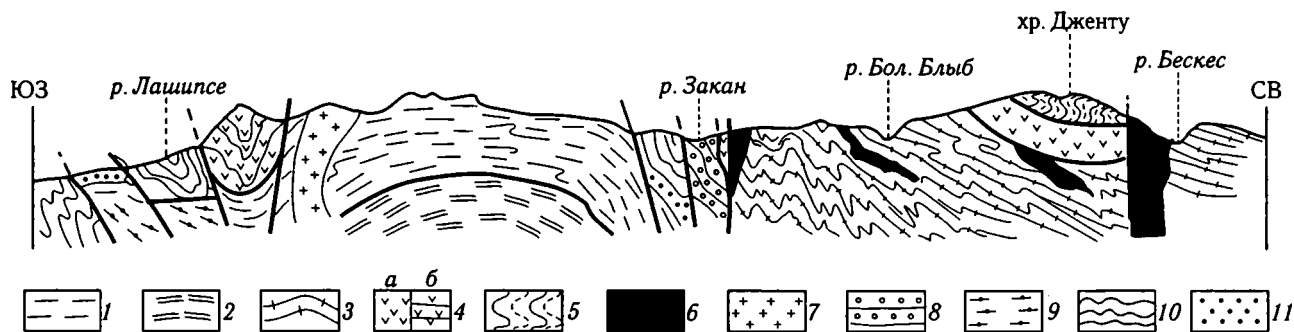


Рис. 1.3. Схематизированный разрез через зоны Главного и Передового хребтов от истоков р. Лашипсе к пос. Бескес на р. Большая Лаба. Без масштаба. Примерная длина разреза 30 км

1, 2 — Макерский (1) и гнейс-мigmatитовый (2) комплексы Главного хребта; 3 — Блыбский комплекс Передового хребта и его аналоги; 4 — вулканогенно-осадочные толщи девона — нижнего визе Передового хребта (а) и их метаморфизованные аналоги в Главном хребте (лабинский комплекс) (б); 5 — Ацгаринский покров Передового хребта; 6 — ультрабазиты; 7 — доальпийские гранитоиды; 8 — верхнепалеозойские молассы; 9 — ортогнейсы горы Каменистой; 10, 11 — отложения (10) и базальные слои (11) лейаса

тохтонный комплекс кристалликума, среднепалеозойский вулканогенно-осадочный Урупский (Урупско-Тоханский) комплекс, Марухский покров офиолитов и Ацгаринский покров, сложенный в основном метаморфическими породами.

Ацгаринский покров состоит из нескольких единиц, по крайней мере частью представляющих собой самостоятельные тектонические чешуи, степень метаморфизма пород которых увеличивается с северо-запада на юго-восток [Шенгелиа и др., 1986; Петрология..., 1991]. Ацгаринская единица сложена мететерригенными породами (метапсаммитами и филлитами) добиотитовой ступени метаморфизма, прорванными дайками андезит-дацитового состава. Более мощная абишира-ахубская единица сложена метабазитами высокой щелочности с прослоями графитистых метасилицитов и тонкими линзами карбонатного материала. Залегающая выше чиликская единица состоит из парагнейсов с прослоями гранатовых кварцитов и амфиболитов. Метаморфизм этих двух единиц отвечает Т условиям гранатовой и биотитовой субфаций при $P = 4-4,5$ кбар. Кыфарская единица сложена метапелитами ставролит-хлоритовой субфации и прорвана постметаморфическими лампрофирами, К-Аг возраст роговой обманки которых составляет 394–400 млн лет. В поле этих пород находится интрузивный массив чиликских огнейсованных тоналитов.

Марухский офиолитовый покров также состоит из ряда чешуй, структурная последовательность которых противоположна последовательности в известных разрезах офиолитов. Самую верхнюю позицию в покрове занимают ультрабазиты, ниже располагаются габброиды, далее — базальты

с подушечной отдельностью, еще ниже — тебердинская свита метакластитов терригенного происхождения [Хаин Е., 1984]. Над ультрабазитами встречаются амфиболиты, которые можно рассматривать в качестве «подошвенного контактового ореола», описанного в основании многих офиолитовых комплексов. Остается не вполне ясным, является ли такое расположение компонентов офиолитовой ассоциации результатом перевертывания (опрокидывания) комплекса или же — гравитационного соскальзывания более верхних элементов при сохранении ими нормального геологического положения.

Также недостаточно ясным до последнего времени оставался возраст офиолитов. В тебердинской свите обнаружены плохо сохранившиеся радиолярии, похожие на силурийские. Приводимые в литературе датировки К-Аг возраста метагаббро не могут считаться достоверными из-за предельно низкого содержания калия. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование роговой обманки из габбро-пегматита, проведенное П.Малюски (Монпелье, Франция), дало плато на уровне 741 млн лет, однако весьма вероятно, что это высокое значение возраста является следствием присутствия избыточного аргона. Вместе с тем, U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов, выделенных из метаморфизованных в зеленосланцевой фации габброидов Верхнетебердинского массива (руч. Кырылганбаши), определен в ЦИИ ВСЕГЕИ в 416 ± 12 млн лет. Это первое прецизионное определение возраста показывает, что офиолиты слагали самостоятельную зону варисийской структуры Большого Кавказа.

Урупский комплекс (верхний силур? — нижний девон — нижнее визе) наиболее широко распространен в Передовом хребте и имеет мощность

до 4000 м. В нижней части его разреза преобладают лавы базальтового, в меньшей мере — риолитового состава, выше возрастает роль туфов и вулканогенно-обломочных пород андезитового состава. В верхнем девоне появляется характерный горизонт туфогенно-терригенных пород, содержащих обильную гальку и валуны плагиогранитов и гранофилов. Кластический материал каких-либо древних гранитоидов, метаморфических пород, включая жильный кварц, в этой части разреза полностью отсутствует. Вместе с тем, известны конгломераты, содержащие обломки ультрабазитов. Фамен — основание турне представлены толщей известняков, вышележащие уровни — терригенной флишовой толщей с олистолитами известняков.

Распространение плутонических магматических пород в поле урупского комплекса ограничено телами диоритов и монцодиоритов, приуроченных к его основанию в области контакта с кристаллиникумом, а также плагиогранит-порфиоров и гранофилов, генетически связанных с вулканогенными толщами девона. В то же время, в пределах тоханской пластины отмечены дайки предположительно позднепалеозойских гранитов [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005].

На северо-западе Передового хребта залегание урупского комплекса в целом пологое, к востоку от Аксаута становится все более крутым. При этом и тут и там в пределах комплекса выявляется тектоническое повторение элементов разреза, связанное с покровной тектоникой [Омельченко, Белов, 1986].

Урупский комплекс, по мнению большинства авторов, относится к числу островодужных формаций [Хаин Е., 1984; Омельченко, Белов, 1986]. Об этом говорят петрохимические особенности вулканитов, в частности, устойчиво низкое содержание в базальтах TiO_2 . На это же указывает, по устному сообщению Г.С. Закаридзе, анализ геохимических данных. Отсутствие как в основании комплекса, так и в его средней части продуктов размыва сиалического фундамента противоречит трактовке его как рифтогенной энсиалической формации.

Тоханский комплекс, или тоханский покров, расположен к северу от урупского комплекса, частично структурно подстилая его. Возраст его также верхний силур — нижний карбон. Иначе говоря, он одновозрастен урупскому комплексу, но сложен преимущественно терригенными породами с небольшим количеством вулканитов. Считают [Хаин Е., 1984; Омельченко, Белов, 1986], что этот комплекс может представлять собой фации окраинного (задугового) бассейна.

Кристаллиникум Передового хребта (сообщество метаморфических пород и гранитоидов) обнажен как к югу от выходов урупского и тоханского комплексов, в крупном Блыбском поднятии, так и к северу от него, в небольших Даховском и Бескесском выступках. К кристаллиникуму Передового хребта относят и Сахрайский выступ, хотя состав его метаморфитов еще плохо изучен². В более восточных частях Передового хребта к комплексу кристаллиникума можно отнести небольшие выходы по р. Даут и, несомненно, так называемую лабарданскую свиту. В силу своего низкого положения в структуре зоны породы кристаллиникума считаются параавтохтонными образованиями.

Метаморфические породы кристаллиникума Передового хребта — это преимущественно низкотемпературные ортогнейсы по плагиогранитам и тоналитам, гранатовые, в том числе симплектитовые, амфиболиты, эклогиты (фото 1, см. вкл.) и амфиболиты по ним, фенгит-роговообманковые гнейсы и метапелитовые гранат-кианит-слюдястые сланцы. В Бескесском выступе в небольшом объеме обнаружены микроклинсодержащие ортогнейсы, в Сахрайском — много специфических двуполевошпатовых ортогнейсов по гранит-порфирам, что заметно отличает его от остальных выступов.

Условия формирования метаморфитов кристаллиникума упомянутых выступов определяются как среднетемпературные (550–600°C) и средне-высокотемпературные (8–16 кбар) [Петрология..., 1991; Перчук, 2003; Кориковский и др., 2004]. Максимальные величины давления (около 16 кбар) определены для эклогитов, роль которых в разрезе комплекса незначительна, тогда как для гранатовых амфиболитов давления определены в 8–9 кбар. Повидимому, эклогиты тектонически смешаны с вмещающими породами на завершающих стадиях метаморфизма. Разрезы метаморфической части кристаллиникума в Блыбском и Даховском выступках структурно когерентны для значительных их отдельных частей: разные по составу метаморфиты там залегают в виде согласных тел, а в целом комплексы могут быть определены как субкогерентные — в них отсутствуют аллохтонные, чужеродные в метаморфическом отношении (например, низкотемпературные) разности (фото 2 и 3, см. вкл.).

² Принадлежность Даховского, Бескесского и Сахрайского выступов к зоне Передового хребта не является общепризнанной. В работах Г.Д. Афанасьева, И.С. Красивской и Г.И. Баранова эти выступы трактуются как часть Бечасынской зоны.

Заметную роль в составе всех выступов кристалликума (за исключением Сахрайского?) играют залежи ультрабазитов. Эти породы в Блыбском и Бескесском выступах интрузируются и захватываются огнейсованными гранодиоритами и ортогнейсами и, следовательно, являются относительно древним компонентом разреза. Учитывая присутствие в кристалликуме большого количества метабазитов и ультрабазитов, низкую величину отношения изотопов стронция в ортогнейсах (0,703–0,704) и исключительно малую роль нормальных (двуслюдяных) гранитов среди интрузивов, размещенных в поле высокобарных метаморфитов (такие граниты известны только в Даховском массиве), можно заключить, что кристалликум Передового хребта имеет энсиматическую природу. Среди неметаморфизованных гранитоидов, прорывающих эти метаморфиты, доминируют гранодиориты, слагающие значительную часть Даховского выступа и известные также в Бескесском выступе.

Главная проблема геологии Передового хребта — соотношение кристалликума и залегающих выше слабометаморфизованных среднепалеозойских комплексов. Ортогнейсы кристалликума и базиты урупского комплекса в бассейне р. Большая Лаба в контактовой зоне мощностью до 150 м характеризуются сходными условиями залегания (конвергенция структурных черт), и поэтому до начала 70-х годов доминировало мнение, что контактирующие толщи связаны постепенным переходом, т. е. составляют единый структурный этаж с зональным метаморфизмом [Круглов, Робинсон, 1962; Самохин, 1962].

Однако сейчас стало ясно, что Р-Т условия этих комплексов несопоставимы. Действительно, урупский комплекс — низкотемпературный и низкобарический, а в значительной своей части совсем неметаморфизованный. Ультрабазиты и массивы абиссальных гранитоидов в нем неизвестны, вертикальное распространение ортогнейсов четко ограничено подошвой урупских вулканитов. Только в тоханском покрове известны дайки двуполевошпатовых гранитов. Поскольку базальные слои в основании урупского комплекса определенно отсутствуют, все эти признаки указывают на регионально-тектонический характер контакта. Данный вывод подтверждается тем исключительно важным фактом, на который долгое время не обращали внимания, что в поле кристалликума нигде не обнаружены дайки слабометаморфизованных вулканических или субвулканических магматических пород, которые могли бы рассматриваться в качестве кор-

невых (подводящих каналов) для урупских вулканитов [Сомин, Лаврищев, 2005].

В литературе последних 35 лет почти все авторы считали возраст метаморфитов кристалликума протерозойским [Баранов, 1987; Баранов, Греков, 1997; Лебедько и др., 1999; Греков, Лаврищев, 2002] или, осторожнее, додевонским [Потапенко, 1982]. Только С.В. Чесноков и И.С. Красивская [1985], исходя из представлений о формационном единстве кристалликума и урупского комплекса, рассматривали метаморфические толщи как среднепалеозойские (позже И.С. Красивская [1998] показала, что по меньшей мере в отношении гранитоидов такое единство иллюзорно). Геологи, принимающие возраст метаморфических толщ за протерозойский, фактически трактуют урупский и тоханский комплексы как чехол кристалликума.

Однако ни геологических, ни достоверных изотопно-геохронологических свидетельств докембрийского возраста метаморфитов кристалликума не существует. Интерпретация относительно высоких значений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, полученных термодатированием методом [Сомин и др., 2002], имела предположительный характер, поскольку такие значения могут отражать присутствие в породе унаследованного материала. Все высококачественные определения К-Аг возраста минералов метаморфических пород разных типов соответствуют только среднему—позднему палеозою (370–310 млн лет) [Чесноков, Красивская, 1985; Петрология..., 1991], тогда как датировки на уровне докембрия [Аянов и др., 1974; Лебедько, Усик, 1985] не были подтверждены. Новые К-Аг датировки, полученные по слюдам с высоким содержанием калия, также находятся в интервале 360–300 млн лет [Сомин, Лаврищев, 2005]. Sm-Nd, Ar-Ar и Lu-Hf датирование непосредственно эклогитов дало оценки не древнее 322 млн лет [Phillipot et al., 2001]. Если учесть, что речь идет о высокобарических, быстро эксгумируемых породах, то такие датировки указывают на высокую вероятность того, что метаморфизм происходил в начале позднего палеозоя.

Еще более определенный вывод можно сделать из результатов U-Pb-цирконового датирования, недавно полученных по взятым автором данной главы пробам. По цирконам метааплитов (вероятно, адакитов) Даховского выступа получена датировка 354 ± 4 млн лет (лаборатория ИГГД РАН), метагабброидов и метаплагиогранитов Блыбского выступа — 400 ± 10 и 323 ± 5 млн лет (ГИ КНЦ и ГЕОХИ РАН); датировки (SHRIMP-II) цирконов одной из проб ортогнейса этого выступа соответст-

вуют 396 ± 4 и 355 ± 5 млн лет (А.Кренер, Перт и ЦИИ ВСЕГЕИ, соответственно; различия в оценках, вероятно, связаны с тем, что во втором случае датировались в основном краевые части зерен, где проявились метаморфические воздействия, что выразилось в низком отношении Th/U). Наконец, цирконы двуполевошпатовых ортогнейсов Бескесского выступа при SHRIMP-датировании, проведенном также А.Кренером, показали возраст 389 ± 4 млн лет.

Значения возраста на уровне 400–389 млн лет, судя по морфологии цирконов и высокой величине отношения Th/U, очевидно, отражают возраст магматического протолита. Датировка 354 ± 4 млн лет (по цирконам магматического габитуса из метаплитов Даховского массива), вероятно, характеризует возраст парциального плавления базитового материала при его субдукции. Значение возраста 323 млн лет по цирконам метаплагиогранитов р. Большая Лаба (район Соленовского моста), возможно, отражает метаморфический процесс, так как цирконы содержат аномально высокие концентрации урана. Вместе с тем, возраст этих пород по Rb-Sr изохроне (валовые пробы) определен в 376 ± 40 млн лет при начальном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70343$ [Чесноков, Красивская, 1985], что может трактоваться как свидетельство среднепалеозойского возраста плагиогранитов. Этому заключению частью соответствуют оценки Sm-Nd изохронного возраста, полученные в ИГЕМ РАН по парам породы — ортит, сфен или апатит: они равны 400 ± 11 и 460 млн лет [Петрология..., 1991].

Важные результаты недавно получены при SHRIMP-датировании цирконов слюдяных сланцев, обнажающихся по р. Большая Лаба напротив устья балки Сосновая. Среди 20 изученных зерен выделяются три популяции. Возрастной диапазон наиболее древней из них, представленной восемью зернами, составляет 2471–1513 млн лет; четыре зерна показали «кадомский» возраст 653–499 млн лет, возраст восьми зерен определен в интервале 387–366 млн лет. Зерна первых двух групп несомненно терригенные, тогда как цирконы девонского возраста, очевидно, попали в осадок в связи с вулканизмом или при размыве наиболее молодых плутонических пород. Присутствие этих зерен свидетельствует о том, что включающие их осадки блыбского комплекса имеют девонский возраст.

Для определения возраста метаморфитов северного пояса особенно важна датировка 389 ± 4 млн лет цирконов из ортогнейсов Бескесского выступа, обнажающихся близ устья балки Мошевой. Ортогнейсы имеют признаки происхождения из грани-

тоидов и, вместе с тем, — преобразования при среднетемпературном региональном метаморфизме. По степени метаморфизма и текстуре они значительно отличаются от слабо огнейсованных гранодиоритов балки Мошевой и, судя по всему, прорываются ими. Широко распространено мнение, что упомянутые гранодиориты («гранитогнейсы», по некоторым авторам) раннепалеозойские, так как K-Ar возраст флогопита, образовавшегося на их контакте с серпентинитами, был определен в 450–460 млн лет [Геология СССР..., 1968]. Однако аргоновый возраст биотита из самих гранодиоритов не древнее 360 млн лет, а U-Pb датирование (классический метод) цирконов из самих гранодиоритов выявило лишь неоднозначно интерпретируемые значения 1300 млн лет (верхнее пересечение конкордии) и 285 млн лет (нижнее пересечение) [Чернышев и др., 1987].

С учетом этих данных и результатов Rb-Sr изохронного датирования Г.П. Багдасаряном с соавторами [1987] как самих гранодиоритов, показавших 341 млн лет, так и контактовых слюдитов (336 млн лет), надо признать логичным заключение Г.П. Багдасаряна с коллегами о том, что возраст 450–460 млн лет надо считать завышенным, обусловленным захватом избыточного аргона. Повидимому, контакт резко различных по химическому составу сред способствует метасоматическим процессам, сопровождающимся миграцией аргона.

Итак, несмотря на то, что урупский комплекс располагается непосредственно на кристалликуме, геологические связи между ними отсутствуют. А поскольку возраст метаморфических пород кристалликума соответствует возрасту урупских (и тоханских) вулканогенно-осадочных толщ, следует сделать вывод о полном пространственном тектоническом совмещении этих комплексов при крупноамплитудных горизонтальных перемещениях.

Метаморфиты параавтохтонных массивов Переводового хребта в силу своего высокобарического характера и субкогерентного типа разреза, очевидно, формировались в палеозойской зоне субдукции, которая была наклонена под среднепалеозойскую вулканическую дугу. В позднем палеозое расстояние между этими палеогеографическими элементами резко уменьшилось в связи с общим сокращением пространства. Кристалликум поднялся из-под дуги, сформировав тектонические окна, главное из которых имеет вид обширной куполовидной антиформы хребта Большие Балканы (фото 4, см. вкл.).

Важно заметить, что аллохтонные массы островодужного комплекса полностью перекрывали об-

ласть распространения кристалликума Передового хребта и достигали зоны Главного хребта: небольшие останцы аллохтона можно видеть в районе горы Экспедиции, на склоне массива Джуга в бассейне р. Киши, в левом борту р. Закан (приток р. Большая Лаба). На востоке, в бассейнах рек Даут и Чегем, от кристалликума остались лишь небольшие фрагменты (эклогиты и гранатové амфиболиты лабарданской свиты и др.), и вулканы девона здесь непосредственно соприкасаются с гранитами и метаморфитами Главного хребта.

В пределах южной краевой части Главного хребта глубокометаморфизованные толщи, литологически сходные с урупским комплексом Передового хребта и содержащие фоссилии среднего палеозоя, слагают дамхурцевскую свиту лабинского комплекса (серии) [Сомин, 1971]. В частности, здесь известны характерные внутриформационные метаконгломераты, по своему составу и положению в разрезе сходные с конгломератами семиродниковской свиты среднего–верхнего девона Передового хребта [Греков и др., 1968; Сомин, Кориковский, 1988]. Раньше автор предполагал, что эти толщи могут иметь с макерским комплексом Главного хребта стратиграфические соотношения. Однако такую точку зрения следует признать неверной, так как в располагающемся структурно ниже макерском комплексе полностью отсутствуют как метаплутониты (метагранитоиды I-типа), характерные для лабинского комплекса, так и вообще породы, которые могли бы быть признаны метаморфизованными подводными каналами вулканитов лабинского комплекса.

Зона Главного хребта

Среди структур доальпийского основания зона Главного хребта имеет наиболее значительные размеры и характеризуется доминированием метаморфических пород и гранитоидов. Как уже отмечалось, с учетом состава этих пород и их структуры зона может быть разделена на две подзоны — северную Эльбрусскую и южную Перевальную [Сомин, 1971], которые различаются по стилю структур, формационному составу метаморфических комплексов и ассоциирующих гранитоидов.

Эльбрусская подзона Главного хребта. Эта подзона включает два главных доальпийских метаморфических комплекса — верхний макерский, преимущественно сланцевый, и нижний гнейс-мигматитовый (гондарайский). Уровень метаморфизма первого из них соответствует эпидот-амфиболи-

товой фации, второго — в основном амфиболитовой фации, при этом давления и тут и там были низкие — 3–4 кбар.

Макерский комплекс — здесь преобладают метапелитовые, часто существенно глиноземистые кристаллические сланцы (фото 5, см. вкл.), в заметно меньшем объеме присутствуют мелкозернистые двуполевошпатовые ортогнейсы (лейкократовые гнейсы Азау-Донгузорун и Кти-Теберды), известны протяженные маломощные горизонты и отдельные линзовидные тела амфиболитов (метабазитов повышенной щелочности), с которыми изредка ассоциируют мелкие линзы мраморов.

Г.И. Баранов [Баранов, Кропачев, 1976] подразделяет макерский комплекс на донгузорунскую, кургашиначатскую, дуппукскую и кти-тебердинскую свиты, различающиеся по роли в разрезе гнейсов и амфиболитов. При этом за один из главных признаков, позволявших различать эти части разреза, принимается присутствие в донгузорунской и дуппукской свитах тонкополосчатых мелкозернистых слюдястых, часто двуполевошпатовых лейкократовых гнейсов (фото 6, см. вкл.). В районе Кти-Теберды их мощность достигает 80 м [Потапенко и др., 1972], в районе урочища Азау и в массиве Чегет они слагают совместно с прослоями метапелитов не менее 500 м структурного разреза. Происхождение этих гнейсов дискуссионно: их принимали за метааплиты [Орлов, 1960; Потапенко и др., 1972], метавулканы [Бибикина и др., 1991; и др.] и метааркозы [Баранов, Кропачев, 1976; Сомин и др., 2004].

Дополнительное изучение этих пород подтвердило отмеченное Ю.Я. Потапенко и др. [1972] присутствие в них довольно обильного мелкого идиоморфного магматического циркона и отсутствие циркона окатанного. Это делает малореальным аркозовый генезис. Порой значительная мощность тел ортогнейсов, их частью умеренно кислый состав, отвечающий дациту–гранодиориту (среднее содержание SiO_2 равно 68%; окварцевание и фельдшпатизация искажают исходный химический состав этих пород), присутствие реликтов вкрапленников плагиоклаза позволяют сомневаться в аплитовом генезе этих пород. К тому же аплиты должны сопровождать крупные метантрузивные массивы, которых нет в макерском комплексе. Ортогнейсы Азау, возможно, сформировались за счет вулканических или субвулканических пород дацитового состава, которые среди всех вулканитов более всего обогащены цирконом. Важно, что U-Pb возраст этих ортогнейсов примерно такой же, как и возраст ортоамфиболитов и Rb-Sr возраст метапе-

литов, тогда как в случае интрузивного генезиса этих пород их изотопный возраст должен бы быть более молодым.

Тектоника макерского комплекса своеобразна. Ранние изоклинальные складки нескольких генераций и сопровождающие их синметаморфические разрывы деформированы в поздние структуры типа обширных коробчатых антиформ с плоскими сводами, реже — в пологие синформы [Сомин, 1971; Видяпин, Сомин, 1988]. Вырисовывающаяся эти структуры метаморфическая фолиация и полосчатость, однако, в некоторых местах приобретает крутое или даже опрокинутое положение.

Возраст исходных пород макерского комплекса большинство авторов (за исключением Ш.А. Адамия, С.В. Чеснокова и И.С. Красивской) принимают за протерозойский. Но эта точка зрения не имеет надежного обоснования и базируется на устаревших, не прошедших проверки данных K-Ar и Rb-Sr датирования.

Полученные в последние два года результаты U-Pb-цирконового датирования указывают на палеозойский возраст протолитов комплекса. Детритовые цирконы из андалузитовых сланцев массива Чегет и урочища Азау (изучено 27 зерен) датированы (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) в диапазоне 1867–444 млн лет, где семь зерен показали возраст 1867–1053 млн лет, шесть — 888–626 млн лет, десять — 605–546 млн лет (т.е. венд) и два — 524 и 444 млн лет (ранний кембрий — ордовик). Все значения возраста конкордантны. Из этих данных следует, что исходные макерские осадки должны быть по меньшей мере поствендскими, т.е. палеозойскими. Применение классического U-Pb метода к детритовым цирконам метapelитов хребта Аркасар [Сомин и др., 2004] дало по четырем фракциям зерен на нижнем пересечении конкордии 487 ± 5 млн лет. Учитывая терригенное происхождение цирконов, этот результат можно было бы считать лишенным геологического смысла, однако $СКВО = 0,098$, поэтому можно предположить, что основная масса данных цирконов происходила из одного источника, и именно его возраст получил отражение в данной датировке.

Для определения возраста макерского комплекса были использованы также его ортопороды — амфиболиты и ортогнейсы Азау. Цирконы магматического («габброидного») облика из амфиболитов р. Дучинка (приток р. Большие Дукки) дали по двум сессиям SHRIMP-II датирования суммарно, по 16 зернам, 478 ± 4 млн лет; но возраст по группе датировок с минимальным (наилучшим) $СКВО$

составил 464 ± 15 млн лет. Интересно, что близкий (460 ± 8 млн лет) возраст показала точка, расположенная близ конкордии и при классическом U-Pb датировании этих цирконов [Сомин и др., 2004]. Цирконы амфиболитов р. Юсеньга показали 445 ± 12 млн лет. Магматические цирконы из ортогнейсов урочища Азау и подножия массива горы Чегет (четыре пробы) датированы в интервале 425–460 млн лет. Классический U-Pb метод по цирконам гнейсов рек Азау и Малая Дукка выявил значения возраста около 425 и 430 млн лет [Бибикова и др., 1991; А.Б. Котов, предварительные результаты]. Полученный Р.Х. Гукасяном изохронный Rb-Sr возраст серии из пяти валовых проб метapelитов Чегета составил 462 ± 17 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70952 \pm 0,00162$.

Таким образом, датирование макерского комплекса показало палеозойский возраст как его осадков, так и ортопород, но пока не позволило решить этот вопрос более точно. Можно лишь констатировать, что возрастной диапазон осадков комплекса находится в интервале кембрий — нижний силур. Отметим, вместе с тем, идентичность самой молодой группы обломочных цирконов макерского и бесчасынского комплексов; очевидно, этот факт отражает существование общего для обоих комплексов кадомского источника сноса.

Возраст метаморфизма макерского комплекса пока определяется лишь по K-Ar датировкам, из которых наиболее качественной является значение 300 ± 5 млн лет (при содержании калия 8,35%), полученное по крупному мусковиту из синметаморфической кварц-мусковит-андалузитовой жилы горы Чегет. Используя критерии, предложенные В.Ю. Герасимовым [2004], можно считать, что пик регионального метаморфизма макерского комплекса имел место 320–325 млн лет назад. В качестве другого критерия для определения возраста метаморфизма может служить U-Pb датировка 305 млн лет среднетемпературного апогранитного ортогнейса балки Большой Мукулан, который контактирует (вероятно, по синметаморфическому разрыву) со сланцами макерского типа [Сомин, Котов и др., 2006]. Геологическое значение этой датировки, однако, требует дополнительного обсуждения, поскольку она отвечает возрасту верхнекаменноугольных моласс; нельзя исключить, что столь молодой возраст циркона связан с потерей радиогенного свинца во время крупноамплитудных вертикальных перемещений отдельных блоков.

Гнейс-мигматитовый комплекс (ГМК) в большинстве мест отделен от макерского телами

позднепалеозойских гранитов, реже (например, у ледника Шхельда) — отчетливо выраженными пологими зонами низкотемпературных милонитов, местами срезающими и граниты. В состав ГМК входят высокотемпературные пара- и ортогнейсы, метапелиты и, в очень ограниченном объеме, метабазиты. Известны единичные линзы мраморов. Широким распространением пользуются мигматиты. При этом часто видно наложение мигматизации на испытавшие тектоническую переработку (скорее всего в обстановке растяжения) пара- и ортогнейсы (фото 7 и 8, см. вкл.). Метаморфизм комплекса отвечает трем субфациям амфиболитовой фации с температурами, приближающимися к 750 °С в области гранат-кордиерит-калишпатовых гнейсов, т.е. уже близ гранулитовой фации [Петрология..., 1991; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. Максимальные оценки давления составляют 3,5–4 кбар. Метаморфизм ГМК одними авторами считается моноциклическим [Петрология..., 1991], другими — полициклическим [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. В свете новых данных о возрасте метаморфизма пород комплекса скорее получает подтверждение первая точка зрения. Согласно А.Н. Конилову [Сомин, Лепехина и др., 2006], гранаты мигматизированных парагнейсов устья р. Адыр-су не несут признаков полициклического процесса: в них отмечается лишь слабая ретроградная зональность. По сообщению С.П. Кориковского, составы минералов наиболее высокотемпературных пород ГМК в истоках этой реки также не демонстрируют свидетельств полиметаморфизма.

Для структуры ГМК характерно чередование участков шириной 3–5 км с преобладающим то крутым до субвертикального, то пологим, вплоть до субгоризонтального, положением фолциации пород (фото 9 и 10, см. вкл.). Иногда видны флексурные сочленения этих участков (рис. 1.4). Все это, очевидно, свидетельствует о присутствии здесь коробчато-куполовидных структур, таких же, как в макерском комплексе. Они наложены на более ранние изоклинальные формы и вязкие разрывы.

В связи с более низким структурным положением и наиболее глубоким метаморфизмом гнейс-мигматитовый комплекс до последнего времени считался докембрийским. Однако новые изотопно-геохронологические данные демонстрируют, что все главные компоненты комплекса — ортогнейсы гранитоидного состава, высокотемпературные парагнейсы, амфиболиты, мигматиты и анатектиты — формировались в палеозое за счет палеозойских протолитов.

Так, возраст магматического протолита апогранитных ортогнейсов р. Кыртык определен классическим U-Pb-цирконовым методом в 386 ± 5 млн лет [Сомин, Котов и др., 2006]; магматические специфические по морфологии и типу зональности («габброидные») цирконы из более древних, интродуцируемых этими ортогнейсами амфиболитов показали (SHRIMP-II) 425 ± 9 млн лет [Сомин, Лепехина и др., 2006].

Возраст цирконов из лейкосомы мигматитов района ледника Уллучиран и бластомилонитизированного и мигматизированного метаплагиогранита р. Баксан близ г. Тырныауз определены в 305 и 307 млн лет (классический и SHRIMP методы, соответственно).

Идиоморфные метаморфические цирконы из гранат-силлиманитовых парагнейсов р. Адыр-су и широкие метаморфические оторочки детритовых зерен (11 точек) показали идеально точный SHRIMP возраст 321 ± 1 млн лет при СКВО = 0,009 и вероятности конкордантности 0,92. Сами детритовые ядра здесь датированы в 665 и 635 млн лет.

Еще более определенные данные получены при датировании детритовых цирконов слабомигматизированных силлиманит-мусковит-биотитовых (\pm гранат) парагнейсов рек Дамхурц и София [Сомин, Лепехина и др., 2006]. Было продатировано 34 зерна, значения их возраста располагаются в интервале 2002–474 млн лет. 24 датировки, т.е. преобладающая часть полученных значений, отвечает позднему рифею — венду — раннему кембрию (676–561–522 млн лет), но несколько зерен, причем иногда с достаточно высоким Th/U отношением ($>0,30$), показали 504–474 млн лет.

Интересные данные получены при U-Pb (SHRIMP-II) датировании бластомилонитизированных метаплагиогранитов левобережья р. София, залегающих структурно согласно среди силлиманит-гранатовых парагнейсов. Степень метаморфизма метаплагиогранитов меньше, но плоскости милонитовой полосчатости, вдоль которой развиваются слюды, параллельны фолциации парагнейсов. Основные зоны цирконов этих пород показали типичный ранневарисский возраст 333 ± 5 млн лет; ядра датированы в 513 и 542 млн лет, а узкие каймы — в 320–310 млн лет. Возрастным аналогом метаплагиогранитов р. София, по-видимому, являются гранодиориты р. Кичкинекол (правый приток р. Индрюкой). Они находятся в поле мигматитов, испытали сильное огнейсование в краевых частях тела и сохранили массивную текстуру в его центре.

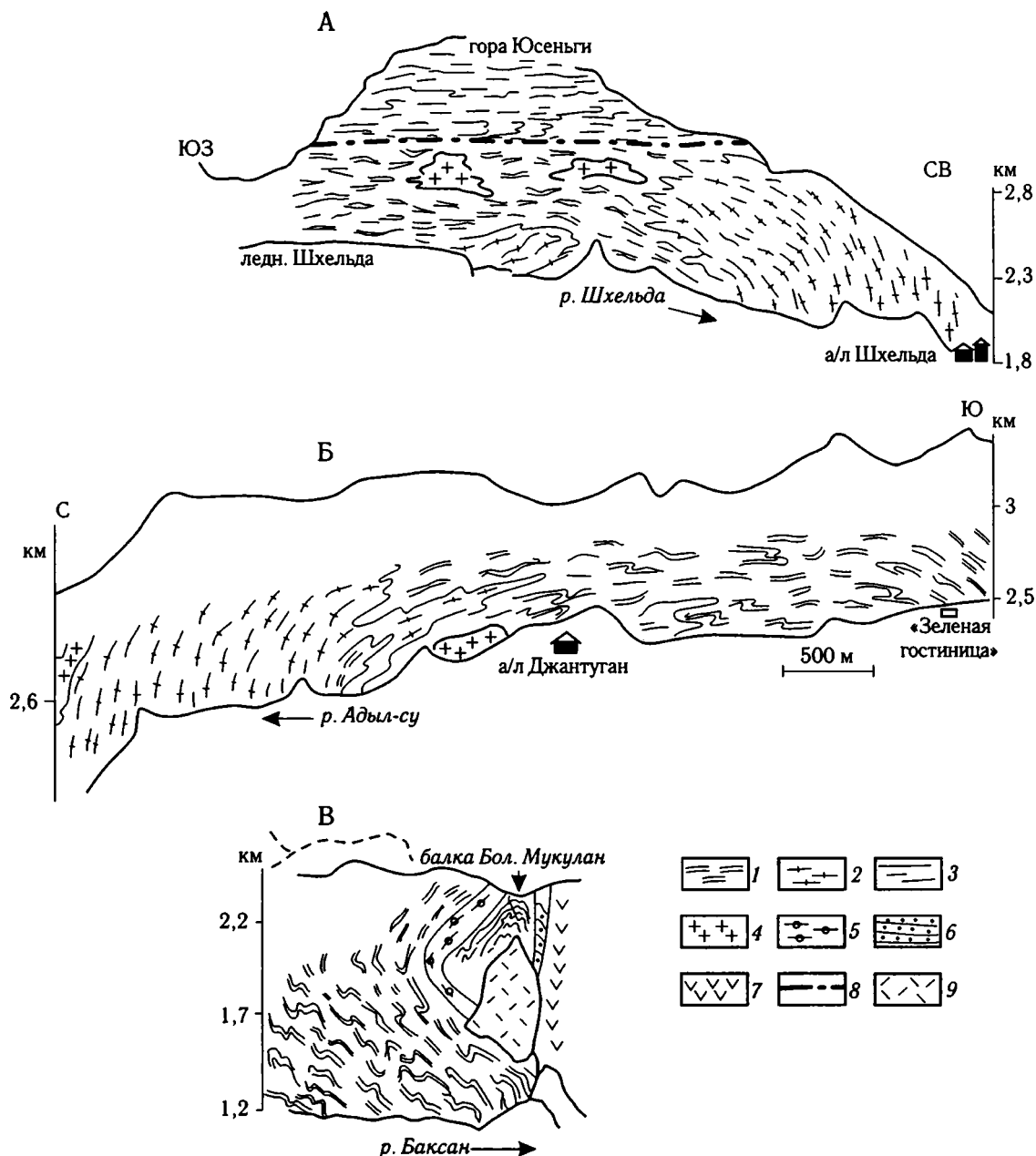


Рис. 1.4. Схематизированные разрезы в северной части зоны Главного хребта по левому борту р. Шхельда (А), по правому борту р. Адыл-су (Б) и по левому борту р. Баксан в районе балки Большой Мукулан (В), демонстрирующие куполовидно-коробчатый характер главных поздних структур гнейс-мигматитового комплекса, его веерообразное запрокидывание у границы с зоной Передового хребта (см. фрагмент В) и его тектонический горизонтальный контакт с макерским комплексом под вершиной горы Юсеньги

1 — гнейс-мигматитовый комплекс; 2 — высокотемпературные ортогнейсы в его составе; 3 — макерский комплекс; 4 — граниты; 5 — среднетемпературные ортогнейсы (бластомилониты) балки Большой Мукулан; 6 — отложения нижней-средней юры; 7 — вулканиты девона Передового хребта; 8 — разломы; 9 — коллювиальные и техногенные отложения

Совокупность всех этих данных показывает, что осадочный протолитный материал гнейс-мигматитового комплекса пострanneкембрийский (такой же, как у макерского комплекса) и, возможно, в него входят и постнижнеордовикские отло-

жения. Возраст магматических протолитов ортопород основного и кислого состава в ГМК соответствует среднему силуру — среднему девону и даже визе — если относить к ГМК и метаплагиограниты р. София.

Региональный метаморфизм комплекса, судя по датировкам метаморфических цирконов (321 млн лет), должен был происходить во второй половине серпуховского века. Изохронный Sm-Nd возраст 279 ± 59 млн лет по системе порода—гранат мигматитов р. Черек Безенгийский, U-Pb — датировка 314 ± 6 млн лет по цирконам из этих же пород (данные А.Н. Письменного), наконец, определенный А.Н. Кониловым в технике СИМЕ возраст метаморфического монацита из парагнейсов р. Адыр-су 280 ± 50 млн лет также не противоречат выводу о вариссийском возрасте регионального метаморфизма ГМК. Вместе с тем, метаморфизм в пределах комплекса, возможно, не был синхронным, и часть мигматитов и анатектитов могла сформироваться лишь в московском веке. Подчеркнем гипотетичность последнего вывода: изотопные датировки порядка 300 млн лет могут отражать и проявление наложенных процессов.

Эльбрусская подзона Главного хребта характеризуется широким распространением гранитов, которые замещают обе части ее разреза, но преимущественно локализируются в гнейс-мигматитовом комплексе. Обычно выделяют два главных типа гранитов Главного хребта — белореченские и уллукамские. Последние имеют четкую петрологическую характеристику (мелкозернистые гомогенные, массивные двуслюдяные двуполевошпатовые граниты S-типа), а к белореченскому типу относят практически все остальные граниты, поэтому их характеристика несколько неоднозначна. При внедрении в супраструктуру граниты создают узкие контактовые ореолы, иногда включают хаотически ориентированные ксенолиты вмещающих сланцев. В пределах ГМК контактовые ореолы вокруг гранитных тел неизвестны, что указывает на их внедрение в горячую раму. Эти тела здесь имеют субпластовую форму (фото 11, см. вкл.), их приконтактные зоны демонстрируют признаки магматического течения параллельно контактам. Встречающиеся ксенолиты высокотемпературных метаморфитов имеют субпараллельное положение. Наряду с пересечением мигматитов гранитами наблюдаются и переходы мигматитов в небольшие тела гранитов, не имеющих резких очертаний. Все эти признаки указывают на автохтонно-параавтохтонный характер гранитов, т.е. на формирование гранитного расплава *in situ* и его незначительное последующее перемещение.

Прецизионных датировок гранитов Главного хребта немного, но имеющиеся находятся в интервале 320–285 млн лет [Гурбанов, Аретц, 1996; По-

тапенко и др., 1999; новые результаты SHRIMP датирования]. Следовательно, наши данные позволяют считать, что между высокотемпературным—низкобарическим региональным метаморфизмом и формированием значительной части данных гранитов существовала генетическая связь.

Перевальная подзона Главного хребта. В состав доюрского основания Перевальной подзоны входят как метаморфические породы и гранитоиды, так и трансгрессивно их перекрывающие верхнепалеозойские толщи. Метаморфические толщи традиционно разделяют на несколько крупных единиц первого порядка, которые раньше назывались сериями, однако, поскольку в их состав входят не только стратифицированные, но и металутонические образования, их правильнее отнести к категории метаморфических комплексов.

Буульгенский метаморфический комплекс (БК) (буульгенская серия М.Л. Сомина [1965a]) занимает перевальную область Софийского поднятия Главного хребта в бассейнах рек Кодори и Теберда. Его вероятные аналоги имеются в Чугушском выступе. Подробные описания опорных разрезов БК как на южном, так и северном склонах Главного хребта приведены в работе М.Л. Сомина [1971]. Из них видно, что в составе комплекса в примерно равном количестве присутствуют метабазиты (амфиболиты) и метатерригенные породы (сланцы и парагнейсы) и имеются многочисленные тела низкокальциевых ортогнейсов по диоритам, кварцевым диоритам — гранодиоритам, в меньшей мере — плагиогранитам.

Известны очень мелкие выходы ультрабазитов и ультрабазитов в сочетании с метагаббро, что позволило ряду авторов высказать мнение, что буульгенский комплекс имеет офиолитовую природу. В действительности так может ставиться вопрос лишь в отношении клычской свиты, сложенной апобазальтовыми амфиболитами; да и то по петрохимическим данным только часть этих пород относится к группе толеитов, другая принадлежит скорее к группе щелочных высокотитанистых базальтов. Кроме того, как с клычскими, так и с другими амфиболитами нередко ассоциируют тонкие линзы мраморов, за которыми следуют метатерригенные породы; метакремни здесь не замечены. Признаков присутствия в клычской свите сколько-нибудь заметных объемов метагаббро нет. Поэтому трактовка клычской свиты как тектонической пластины базальтов, отчлененных от офиолитовой ассоциации [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005], остается сугубо гипотетической.

Как структурно ниже, так и выше клычской свиты, а также и в любых других частях буульгенского комплекса присутствуют метатерригенные породы, содержащие детритовый циркон, часть зерен которого имеет весьма древний (до 2400 млн лет) возраст. Это не позволяет считать БК в целом офиолитовым или островодужным комплексом. Вместе с тем, господство высокотитанистых ($\text{TiO}_2 = 1,55\%$, $n = 39$) метабазальтов, низкокалиевый характер ассоциирующих гранитоидов, отсутствие в цирконах некоторой части ортопород БК древнего корового компонента [Бибикова и др., 1991; Ханель и др., 1993], наличие мелких линз ультрабазитов — все эти признаки позволяют предполагать, что накопление протолита БК или его значительной части происходило на коре симатического типа или утоненной континентальной и что буульгенский бассейн, по крайней мере частично, мог иметь окраинно-морский характер. Небольшая часть амфиболитов БК, судя по данным М.Ханеля и др. [1993], имеет петрохимические признаки островодужных базальтов.

Возраст как протолитного материала, так и метаморфизма буульгенского комплекса дискуссионен и определяется разными авторами в пределах от протерозоя и раннего палеозоя до начала позднего палеозоя [Бибикова и др., 1991; Ханель и др., 1993; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. Организованные нами в последние годы исследования существенно прояснили ситуацию. SHRIMP датировки цирконов из метапсаммитов БК (25 точек) располагаются в интервале от ~2400 до 322 млн лет. Основная часть зерен с возрастом от 2400 до 405 млн лет имеет явно детритовую природу: округленную форму и корродированную поверхность. Здесь выделяется группа с очень древними (2394–1929 млн лет) ядрами, окаймленными широкими оторочками с низким (0,01–0,09) отношением Th/U . Их можно интерпретировать как связанные с палеопротерозойскими породами, испытавшими метаморфизм в ордовикское время и уже затем попавшими в осадок. Семь обломочных зерен датированы в интервале 669–483 млн лет (поздний рифей — ранний ордовик); одно, также округлое, показало 405 млн лет (ранний девон) при $\text{СКВО} = 0,17$.

Совокупность этих данных позволяет считать, что осадки БК пострanneордовикские и даже пострanneдевонские. Вместе с тем, три зерна датированы в интервале 355–322 млн лет, одно из них — по двум точкам. Эти цирконы отличаются от прочих идиоморфизмом, наличием слабо корродированных

граней; $\text{Th}/\text{U} = 0,25\text{--}0,52$. Это позволяет предполагать, что данные зерна попали в осадок еще до метаморфизма из туфов или при размыве рядом расположенных сравнительно молодых гранитоидов. Если это так, то буульгенский комплекс включает осадки вплоть до нижнекаменноугольных. Этот вывод остается предположительным, поскольку еще не установлена природа (интрузивная или эффузивная) ортогнейсов р. Хецквара, расположенных среди этих метаосадков. Возраст ортогнейсов определяется конкордантной SHRIMP датировкой их цирконов 381 ± 3 млн лет (поздний девон), полученной А.Кренером. В отличие от этих ортогнейсов, упомянутые ранее метагранитоиды I-типа (бластомилониты и бластокатаклазиты) с многочисленными реликтами исходных магматических структур показали $\text{U}\text{--}\text{Pb}$ возраст (по четырем пробам разных тел) в интервале 320–312 млн лет.

Таким образом, в составе БК, возможно, присутствуют две генерации дометаморфических гранитоидов, и возраст последних позволяет утверждать, что БК испытал метаморфизм в среднем–позднем карбоне. Это событие отразилось на $\text{Sm}\text{--}\text{Nd}$ минеральной изохроне гранатового амфиболита р. Северный Птыш, составившей 287 ± 33 млн лет [Петрология..., 1991]. Вместе с тем, известны данные М.Ханеля и др. [1993], выявивших с помощью $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ метода значения порядка 600 и 500 млн лет в цирконах неясного генезиса (округлой формы) из лейкократовых гнейсов р. Гонахир. Эти значения, в связи с известными проблемами данного метода [Чернышев и др., 1989], следует рассматривать не как реальный возраст, а как верхний (максимальный) его предел. Еще важнее то, что, как отметили М.Ханель и его коллеги, существует и вероятность терригенного происхождения этих цирконов. Следовательно, данные этих авторов не могут считаться бесспорным доказательством доварисцийского возраста метаморфитов буульгенского комплекса.

$\text{K}\text{--}\text{Ar}$ датировки метаморфических пород буульгенского комплекса и их минералов, как правило, отвечают ранней–средней юре (190–160 млн лет), что отражает воздействие низкотемпературных ($<300^\circ\text{C}$) раннеальпийских процессов, сопровождавших структурную переработку фундамента.

Структурная характеристика буульгенского комплекса по сравнению с макерским существенно иная (рис. 1.5). Характерно крутое, с общим наклоном к северу, залегание плоскостных текстур и полосчатости пород, присутствие нескольких генераций опрокинутых к югу изоклинальных складок

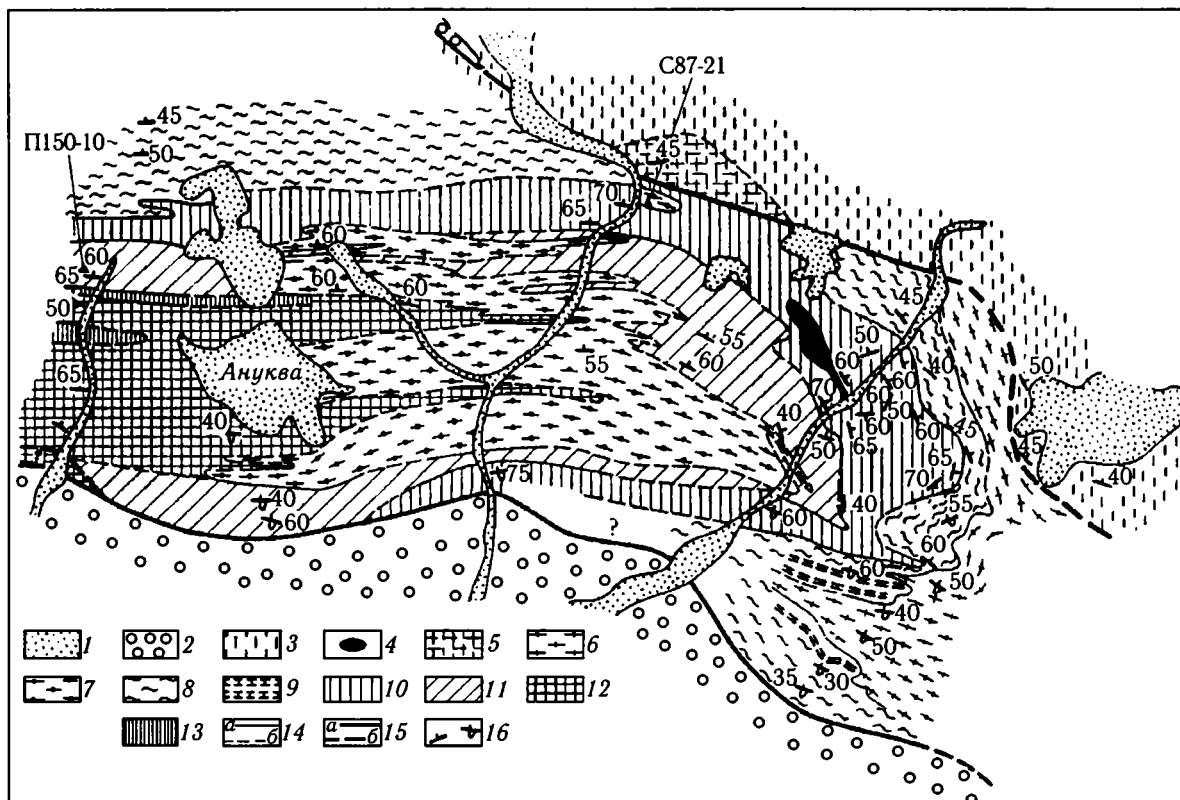


Рис. 1.5. Схематическая геологическая карта верховьев р. Кодори. По М.Л. Сомину [1971] с некоторыми изменениями и дополнениями по данным И.П. Гамкредидзе и Д.М. Шенгелиа [2005]

1 — аллювиальные отложения; 2 — отложения лейаса-аалена; 3 — гнейс-мигматитовый комплекс и позднепалеозойские граниты; 4 — ультрабазиты; 5 — мигматиты; 6 — гнейсовидные плагиограниты секенского типа; 7 — бластомилониты клычского типа по диоритам и низкокалийным гранитоидам; 8 — домбайская свита; 9 — тела амфиболитов в составе этой свиты в бассейне р. Сисина; 10 — клычская свита; 11–13 — гвандринская свита: 11 — верхняя толща, 12 — нижняя толща, 13 — тонкое чередование амфиболитов и биотитовых сланцев и гнейсов в нижней толще; 14 — геологические границы, прослеженные (а) и предполагаемые (б); 15 — разрывы, прослеженные (а) и предполагаемые (б); 16 — положение фоллиаций в метаморфических породах. П150-10 и С87-21 — номера проб ортогнейсов, датированных U-Pb — методом; места отбора проб показаны черными треугольниками

и слайдов, проявление нескольких систем сланцеватости, широкое распространение бластомилонитов по метаплутонитам.

Интересно, что входящий в буульгенский комплекс массив Белалакая в районе Домбая содержит субгоризонтально залегающие протяженные тела мусковитовых пегматитов (с K-Ar возрастом крупного мусковита 220 млн лет), под большим углом пересекающих крутопадающие буульгенские сланцы и амфиболиты (фото 12, см. вкл.). Эти тела несут признаки лишь ограниченного продольного сжатия. Отсюда следует, что структурный стиль комплекса заложен еще в предъюрское время.

В работах И.П. Гамкредидзе и др. [Gamkrelidze et al., 1996; Гамкредидзе, Шенгелиа, 2005] проводится мысль о том, что макерский комплекс пред-

ставляет собой шарьированную к северу верхнюю («сланцевую») часть буульгенского МК. В пользу этого предположения свидетельствуют определенное сходство метапелитов обоих комплексов и тектоническая природа нижнего контакта макерского МК с гнейс-мигматитовым комплексом. К числу явных различий комплексов относится насыщенность всех частей буульгенского МК амфиболитами (даже в сисинской «сланцевой» толще имеется несколько небольших тел этих пород), тогда как в отдельных мощных (многие сотни метров) частях макерского комплекса амфиболиты полностью отсутствуют. В буульгенских разрезах нет двуполовошпатовых мелкозернистых гнейсов типа Азау-Донгузорун, характерных для макерского комплекса. Значительный объем в МК занят низкокалийными ортогнейсами I-типа, тогда как в макерском ком-

плексе они нигде не встречены. К числу этих ортогнейсов относятся и тела, протягивающиеся вдоль северной границы выходов буульгенского комплекса параллельно южному краю Архызско-Клычской юрской депрессии. Метаморфизм части этих тел достаточно высокий — среди них (в районе ледника Алибек, например) имеются разности с метаморфическими гранатом и биотитом. (Судя по всему, существует особая древняя Алибекская линейная зона унаследованной магматической проницаемости и повышенной тектонической переработки.) Это различие в типе ассоциирующих метаплутонитов представляется особенно важным. Поэтому корреляция макерского комплекса с частью буульгенского представляется в литолого-формационном отношении небесспорной. Отметим также резкие структурные различия двух сравниваемых комплексов. Их нельзя объяснить только наложенными альпийскими деформациями буульгенского комплекса.

Лабинский метаморфический комплекс (лабинская серия Е.А. Снежко) расположен к северо-западу, на простирании выходов буульгенского комплекса. Его контакт с расположенным к северу макерским комплексом имеет отчетливо тектонический характер и представляет собой субвертикальный разрыв, хотя локально (р. Цахвоа) возникает впечатление стратиграфического налегания первого на последний. Главным доказательством тектонического совмещения названных комплексов при горизонтальных перемещениях является отсутствие среди макерских сланцев метаматических пород, широко распространенных в лабинском комплексе. Наиболее широко развиты ортопороды (метавулканиты и, частью, метаплутониты разной основности) в нижней, мамхурцевской, единице (свита); там же присутствуют и метаплагиограниты; только в верхней части разреза есть метатерригенные сланцы и мраморы [Сомин, 1971; Петрология..., 1991]. Дамхурцевская и аджарская свиты как в истоках р. Цахвоа, так и в истоках р. Белая замещаются значительным массивом ортогнейсов кварцдиоритового состава.

Первые попытки U-Pb-цирконового датирования (классический метод) метавулканитов мамхурцевской единицы дали значения на уровне раннего кембрия — 534 ± 9 и 520 ± 28 млн лет (точки, расположенные близ конкордии и возраст по верхнему пересечению); эти значения предположительно интерпретируются как возраст магматического протолита [Сомин и др., 2004], но нуждаются в дополнительном контроле с использованием SHRIMP

техники и катодолюминесцентного изучения самих цирконов. Вместе с тем, дата 345 ± 17 млн лет по нижнему пересечению конкордии во второй пробе, очевидно, отражает возраст метаморфизма мамхурцевских пород.

Структурно выше мамхурцевской единицы, вероятно, по тектоническому контакту, маркированному единичными линзами серпентинитов, расположена литологически пестрая дамхурцевская единица (свита), специфическими чертами которой являются мраморизованные известняки в основании разреза и бескварцевые внутриформационные метаконгломераты, содержащие гальку плагиогранитов; они похожи на внутриформационные конгломераты урупского комплекса Передового хребта, а вся эта свита — на его девонскую семиродниковскую свиту [Греков и др., 1968; Сомин, Кориковский, 1988]. В известняках найдены органические остатки (криноидеи, синезеленые водоросли), указывающие на возраст не древнее лудлова. В верхах разреза находятся тонкие прослои мраморов, также содержащие криноидеи среднего палеозоя. Все эти породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации низкого давления. Вышележащая лаштракская единица на контакте с аджарской сложена метатерригенными породами с горизонтами амфиболитов и мраморизованных известняков, в которых также имеются криноидеи. Аджарская единица включает порфириоиды, кварциты, слюдяные сланцы и амфиболиты, в значительной степени замещенные крупным телом кварцевых диорито-гнейсов.

По поводу происхождения лабинского комплекса существует несколько точек зрения. Одни авторы видят в нем в основном граувакки, другие — метаофиолиты, третьи — толщи островодужного типа. По нашему мнению, наиболее обоснована третья точка зрения. Наличие реликтовых структур и магматического циркона указывает на преобладание в мамхурцевской, дамхурцевской и аджарской единицах вулканических пород кислого, среднего и основного состава, внутриформационных конгломератов, горизонтов известняков, на присутствие метагранитоидов I-типа. Серпентиниты известны здесь лишь в виде редких маломощных линз несомненно протрузивного происхождения. Амфиболиты комплекса характеризуются преимущественно низким (<1%) содержанием TiO_2 , и на диаграмме TiO_2 vs FeO^*/MgO фигуративные точки амфиболитов комплекса, по Г.Д. Думбадзе [1977], располагаются в поле известково-щелочных пород.

Одной из проблем строения лабинского комплекса является природа контактов между его отдельными единицами. Ш.А. Адамия [1984] полагает, что все они составляют независимые, не связанные друг с другом пластины. В числе главных аргументов — предположение о тектонической природе дамхурцевских метаконгломератов. Однако совокупность структурных и петрографических наблюдений и петрохимических данных указывает на первично-осадочное (туфогенно-осадочное) внутриформационное происхождение этих пород и их сходство с девонскими бескварцевыми конгломератами Передового хребта.

По нашим наблюдениям, дамхурцевская и лаштракская единицы имеют стратиграфический контакт. Однако часть лаштракской единицы и аджарская единица, поскольку они метаморфизованы при более высоком давлении, чем остальная часть лабинского комплекса, и отделены от нее разрывами с телами ультрабазитов, действительно аллохтонна по отношению к этой части разреза.

В пределах самого западного, весьма труднодоступного Чугушского выхода фундамента тектонически смешаны метаморфиты лабинского и, по-видимому, буульгенского комплексов. Первые из них, или по меньшей мере их часть, представленная лаштракскими сланцами, содержит породы с кианитом, что указывает на повышенные давления при метаморфизме. Породы такого же умеренно высокобарного и высокотемпературного типа недавно были установлены как реликты среди бластомилонитов зеленосланцевой фации в пределах выступа Абаго в Атамажинском поднятии [Сомин, Смутьская, 2004, 2005]. Оценка P-T параметров реликтовых минералов в структуре этого выступа свидетельствует о существовании здесь ранней инвертированной (с повышением температуры вверх по разрезу до 700°C) метаморфической зональности, сформировавшейся, очевидно, в связи с глубинным надвигом. Среди пород выступа выявлены бластомилониты по диоритам, магматический циркон которых имеет U-Pb возраст 312 ± 3 млн лет. Эта датировка позволяет считать, что надвигание произошло в позднем палеозое, милонитизация — еще позже, но определенно в дораннеюрское время: в базальных слоях лейаса обнаружены обломки бластомилонитов.

Восточное погружение кристаллического ядра Главного хребта представлено небольшими выходами древних пород в бассейнах рек Ардон и Терек. В первом случае северная часть выходов фундамента сложена кристаллическими сланцами бу-

ронской свиты, скорее всего соответствующими макерскому комплексу, центральная — огнейсованными гранитоидами и диоритами кассарского массива, южная — метапелитовыми сланцами и разнообразными по составу амфиболитами кассарской свиты. Изотопный возраст гранитоидов и диоритов на основании U-Pb-цирконового и Rb-Sr методов определен как позднепалеозойский (в интервале 308–251 млн лет), примерно такой же, как Rb-Sr возраст метапелитов (284 млн лет) [Абесадзе и др., 2004].

Эти датировки интересны в том отношении, что противоречат данным некоторых авторов о трансгрессивном перекрытии всех этих пород конгломератами верхнего карбона. Петро- и геохимически метабазиты кассарской свиты, по данным упомянутых авторов, соответствуют океаническим толеитам. Поэтому кассарский комплекс М.Б. Абесадзе и ее соавторы рассматривают как аккретированный к северу в позднем палеозое материал Палеотетиса, а снижение изотопного возраста этих пород считают результатом тектонической переработки, сопровождавшей этот процесс. Однако возраст милонитизации в данном случае точно не установлен (он может быть и юрским), в связи с чем данный вывод остается гипотетическим.

Самый восточный выход фундамента Большого Кавказа представлен гранитоидами Дарьяльского выступа. Их U-Pb возраст также низкий — 251 млн лет, однако аргоновый возраст мусковита из прорезающего гранитоиды пегматита, существенно выше — 305 млн лет [Дудаури, 2003]. Милонитизация, широко проявившаяся в дарьяльских гранитоидах, здесь имеет альпийский (очевидно, киммерийский) возраст, поскольку положение плоскостей милонитовой фолциации аналогично положению плоскостей кливажа в отложениях лейаса [Сомин, 1999].

Верхний структурный этаж доюрского основания зоны Главного хребта представлен отложениями верхнего палеозоя и триаса. Они сохранились фрагментарно в пределах Перевальной подзоны на северо-западе (районы горы Хуко, ледника Псеашха, истоков р. Малая Лаба), юге (ущелье р. Долра) и востоке (в Северной Осетии). В отличие от зоны Передового хребта, эти отложения здесь морские за исключением маломощных угленосных (и содержащих линзы туфов кислого состава) осадков вестфала-В, известных в районе горы Хуко [Белов, Залесская-Чиркова, 1963] и по левым притокам р. Шахе [Сомин, 1971]. Присутствие морских верхнекаменноугольных конгломе-

ратов и песчаников по фауне брахиопод установлено в квишской свите р. Долры [Сомин, 1965а; Хуцишвили, 1966]. В Северной Осетии к верхнему карбону относят конгломераты и песчаники баддонской свиты; они согласно перекрыты известняками гизельдонской свиты, пермский возраст которых надежно определен по фауне фораминифер и брахиопод [Моргунов, 1965], а позже и кораллов. Триасовые отложения в зоне Главного хребта (карбонатные конгломерато-брекчии, разрезы по руч. Буший) выделяются условно по их стратиграфическому положению выше известняков верхней перми. Среднекаменноугольные отложения на северо-западе Главного хребта и верхнекаменноугольные толщи квишской и баддонской свит несогласно перекрывают кристаллические породы фундамента, а сами (или находящиеся выше пермские отложения) трансгрессивно перекрываются осадками лейаса.

В отличие от разновозрастных отложений Передового хребта, верхнепалеозойские толщи Передальной подзоны интенсивно дислоцированы; складки от умеренно сжатых до изоклинальных, местами кливажированы и неравномерно метаморфизованы, часто до стадии мраморов, кварцитов и зеленых сланцев. Однако этот метаморфизм мог быть лишь частично связан с регионально-метаморфическими процессами предъюрского возраста; значительную роль в преобразовании верхнепалеозойских толщ сыграл постлейасовый «эффект цоколя» [Глико, Сомин, 1998] — сгущение изоград в основании осадочного чехла, залегающего над более теплопроводным кристаллическим фундаментом. Дислокации верхнепалеозойского комплекса, как будет показано в главе 3, также в значительной мере имеют альпийский возраст.

1.2. Сванетский домен

В качестве доюрского основания в своей осевой части Сванетский домен включает дизскую серию и выходы триаса в бассейне р. Мзымта, а на краях — основание гранитно-метаморфического типа, представленное небольшими выходами пород доюрского возраста в западной части Горной Абхазии. Описания стратиграфии и структуры дизской серии содержатся в ряде работ: [Славин и др., 1962; Сомин, Белов, 1967 а,б; Адамия, 1968; Сомин, 1971; Кутелна, 1983; Адамия и др., 1990; Сборщиков,

Казьмин, 1990]. За исключением И.М. Сборщикова и В.Г. Казьмина, все авторы полагают, что дизская серия сложена непрерывным разрезом морских отложений: различными ярусами девона, нижним и средним карбоном, нижней и верхней пермью и верхним триасом. Палеонтологической базой для такого заключения служили находки на различных уровнях серии фораминифер, конодонтов, кораллов и криноидей. Не доказано лишь присутствие отложений верхнего карбона и нижних отделов триаса. Однако, как отмечалось выше, морские, с фауной брахиопод, верхнекаменноугольные отложения известны в той же Верхней Сванетии уже на склоне Главного хребта, следовательно, их существование в осевой части Сванетского прогиба еще более вероятно, и косвенным свидетельством этого является отсутствие явных структурных или литологических признаков перерыва в разрезе серии.

Литологические различия между разновозрастными толщами дизкой серии не контрастны. Повсеместно в разрезе преобладают песчаники, часто грубозернистые, доходящие до гравелитов и конгломератов, и алевролиты, тогда как роль пелитовых отложений подчиненная, они нигде не составляют сколько-нибудь мощных однородных пачек. В нижней части разреза среди алевропсаммитовой матрицы обнаружены тонкие прослои, а скорее — тонкие линзы кремней, часто содержащих конодонты. Достаточно часто в разрезе серии встречаются известняки, составляющие разные по мощности линзы, иногда вытягивающиеся в цепочки. Известняки с кораллами нижнего карбона, обнажающимися по р. Гвашхара, обрамляются шлейфом обломков и поэтому могут быть интерпретированы как автохтонные биогермы; *in situ* находятся и тонкие прослои известняков в пермской части разреза.

Нижняя часть разреза серии, до среднего карбона включительно, характеризуется неправильным чередованием пород различного гранулометрического состава; в пермской части разреза породы более мелкозернистые, часто обогащенные карбонатом, с карбонатными прослоями, имеют флишoidalный характер. Наконец, самая верхняя часть серии (гвадарашская свита) характеризуется присутствием многочисленных прослоев грубозернистых песчаников и песчаных известняков. Вулканогенные породы (андезитового состава), составляющие утурскую свиту, обнаружены только в пределах нижней—средней части разреза. Их возраст точно не установлен.

Поскольку структура дизской серии очень сложна и градационная слоистость в породах практически отсутствует, то стратиграфическая последовательность отдельных свит и пачек может быть установлена лишь по фоссилиям. Но они встречаются лишь изредка, и к тому же каждый раз возникает вопрос о степени автохтонности содержащих фауну известняков и кремней. Наиболее информативное, с палеонтологической точки зрения, исследование дизской серии, выполненное З.А. Кутелия [1983], посвящено исключительно конодонтам и не содержит попыток сравнить данные, полученные по этим фоссилиям, с таковыми по другим органическим остаткам, находящимся в известняках. Поэтому стратиграфическая схема дизской серии пока не может считаться достаточно разработанной.

Важно подчеркнуть низкий уровень регионального метаморфизма дизской серии, находящийся на уровне хлоритовой (филлитовой) ступени зеленосланцевой фации и снижающийся в верхних частях разреза серии до ступени аспидных сланцев. Гранитоиды, прорывающие серию (массивы Кирар и Абакура), имеют сложный гибридный состав и постлейасовый–допозднеюрский возраст.

Структура серии характеризуется присутствием разных по размеру сильно сжатых складок, частью представленных двумя генерациями, которые сочетаются с многочисленными крутыми разрывами. Осевые поверхности складок в наиболее глубоком сечении серии по р. Ингури в основном наклонены к юго-западу, крылья складок нередко рассечены поверхностями более молодого кливажа или осложнены кинкбандами, имеющими противоположную, т.е. южную, вергентность. В разрезе по р. Цхенис-Цкали определенная вергентность отсутствует, хотя отмечены и отдельные крупные складки, также опрокинутые к северу [Сомин, 1971]. В целом же здесь структурные элементы субвертикальны.

В центральной части альпийской зоны Южного склона, в пределах Абхазии, доюрское основание представлено кристаллическими сланцами и гранитоидами так называемого Ацгарского тектонического клина и Шоудидского выступа [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. К-Аг возраст мусковита из кристаллических сланцев последнего по образцам автора данной главы был определен в 280 млн лет. Иначе говоря, термическая история этих пород похожа на таковую пород Главного хребта. Интересной новостью стало недавнее открытие узкого тектонического клина микрокли-

новых гранитоидов, похожих на ацгарские, в правом борту р. Ненскра в непосредственном контакте с выходами дизской серии, с одной стороны, и отложений лейаса — с другой [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. Гранитоиды скорее всего позднепалеозойские, а если это так, то их контакт с дизской серией указывает на существование в данном районе крупноамплитудных тектонических покровов.

В литературе [Адамия, 1968; Гиоргобиани, 2003] обсуждается вопрос о том, присутствуют ли аналоги дизской серии в юго-восточной части альпийской зоны Южного склона, в Горной Кахетии, в бассейнах рек Стори, Дид-хеви, Алазани и на хребте Спероза. Речь идет о сильно дислоцированных мощных толщах аркозовых песчаников с линзами мраморов, обрамленных выходами глинисто-сланцевых толщ. Сведения о находках верхнепалеозойских (пермских) органических остатков в этих мраморах до сих пор не получили подтверждения, и совокупность имеющихся на сегодня данных показывает, что эти толщи, наиболее вероятно, относятся к юре и входят в состав так называемого сванетского горизонта синемюр-нижнеплинбахского возраста.

1.3. Выводы

Доальпийское основание Большого Кавказа состоит из сменяющих друг друга по латерали контрастных по формационному составу и термодинамическим условиям преобразования комплексов горных пород. Эта контрастность четко выявляется при сравнении комплексов близкого или одинакового возраста. Действительно, отложения силура и девона в Бечасынской зоне — это неметаморфизованные карбонатные отложения и терригенные осадки, практически лишенные примеси вулканогенного материала. Обнажающиеся не более чем в 15 км южнее девонские толщи Передового хребта — это преимущественно вулканогенные породы, среди которых важную роль играют эксплозивные образования андезитового состава. Силуческий терригенный материал в этих толщах практически отсутствует, кварцевые песчаники известны только в верхах девона; в силуре имеется кластика симатического (офиолитового) типа. Эти слабометаморфизованные, а чаще неметаморфизованные отложения тектонически перекрывают высокобарический метаморфический комплекс, для

пород которого установлен девон-нижнекаменноугольный возраст протолита.

В пределах Эльбрусской подзоны Главного хребта выявлены глубокометаморфизованные ортогнейсы гранитного состава (S-типа), датированные как позднедевонские, здесь же присутствуют метагранитоиды раннекаменноугольного возраста. Слоистый субстрат Эльбрусской подзоны по своему возрасту, вероятно, частью близок субстрату бечасынского комплекса, но отличается от него более монотонным составом, доминированием метапелитов, отсутствием кварцитов, наличием специфических апоацитовых(?) ортогнейсов Азау.

В Перевальной подзоне в буульгенском комплексе присутствуют глубокометаморфизованные На ортогнейсы с девонским возрастом магматического протолита; возраст осадков этого комплекса находится в диапазоне средний ордовик — нижний карбон. В этой же подзоне располагаются значительные фрагменты сильнометаморфизованных толщ лабинского комплекса, в верхней своей по исходному составу части похожих на средне-верхнедевонский урупский комплекс Передового хребта и содержащих фоссилии среднепалеозойского возраста.

Еще южнее, в пределах дизской серии, девонские толщи относятся к совершенно иному типу — это слабо измененные терригенные породы с довольно обильными обломками кислых метаморфитов.

Такая контрастность составов, признаки формирования на коре различных типов (симатической в случае Передового хребта и Перевальной подзоны, сиалической — Эльбрусской подзоны Главного хребта и Бечасынской зоны) указывают на исходно большую удаленность бассейнов накопления этих толщ друг от друга и, следовательно, на их последующее сближение при крупноамплитудных горизонтальных перемещениях.

Очень резкие скачки степени метаморфизма таких толщ, равно как и изменение возраста метаморфизма, также свидетельствуют в пользу такого вывода. Дизская серия, где девонские отложения изменены не глубже хлоритовой зоны зеленосланцевой фации, почти непосредственно примыкает к Перевальной подзоне, где породы палеозоя метаморфизованы до амфиболитовой фации, испытали многофазную деформацию и были интродуцированы палеозойскими гранитоидами. Упомянувшееся выше недавнее открытие в бассейне р. Ненскра в Верхней Сванетии небольшого блока предположительно верхнепалеозой-

ских микроклиновых гранитов в непосредственном контакте с породами дизской серии будет указывать (если позднепалеозойский возраст будет подтвержден) на полное тектоническое совмещение варисцийских комплексов Закавказского массива или Главного хребта с индосинийским комплексом Сванетии.

Поразительным является и непосредственное соприкосновение средне-высокотемпературных пород позднепалеозойского возраста — мигматитов, анатектитов, бластомилонитов — в северной части Главного хребта со слабометаморфизованными (зеленые сланцы) метавулканитами девона Передового хребта в районе Тырнауза. Этот факт указывает на большое сближение зон Главного хребта и Передового хребта в постпозднекаменноугольное время. Очевидно, это произошло в связи с индосинийскими движениями, проявление которых здесь было ранее выявлено В.Л. Омельченко и А.А. Беловым [1986]. Резчайшая смена барического типа метаморфизма при переходе от зоны Главного хребта к зоне Передового хребта сама по себе также демонстрирует резкую сближенность комплексов кристалликума этих зон.

Проявление впервые обнаруженной на Большом Кавказе инвертированной метаморфической зональности [Сомин, Смутьская, 2005] — еще один независимый признак глубинных надвиговых перемещений в коре, также произошедших в позднем палеозое.

Ярким свидетельством значительного сокращения земной коры при формировании структуры доальпийского основания является существование крупных аллохтонных комплексов (вулканогенно-осадочного урупского, офиолитового марухского, гранитно-метаморфического ацгаринского). Лабинский комплекс Перевальной подзоны, слагающий структуру синформного типа, очевидно, также должен считаться аллохтоном относительно соприкасающегося с ним и местами располагающегося явно структурно ниже него макерского комплекса.

В свете наших новых данных проблемы возраста и структурных соотношений метаморфических комплексов Большого Кавказа сейчас получили новое толкование. К числу важных новых результатов следует отнести установление того факта, что во всех доальпийских зонах Большого Кавказа развиты метаморфические породы с ниже- и среднепалеозойским возрастом протолитов, тогда как присутствие здесь сколько-нибудь значительных выходов докембрийских образований вызыва-

ет большие сомнения. В зонах Передового и Главного хребтов возраст регионального метаморфизма определяется как варисцийский. Особенно определено это можно сказать в отношении наиболее глубокометаморфизованного гнейс-мigmatитового комплекса Главного хребта, его лабинского и буульгенского комплексов. Гнейс-мigmatитовый комплекс в поздневарисцийской структуре Большого Кавказа сейчас предстает как высокотемпературное метаморфическое ядро. Менее ясным остается возраст неравномерного регионального метаморфизма бечасынского комплекса. Возможно, что здесь, как отмечал Ю.Я. Потапенко [1982], были два этапа метаморфизма — более ранний низкотемпературный доурлешский (досилурийский) и более поздний среднетемпературный варисцийский. Также остается неясным вопрос о возрасте метаморфитов Ацгаринского покрова Передового хребта.

Проблема палинспастических реконструкций Большого Кавказа на средне-позднепалеозойском этапе его эволюции очень сложна. Главная трудность состоит в определении положения корневых зон аллохтонных масс. Преобладающая часть аллохтонов сосредоточена в зоне Передового хребта, что объясняется прежде всего депрессионным характером ее структуры на позднепалеозойском этапе, позволившем аллохтонам сохраниться от эрозии. Модель Е.В. Хаина [1984] предполагает, что находящиеся в этой зоне верхние аллохтоны (офиолитовый и Ацгаринский) первоначально формировались в ее пределах, т.е. между зонами Главного хребта и Бечасынской. В частности, офиолиты Марухского покрова были выжаты из Архызской палеозоны. Островодужный урупский среднепалеозойский комплекс рассматривается как находящийся в целом на месте, хотя, вероятно, сорванный или надвинутый на кристаллический фундамент. Однако В.Л. Омельченко и А.А. Белов [1986], обнаружившие в островодужном комплексе серию покровов, пришли к заключению, что он до покровообразования занимал намного большую площадь и распространялся далеко в пределы современной зоны Главного хребта.

Сейчас, когда выясняется, что урупские вулканы в Передовом хребте не только ограничены снизу тектонической плоскостью (что можно было бы объяснить просто их большим срывом с фундамента), но одновозрастны «фундаменту» и полностью с ним совмещены, возникает вопрос о первоначальном расположении этих вулканитов. В пределах Эльбрусской подзоны Главного хреб-

та их корней определенно нет. Поэтому вполне вероятно, что сохранившийся фрагмент этих толщ представлен лабинским комплексом, в первую очередь его дамхурцевской единицей, которая включает и известняки со среднепалеозойскими фоссилиями, и характерные для девона бескварцевые интрузивные метаконгломераты. На сходство разрезов дамхурцевской единицы с девоном Передового хребта уже давно обращали внимание В.А. Мельников, И.И. Греков и Ю.Я. Потапенко. Однако породы дамхурцевской единицы, как и всего лабинского комплекса, глубоко метаморфизованы и прорваны гранитоидами. Поэтому следует предполагать, что метаморфизм и гранитообразование произошли после перемещения покровных масс или были субсинхронны с этим перемещением.

Корни верхнего (ацгаринского) покрова Передового хребта Г.И. Баранов усматривал в макерском комплексе Главного хребта. Однако литологическая пестрота единиц аллохтона, существенное изменение условий метаморфизма его пород от единицы к единице, обилие базитов, ставролитсодержащих сланцев, наконец, натровый тип ассоциирующих гранитоидов существенно отличают этот аллохтон от кристалликума Эльбрусской подзоны. По нескольким из названных признаков образования ацгаринского покрова намного ближе к образованием лабинского и особенно к буульгенского комплексов Перевальной подзоны, что раньше отмечали Д.М. Шенгелиа и др. [1986]. Поэтому и корневую зону этого покрова, очевидно, следует скорее всего искать в этой подзоне.

Обычно считают, что в системах многоярусных покровов самое верхнее положение занимает материал, испытавший максимальное перемещение. Исходя из этого, следует думать, что по степени удаленности на первом месте находится ацгаринский покров, за ним — марухский (офиолитовый) и далее — урупский (кизилкольский). Ближайшие к дамхурцевской свите выходы урупского комплекса с типичными для него горизонтами интрузивных конгломератов и известняков находятся в 16–18 км к северу от выходов дамхурцевской свиты, в левом борту р. Закан и в истоках р. Молчепа. Можно предполагать, что пространство между этими выходами представляет собой в варисцийской структуре тектоническое окно. Мощные blastomylonites р. Буший и выступов фундамента Атамажинского поднятия, сочетающиеся с инвертированной метаморфической зональностью, вероятно, маркируют корневые зоны глубинных

герцинских покровов. Упомянутые результаты U-Pb, Sm-Nd изотопного датирования, относящиеся к ортогнейсам Абаго и буульгенского комплекса, показывают, что метаморфизм здесь произошел позже 320–310 млн лет.

Эволюцию палеозойского Большого Кавказа можно реставрировать, начиная с накопления нижнепалеозойских терригенных и вулканогенных толщ на северном активном краю Гондваны под влиянием субдукции под нее расположенного севернее океанического бассейна и размыва приподнятого северного края, где выступали кадомские гранитоиды. Появление протолита блыбского комплекса, вероятно, было связано с рифтогенезом в среднем палеозое макерско-бечасынского основания и появления структуры с утоненной или симатической корой. Формационно блыбский комплекс, где имеются как метатерригенные, так и магматические породы кислого и основного (контрастного) состава, действительно напоминает выполнение такой структуры, хотя отсутствие геохимических данных позволяет говорить об этом только предположительно. Субдукция блыбской коры могла происходить в южном направлении, под зону Главного хребта. В результате этого процесса сформировался парный метаморфический пояс — низкобарический—высокотемпературный в Главном хребте и высокобарический—среднетемпературный — в Передовом. Завершение субдукции и ее заклинивание привело к сжатию и транспортировке к северу комплексов, формировавшихся на южном краю Главного хребта, в энсиматической Перевальной подзоне. Северная вергентность дизской серии показывает, что: либо в начале перми, как предполагает В.Г. Казьмин [2006], либо позже, перед лейсом, утоненная южная часть Главного хребта пододвигалась под будущий Сванетский домен. Лишь позже, в раннекиммерийскую эпоху, перемещение масс сменилось на противоположное, и южная Перевальная подзона приобрела, как и мезозойское выполнение зоны Южного склона, южную вергентность с сохранением северной вергентности только как реликта в пределах дизской серии.

Такая реконструкция — одна из возможных и является максималистской. Другая модель может включать ряд положений из реконструкции, предложенной С.Г. Самыгиным и Е.В. Хаиным [1985], которые предполагают, что комплексы современной зоны Передового хребта располагались к северу от зоны Главного хребта. Такую модель надо дополнить предположением, что смещение этих комплек-

сов к северу было связано с субдукцией блыбской коры под урупскую островную дугу и задуговой океанический бассейн. Сложность здесь состоит в необходимости поиска места для корней Ацгаринского аллохтона на севере Главного хребта и признания сходства дамхурцевской единицы и урупского комплекса случайным.

В любом случае из представленных материалов следует, что тектоническая структура варисцийского Большого Кавказа является коллажно-покровной: комплексы разного литолого-формационного состава и Р-Т характеристик резко, без переходов, сменяют друг друга, либо будучи разделены крутыми разломами, либо, напротив, перекрывая друг друга по сравнительно пологим тектоническим поверхностям. Это указывает на значительное сокращение земной коры Большого Кавказа в конце варисцийской эпохи, а также перед лейсом. В него были вовлечены комплексы пород большой мощности. Само сокращение сопровождалось субдукцией одних частей коры, вероятно, сопровождавшейся деформацией фрагментов литосферы и последующим быстрым прогревом коры, и обдукцией других. Эти процессы, очевидно, и обусловили проявление мощного и разнообразного по Р-Т характеристикам регионального метаморфизма. Характер варисцийского гранитообразования в регионе четко коррелирует с типом коры: в пределах сиалической коры Бечасынской зоны и особенно Эльбрусской подзоны формировались S-граниты, в энсиматических зонах Передового хребта и Перевальной подзоны Главного хребта возникали гранитоиды I- или IM-типа. В первом случае происходило переплавление сиалического метаосадочного материала, во втором — базитового.

Разнородность доальпийской коры сказалась и на альпийском этапе. Осевая часть раннеюрского прогиба южного склона оказалась приуроченной к Сванетскому домену, где кора была утоненной, а сами доюрские толщи — не «кратонизированы». Промежуточная Псеашхинская зона ранней юры, где также происходило интенсивное прогибание и осадконакопление, расположилась поверх линейных, уже с позднего палеозоя также глубоко погружавшихся и слабогранитизированных структур Перевальной подзоны Главного хребта. Вместе с тем, Эльбрусская подзона последнего с ее обильными гранитами и куполовидными структурами и более северные части Северо-Кавказского домена составили фундамент Лабино-Малкинской тектонической зоны альпийской структуры Боль-

шого Кавказа, где мощность осадков нижней юры — аалена заметно меньше, а фации более мелководные, чем в более южных частях раннеальпийского бассейна; степень деформированности юрских отложений здесь, на севере, также резко уменьшается. Таким образом, степень консолидированности доюрского основания играла решающую роль в формировании структур альпийской эпохи.

В главе 3 этой книги приводятся аргументы в пользу того, что на альпийском этапе развития

Большого Кавказа сокращение земной коры было намного меньшим, чем на доальпийском, и структура альпийских комплексов является не коллажной, а субкогерентной, нередко с признаками постепенных латеральных переходов от одних комплексов к другим. Утолщение коры не сопровождалось ее сдвиганием, формированием мощных покровов, субдукцией. Именно с этим, очевидно, связано отсутствие в альпийских комплексах Большого Кавказа регионального метаморфизма и масштабного гранитообразования.

Глава 2

Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция)

Д.И. Панов, М.Г. Ломизе

Сводка материалов по геологии ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа проводилась уже не раз: в томах «Геологии СССР» [Геология СССР, т. 9, 1968; т. 10, 1964; т. 47, 1972], в двух монографиях [Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1976], отдельно для территории Северного Кавказа [Объяснительная записка, 1973], для Грузии [Вахания, 1976; Кахадзе, 1947; Топчишвили, 1996], для Азербайджана [Геология Азербайджана, 1997] и, наконец, в сводной работе «Юра Кавказа» [1992]. Мы не намерены повторять, дополнять или ревизовать эти работы. Наша задача здесь — выделить основные, на наш взгляд, проблемы геологии нижней и средней юры Кавказа и рассмотреть их с учетом как прежнего, так и нового фактического материала в свете современных геологических, в том числе тектонических представлений. Будут рассмотрены, в частности: вопросы, связанные с обособлением и единством ранне-среднеюрского этапа, соотношением ниже-среднеюрских отложений как с доюрскими, так и с келловейско-верхнеюрскими в разных тектонических зонах; резкое изменение геологической обстановки на рубеже аалена и байоса, сопровождавшееся сменой геодинамического режима и перестройкой структурного плана; тектонические деформации ранне-среднеюрского времени и их характер; закономерности проявления вулканизма — важного индикатора глубинных условий и изменений геодинамического режима; вопрос о тектонической природе и размерах раннеюрского (точнее лейас-ааленского) бассейна Большого Кавказа; структурное положение и обстановка формирования среднеюрских (байосско-батских) комплексов Большого Кавказа в пределах активной континентальной окраины океана Тетис.

Решение перечисленных и других рассматриваемых ниже вопросов возможно при двух условиях: во-первых, при обсуждении их для территории всего Кавказского региона, неотъемлемой частью которого является Большой Кавказ, и, во-вторых, на основе решения первичной — стратиграфической задачи: разработки *региональной схемы стратиграфического расчленения* ниже-среднеюрских отложений *на историко-геологической основе*. Это мы в первую очередь и рассмотрим.

2.1. Проблемы стратиграфии и тектонической зональности

Современное состояние стратиграфии ниже-среднеюрских отложений Кавказа

При изучении стратиграфии ниже-среднеюрских отложений Кавказа геологи сталкиваются с двумя основными трудностями: со значительной фациальной изменчивостью хорошо фаунистически охарактеризованных мелководно-морских отложений Северного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива, с одной стороны, и с очень слабой фаунистической охарактеризованностью мощных, однообразных по составу глубоководных отложений Южного склона — с другой. Отсюда проистекает общая проблема сопоставления отложений двух типов и разработки единой детальной схемы стратиграфического расчленения для всей территории Кавказа.

Эту проблему пытались решить различными способами. Прежде всего, путем повсеместного выде-

ления хроностратиграфических (*ярусных*) подразделений. Этот способ давал определенные результаты при стратиграфическом расчленении конкретных разрезов хорошо фаунистически охарактеризованных отложений Северного склона (Г.Я. Крымгольц и др.) и Закавказского массива (В.И. Зесашвили, И.Р. Кахадзе, К.Ш. Нуцубидзе, М.В. Топчишвили), но оказывался непригодным при прослеживании и картировании этих подразделений на площади. В отложениях же Южного склона он либо вообще не применялся, либо выражался в произвольном выделении в качестве «ярусов» иногда фаунистически вообще не охарактеризованных толщ. Второй путь решения — выделение и картирование под названием «свит» местных литостратиграфических подразделений: *толиц*, различающихся по литологическому составу отложений. Свое наиболее типичное выражение этот метод нашел на Восточном Кавказе, где в бассейне почти каждой реки устанавливалась своя последовательность «свит» — всего около 80! [Голубятников, 1940]. Естественно, говорить о разработке единой региональной стратиграфической схемы не приходилось.

В наших работах используется иной подход к расчленению ниже-среднеюрских отложений, основанный на выделении действительно *свит* — толщ отложений, соответствующих этапам геологического развития конкретных тектонических (структурно-фациальных) зон. Последовательность таких свит отражает периодичность осадконакопления в данной зоне, а сами свиты представляют собой трансгрессивно-регрессивные осадочные циклы, либо четко обособляющиеся части крупных циклов. Свита может обладать значительной фациальной изменчивостью, связанной с различиями палеогеографических условий в разных частях зоны, может включать в себя различные по составу отложения, но все они объединяются в одну свиту по своей принадлежности к единому этапу развития данной зоны. На этих принципах, разработанных в основном Г.П. Леоновым [1973], первоначально был выполнен ряд работ по стратиграфическому расчленению ниже-среднеюрских отложений Северного Кавказа, результаты которых были обобщены в Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа [1973]. В дальнейшем эти принципы были успешно реализованы при стратиграфическом расчленении юрских отложений Северо-Западного Кавказа [Панов, Пруцкий, 1983], Грузии [Топчишвили, 1996], азербайджанской части Большого Кавказа [Агаев, 1990] и Малого Кавказа [Панов, 1978; Ростовцев и др., 1985; Юра Кавказа, 1992].

Естественно, что специальное внимание уделялось при этом как можно более тщательному датированию выделяемых подразделений (свит и их частей) с использованием имеющихся в них групп ископаемых организмов. Именно эти схемы, основанные на историко-геологическом (а не хронологическом или литологическом) принципе расчленения отложений и выделении свит, лежат в основе современной унифицированной региональной стратиграфической схемы юры Кавказа [Решения..., 1984] и ныне действующих легенд геологических карт.

Очевидно, что возможность разработки охарактеризованных выше стратиграфических схем определяется наличием достаточно детального тектонического (точнее палеотектонического) районирования (*структурно-фациальной зональности*) территории Кавказа для ранне- и среднеюрского времени.

Тектоническое районирование (структурно-фациальная зональность) территории Кавказа для ранней и средней юры

Схемы тектонического районирования или структурно-фациальной зональности ранне- и среднеюрской эпох уже предлагались ранее для территории Большого Кавказа [Дотдугев, 1989; Леонов Ю., 1966; Панов, 1976, 1988], Грузии [Кахадзе, 1947; Топчишвили, 1996] и Азербайджана [Агаев, 1990]. Такая схема для ранне-среднеюрского времени по всему Кавказскому региону имеется в работе «Юра Кавказа» [1992]. Однако разработаны эти схемы разными лицами, по разным принципам и не всегда отражают современные представления о развитии Кавказа в ранней и средней юре.

В работах, посвященных Большому Кавказу, уже были выявлены важная роль предбайосской перестройки его структуры и необходимость разработки двух самостоятельных схем палеотектонического районирования: для лейаса–аалена и для байоса–бата. В настоящей работе мы предлагаем такие схемы, разработанные для всей территории Кавказа в свете современных представлений о его развитии в юрское время [Панов, 20046].

Лейас–аален

Начало ранней юры ознаменовалось раскрытием (или интенсивным расширением) северной —

Малокавказской ветви океана Тетис, след которой сейчас прослеживается в виде офиолитовой сутуры того же названия (рис. 2.1). Территория шириной до 500–600 км к северу от этого бассейна в лейасе–аалене представляла собой пассивную окраину Лавразии и находилась в состоянии растяжения [Ломизе, Панов, 2001]. В этих условиях примерно в 200–300 км от границы с океаном параллельно ей возникли крупные рифтогенные бассейны Горного Крыма и Большого Кавказа (см. ниже рис. 2.30, А). С заложением этих бассейнов приподнятая часть пассивной окраины к северу от них обособилась как эпигерцинская Скифская платформа, а к югу — как

Закавказский срединный массив. Сомхето-Кафанская зона представляла собой прилегающую к океану погруженную часть пассивной окраины. Нахичеванский массив к югу от Малокавказского океана трактуется как микроконтинент гондванского происхождения. Рассмотрим теперь характеристику и зональность этих пяти крупных структурных элементов для лейаса–аалена.

Скифская платформа. Как уже было отмечено, территория Скифской платформы в лейасе–аалене оставалась в основном приподнятой. Однако в условиях растяжения в ее предкавказской части возникла система рифтогенных прогибов, фор-

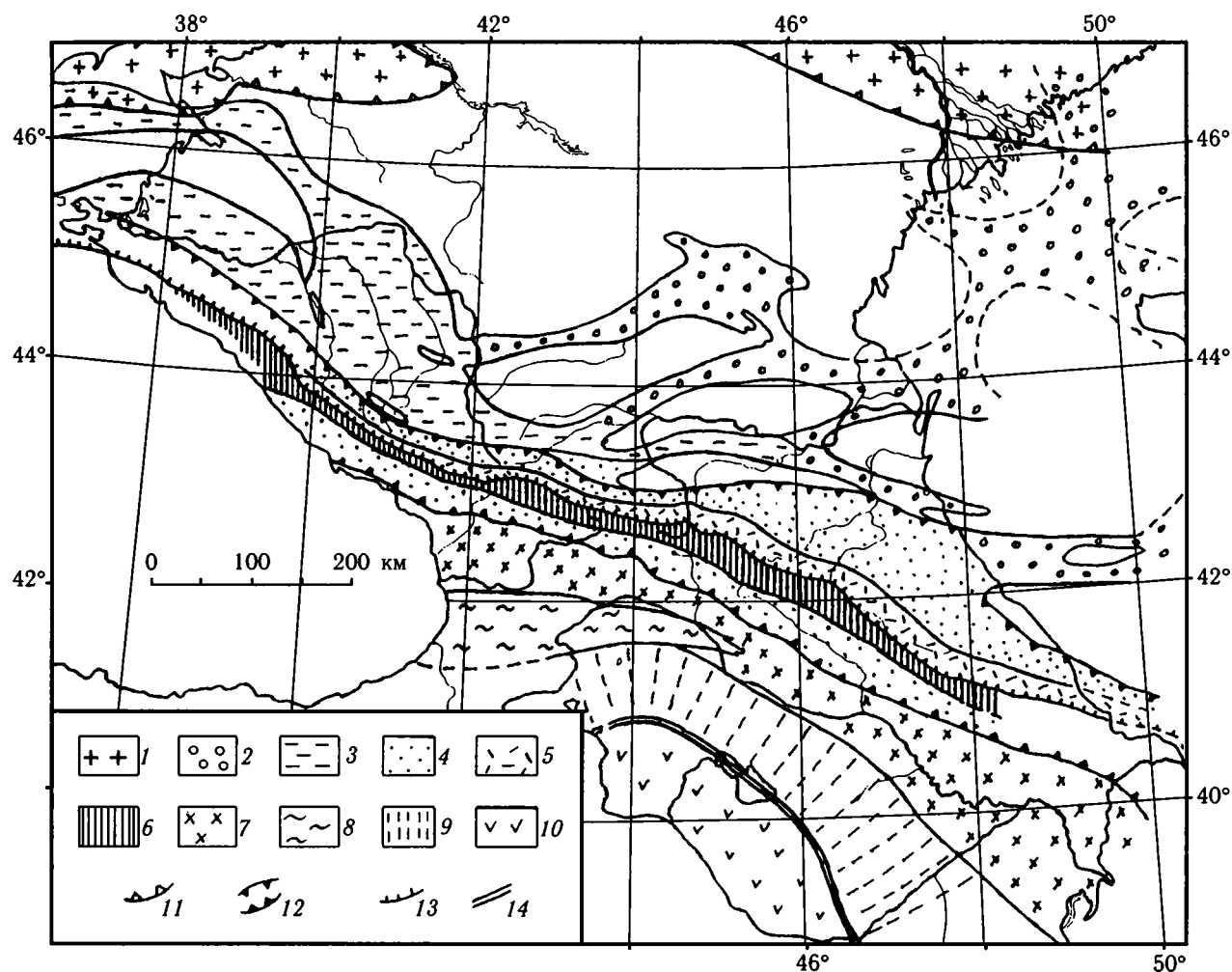


Рис. 2.1. Палеотектоническая схема Кавказа и Предкавказья для раннеюрского и ааленского времени [Панов, 2004а]

1 — Восточно-Европейская платформа; 2, 3 — лейас-ааленские бассейны на Скифской платформе, выполненные: 2 — континентальными отложениями, 3 — мелководно-морскими отложениями; 4–6 — бассейн Большого Кавказа: 4 — северный и южный борты бассейна, 5 — северное обрамление осевого трога, 6 — осевой трог и его южное обрамление; 7 — Закавказский массив; 8 — Аджаро-Триалетская складчатая система (в современной структуре Кавказа); 9 — Сомхето-Кафанская зона; 10 — Нахичеванский массив; 11 — граница Восточно-Европейской платформы; 12 — ограничения бассейна Большого Кавказа; 13 — система надвигов («Главный» надвиг) по северному краю пластины, соответствующей осевому трог; 14 — Малокавказская офиолитовая сутура северной ветви Тетиса

мировавшихся с плинсбаха до аалена. Прогибы заполнены песчано-глинистыми отложениями (до первых сотен метров мощности) озерно-аллювиального генезиса. В плинсбахе со многими из них были связаны локальные проявления вулканической деятельности андезит-дацит-липаритового состава [Панов, Стафеев, 2000].

Окраинные южная и юго-западная части Скифской платформы Предкавказья в лейасе-аалене втягивались в погружение и там формировались бассейны двух типов. В Лабино-Малкинской зоне с позднего синемюра развивался крупный Ахметовский прогиб, последовательно до конца аалена расширявший свою площадь и заполнявшийся очень мелководными песчано-глинистыми отложениями мощностью 1100–2300 м. В восточной части прогиба основная часть этой мощности (до 700–1000 м) падает на дельтовые угленосные отложения хумаринской свиты нижнего плинсбаха. В плинсбахе здесь также отмечаются проявления вулканизма андезибазальтового, андезитового и дацитового состава, связанные с блоковыми перемещениями доюрского фундамента. Аналогичный прогиб формировался и севернее, на территории Восточно-Кубанской впадины. В позднем тоаре — аалене к северо-западу от него отходил Ейский прогиб уже другого типа. Он располагался над плинсбахскими грабенами (которые здесь уже закончили свое формирование) и представлял собою плоский мелководно-морской пострифтовый бассейн с маломощными песчано-глинистыми отложениями. Еще один пострифтовый бассейн того же типа возник во второй половине позднего аалена на территории Восточного Предкавказья, перекрыв плинсбах-ааленские грабены.

Все перечисленные выше лейас-ааленские отложения исключительно мелководные или континентальные и совсем не метаморфизованы; везде, кроме Ахметовского прогиба, они маломощны. Вулканогенные образования среди них редки и представлены исключительно продуктами наземной вулканической деятельности. Залегают они полого моноклинально или горизонтально и слагают нижние горизонты чехла Скифской платформы.

Бассейн Большого Кавказа. В лейасе-аалене бассейн Большого Кавказа, напротив, представлял собою устойчиво прогибавшийся бассейн геосинклинального типа. Нижнеюрские и ааленские отложения представлены здесь исключительно морскими, зачастую достаточно глубоководными образованиями, характеризуются непрерывностью разреза и большой мощностью. Среди них есть и про-

дукты подводной вулканической деятельности. Породы обычно достаточно сильно дислоцированы и подверглись постдиагенетическим преобразованиям вплоть до стадии прото- и мезометагенеза [Чичуа и др., 1985]. Важнейшая особенность этого бассейна — четко выраженная продольная структурно-фациальная зональность (рис. 2.2, см. рис. 2.1).

Северной границей бассейна Большого Кавказа, отделявшей его от Скифской платформы, являлась *Пшекиш-Тырныаузская шовная зона* [Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1976, 1988]. Она представляла собой узкий и глубокий грабенообразный прогиб, заполнявшийся мощной (до 1500–1600 м) толщей мелководно-морских песчано-глинистых отложений плинсбаха-аалена. Западным продолжением этой зоны мы считаем Ахтырский разлом, а восточным — Сунженскую зону дислокаций. К востоку от Баксана к Пшекиш-Тырныаузской прилегает с юга сходная по строению *Восточно-Балкарская зона* [Панов, 1976, 1988]. Она, вероятно, прослеживается под кайнозойскими отложениями Осетинской и Чеченской впадин, ограничиваясь с юга Владикавказским разломом и образуя здесь вместе с Пшекиш-Тырныаузской зоной широкую переходную полосу от Скифской платформы к бассейну Большого Кавказа.

Довольно широкий *северный борт* бассейна Большого Кавказа представлен с запада на восток *Архыз-Гузерицкой, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зонами* [Панов, 1988]. Он характеризуется относительно меньшей (по сравнению с более южными зонами) мощностью лейас-ааленских отложений, представленных мелководно-морскими песчано-глинистыми толщами с многочисленными органическими остатками, местами с перерывами в разрезе, и почти полным отсутствием проявлений юрской магматической деятельности. Единственное исключение в этом отношении — южная подзона Дигоро-Осетинской зоны, где присутствует вулканогенная толща синемюр-нижнеплинсбахского возраста (садонская свита). Видимо, в это время данная подзона принадлежала более южной зоне. Большой мощностью (от 1000–2000 до 3000–4000 м) на северном борту отличаются только тоарские и ааленские отложения, особенно на востоке, в Агвали-Хивской зоне. Но как раз там они представлены существенно песчаниковыми авандельтовыми и дельтовыми угленосными отложениями, чем и обусловлена их большая мощность.

Северное обрамление осевого трога лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа отделяется от рассмотренных трех зон крупными разлома-

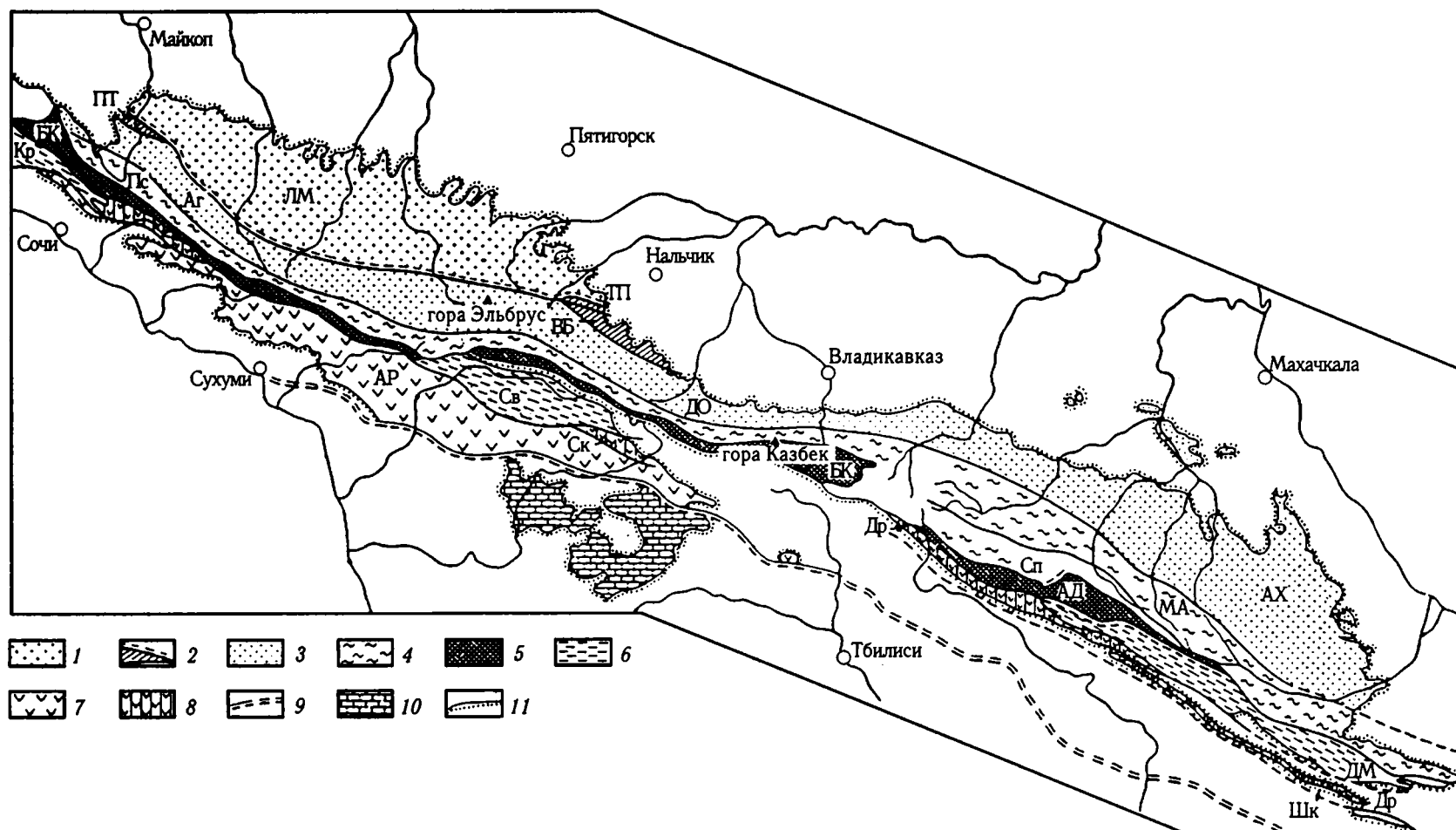


Рис. 2.2. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа для ранне-среднеюрского времени [Панов, 1988]

1 — южный приподнятый (в современной структуре) край Скифской платформы (ЛМ — Лабино-Малкинская зона); 2 — переходная полоса между Скифской платформой и бассейном Большого Кавказа (ПТ — Пшекиш-Тырныауская шовная зона, ВБ — Восточно-Балкарская зона); 3–8 — лейас-ааленский бассейн Большого Кавказа: 3 — северный борт (АГ — Архыз-Гузери́льская, ДО — Дигоро-Осетинская, АХ — Агвали-Хивская зоны), 4 — северное обрамление осевого трога (Пс — Псеашхинская, МА — Метлюта-Ахтычайская зоны), 5 — осевой трог (БК — Бзыбско-Казбекская, АД — Мачхалор-Халахельская зоны; последняя в Горной Кахетии, предположительно, в аллохтонном залегании), 6 — южное обрамление осевого трога (Кр — Краснополянская, Св — Сванетская, Сп — Сперозская, ДМ — Даличай-Мазинская зоны), 7, 8 — южный борт (АР — Абхазо-Рачинская, Ск — Сакаурская, Др — Дуруджинская, Шк — Шекинская зоны), а позже, в байосе: 7 — край Закавказского вулканического пояса, 8 — полоса с переходным вулканогенно-осадочным типом разреза; 9 — Кахетино-Лечхумская шовная зона; 10 — Закавказский массив; 11 — граница распространения ниже-среднеюрских образований на поверхности

ми (Атамажинский — на западе, Бурон-Ларский — в Осетии, Нелхский — в Ингушетии, Ларско-Кособский, Уруджский, Ялахский и другие — в Дагестане). К нему относится *Псеашхинская зона* на Западном и Центральном Кавказе и продолжающая ее к востоку *Метлюта-Ахтычайская зона* [Панов, 1988]. Эти зоны отличаются значительно большей мощностью (до 7000–10000 м) и полнотой разреза лейаса-аалена. Особенно характерно постоянное присутствие в основании разреза фациально изменчивого комплекса терригенных и вулканогенных образований синемюра — нижнего плинсбаха (чугушская, лашипсинская, садонская, кистинская свиты). Накопление грубообломочных пород (грубозернистые песчаники, гравелиты) и проявления подводной магматической деятельности среднего-кислого состава (от андезита-базальтов до риолитов) фиксируют процесс ступенчатого блокового растяжения, дробления и погружения коры на начальной стадии формирования осевого трого. Вышележащие относительно глубоководные глинисто-сланцевые толщи верхнего плинсбаха — нижнего тоара и мощные тонкоритмичные песчано-алевритово-глинистые толщи верхнего тоара — аалена отвечают соответственно стадиям углубления и расширения бассейна на обрамлении осевого трого.

Во всех перечисленных зонах лейас-ааленские отложения резко несогласно налегают на герцинский фундамент; они формировались на коре континентального типа и находятся в автохтонном положении.

*Осевому трог*у лейас-ааленского бассейна в современной структуре Большого Кавказа соответствует узкая (до 10–15 км) тектоническая пластина, ограниченная и местами полностью перекрытая с севера системой крупных надвигов (Тугупсинский — на западе, «Главный» и Шаухохский — в центре, Тляротинский, Хновский и Ахтычайский — на востоке). На Северо-Западном Кавказе это *Псехако-Березовская зона*, в центральной части южного склона — *Бзыбско-Казбекская зона* [Панов, 1988], продолжение которой на восток, вплоть до Кизилдере, можно назвать *Мачхалор-Халахельской зоной*. Осевой трог лейас-ааленского бассейна рассматривается как рифтогенная структура на утоненной земной коре континентального типа [Ломизе, Панов, 2001]. Осевой трог четко прослеживается как полоса распространения мощных, преимущественно глинистых толщ глубоководных лейас-ааленских отложений, содержащих на двух стратиграфических уровнях вулканогенные обра-

зования основного состава. Основание юрского разреза в пределах осевого трого неизвестно. Синемюр-нижнеплинсбахские отложения, вскрывающиеся только в Псехако-Березовской зоне, представлены алеврито-глинистой толщей, резко контрастирующей с одновозрастными грубообломочными толщами и вулканитами среднего-кислого состава на обрамлении трого. Верхний плинсбах — нижний тоар и аален, соответствующие эпохам наибольшего растяжения, образованы глубоководными глинисто-сланцевыми толщами, содержащими мощные горизонты лав толеитовых базальтов и серии диабазовых силлов. Верхнетоарские отложения представлены также глубоководными толщами флишоидного переслаивания песчано-алеврито-глинистых пород.

В современной структуре Большого Кавказа тектоническая пластина, соответствующая осевому трог,у, с юга, как и с севера, ограничена системой надвигов (Бекишейский — на северо-западе, Макатурский, Даличайский и другие — на юго-востоке), по которым она надвинута на разные структурно-фациальные зоны южного склона. Лишь в некоторых местах не были перекрыты тектонические единицы, соответствующие *южному обрамлению осевого трого*. Одна из них — *Краснополянская зона*, заключенная между Бекишейским и Краснополяским надвигами, вторая — *Сванетская зона*, соответствующая Сванетскому антиклинорию и его крыльям, третья — *Сперозская зона*, выделяющаяся в Горной Кахетии и прослеживающаяся восточнее в Азербайджан, и четвертая — *Даличай-Мазинская* [Панов, 1988] в Южном Дагестане и Азербайджане, примерно соответствующая Сарыбашской зоне В.Б. Агаева [1990]. Во всех этих тектонических зонах строение нижнеюрских и ааленских отложений в целом такое же, как на северном обрамлении, а от разреза осевого трого отличается полным отсутствием подводного толеит-базальтового вулканизма и появлением в основании разреза фациально изменчивой толщи терригенных грубозернистых, а местами и вулканогенных пород среднего-кислого состава синемюра — нижнего плинсбаха (эсто-садокская, сванетская, сторская, мазымчайская свиты).

По системе разрывных нарушений тектонические единицы, соответствующие южному обрамлению осевого трого или самому осевому трог,у, контактируют с различными зонами *южного борта бассейна Большого Кавказа*, которому свойствен совершенно иной тип разреза нижнеюрских и ааленских отложений. Как и на северном борту, он

характеризуется господством мелководно-морских отложений, изменчивых по составу, с существенной ролью песчаных пород, с обилием и разнообразием органических остатков, как правило, с сокращенной и изменчивой мощностью. На западе южному борту бассейна соответствует *Абхазо-Рачинская зона* [Милановский, Хаин, 1963] (Гагра-Джавская, по П. Д. Гамкрелидзе [1966]), а на востоке — *Иорско-Мацимская зона* [Топчишвили, 1996], *Дуруджинская* и *Шекинская зоны* [Агаев, 1990]. В основании юрского разреза южного борта, которое вскрывается только в Центральной Абхазии, залегают фациально изменчивые толщи (синемюр — нижний плинсбах) грубозернистых пород с глинисто-карбонатными породами и мощными пачками вулканитов среднего-кислого состава в верхней части (чедымская и ахипоская свиты). Эти образования в какой-то степени являются аналогом садонской свиты на северном борту бассейна. Особенно характерны на южном борту толщи тоара-аалена со значительной ролью песчаников, отличающиеся карбонатностью, железистостью, примесью грубозернистого материала, обилием органических остатков и представляющие собой несомненно мелководные образования (сорская, алматская, мегиканская и другие свиты).

Закавказский срединный массив. В лейасе-аалене этот массив (см. рис. 2.1 и 2.2) представлял собой относительно приподнятый элемент пассивной континентальной окраины Тетиса. В основном это была размываемая суша, поставлявшая обломочный материал на южный борт бассейна Большого Кавказа. Размеры этой суши были больше современной наблюдаемой на поверхности площади Закавказского массива, край которого был пододвинут под структуры Южного склона Большого Кавказа.

Лейасовые и ааленские отложения изначально имели очень ограниченное распространение на территории массива, а в настоящее время они обнажаются на поверхности лишь на отдельных участках по периферии Дзирульского выступа. Дзирульский разрез лейаса-аалена принципиально отличается от разреза бассейна Большого Кавказа. Последовательность слагающих его свит [Топчишвили, 1996] четко фиксирует этапы развития массива при опускании пассивной окраины и распространении на нее морской трансгрессии. В геттангское(?) время в континентальных условиях началось формирование отдельных впадин, заполнявшихся обломочными отложениями нарульской свиты. Формирование впадин сопровождалось проявлениями наземной вулканической деятельности с накоплением кислых

эффузивов и их пирокластов. В синемюре на ограниченной территории возникает мелководный морской бассейн с накоплением песчаников мартотубанской свиты. С плинсбаха и до аалена происходит расширение площади этого по-прежнему мелководного бассейна и накопление мергелей квирильской свиты, а затем органогенных известняков шрошской свиты. Общая мощность отложений (за исключением впадин нарульской свиты) не превышает 100–200 м. Породы слабо дислоцированы и представляют собой типичный чехол срединного массива складчатой области.

Сомхето-Кафанская зона. В лейасе-аалене Сомхето-Кафанская зона [Милановский, Хаин, 1963] представляла собой часть пассивной окраины, непосредственно примыкавшую к Малокавказскому океаническому бассейну и постепенно погружавшуюся в его сторону. Лейас-ааленские отложения вскрываются на поверхности только на отдельных участках (Храмский, Локский и другие массивы, см. ниже рис. 2.22), тем не менее, установленная там последовательность свит [Панов, 1978] четко фиксирует последовательные этапы погружения окраины и расширения океанического бассейна. Залегающие в основании разреза континентальные грубообломочные отложения мошеванской свиты (геттанг?) соответствуют первой фазе погружения еще в континентальных условиях. Вышележащие мелководно-морские песчаники локчайской свиты (синемюр — нижний плинсбах) отражают распространение шельфового морского бассейна на погружающуюся пассивную окраину. Флишоподобные песчано-алевритово-глинистые отложения джандарской свиты (верхний плинсбах — аален) формировались уже в условиях континентального склона, что указывает на дальнейшее растяжение и опускание.

Нахичеванский массив. Располагавшийся по южную сторону Малокавказской ветви океана Тетис Нахичеванский массив в раннеюрское и ааленское время представлял собой микроконтинент, выступавший выше уровня моря блок континентальной коры — размываемую сушу. В ранней юре этот блок, как и северная окраина океана, находился в состоянии растяжения, о чем свидетельствуют наземные трещинные излияния базальтоидов, образовавших неграмскую свиту нижнеюрского возраста [Юра Кавказа, 1992]. Лишь в позднем аалене на небольшой площади в Приараксинском районе возник мелководный морской бассейн, в котором отложились маломощные (40 м) песчано-глинистые и карбонатные отложения эвинской свиты.

Байос и бат

Примерно на рубеже аалена и байоса произошло резкое изменение геодинамической обстановки на Кавказской окраине Тетиса [Ломизе, Панов, 2001]. В это время заложилась уходящая под нее зона субдукции, северная окраина Малокавказского океана стала активной и под нее начала субдировать океаническая литосфера. Начальная, амагматическая фаза субдукции (конец аалена — начало байоса) осуществлялась в обстановке сильного сжатия и поднятия континентальной окраины

и привела к полной перестройке структурного плана Кавказского региона (рис. 2.3; см. 2.2 и ниже рис. 2.30, Б).

Основная фаза субдукции началась со второй половины раннего байоса. Над зоной субдукции на месте Сомхето-Кафанской зоны, Закавказского срединного массива и южного борта лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа (Абхазо-Рачинская, Иорско-Мацимская, Шекинская и Дуруджинская зоны) образовался Понтийско-Закавказский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс; а в тылу его, на месте осевого трога лейас-

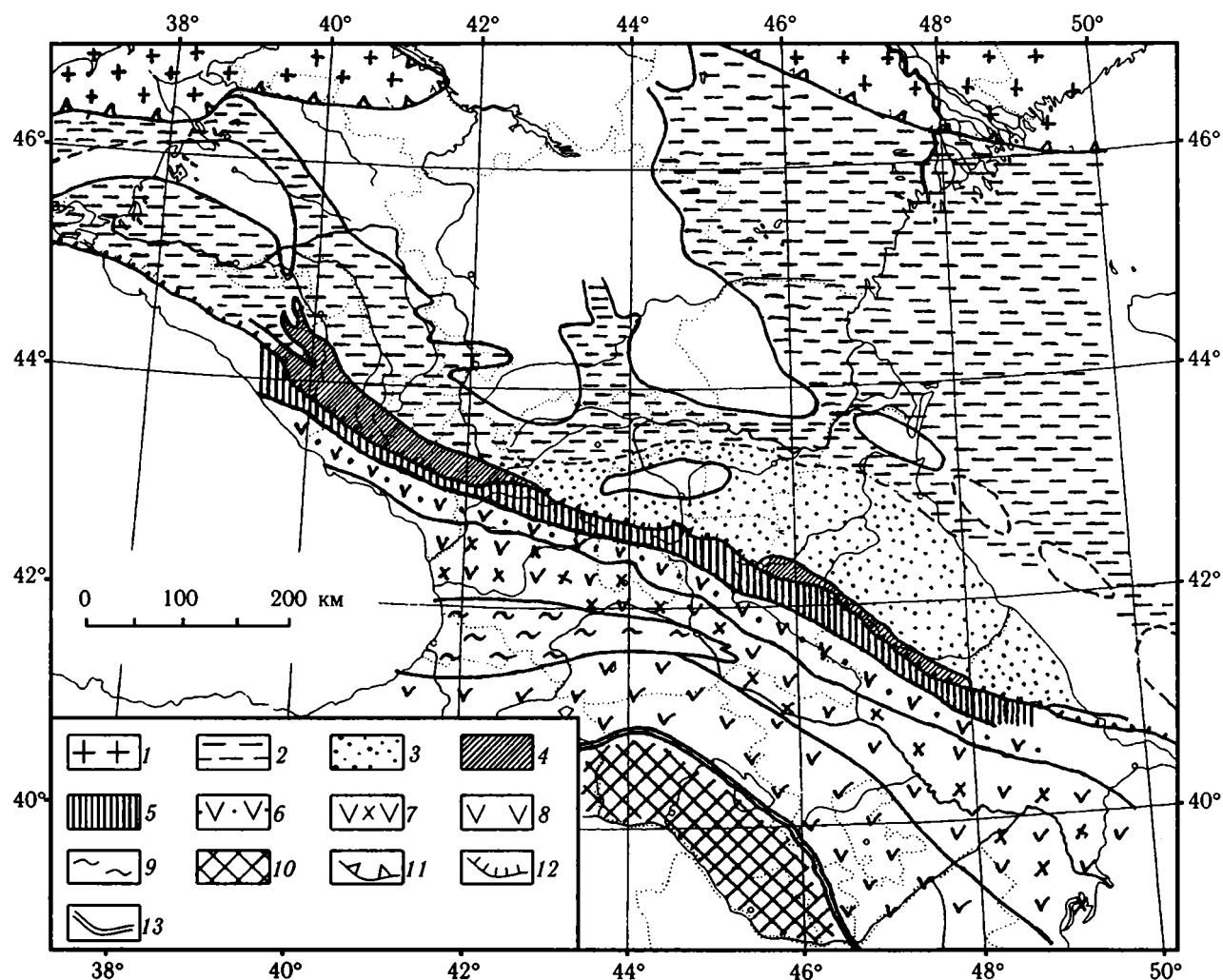


Рис. 2.3. Палеотектоническая схема Кавказа и Предкавказья для байосского и батского веков

1 — Восточно-Европейская платформа; 2, 3 — эпиконтинентальные бассейны Северного Кавказа и Предкавказья: 2 — Ейский, Западно- и Восточно-Кубанский, Ахметовский, Чернолесский и Восточно-Предкавказский бассейны на Скифской платформе, 3 — Балкаро-Осетино-Дагестанские прогибы на Северо-Восточном Кавказе; 4 — система Центрально-Кавказских поднятий; 5 — задуговые бассейны южного склона Большого Кавказа; 6–8 — Закавказский вулканоплутонический пояс на территории: 6 — южного борта лейас-ааленского бассейна (Абхазо-Рачинская и другие зоны), 7 — Закавказского срединного массива, 8 — Сомхето-Кафанской зоны; 9 — Аджаро-Триалетская складчатая система (в современной структуре Кавказа); 10 — Нахичеванский массив; 11 — граница Восточно-Европейской платформы; 12 — система надвигов («Главный надвиг») по северному краю задуговых бассейнов Южного склона; 13 — Малокавказская офиолитовая сутура северной ветви Тетиса

ааленского бассейна, — неширокие, но глубоководные задуговые бассейны Южного склона. Далее, на месте северного обрамления лейас-ааленского осевого трога, формировалась полоса Центрально-Кавказских поднятий, возникших в фазу сжатия в начале байоса, а за ними, — на месте северного борта лейас-ааленского бассейна и на обширных территориях Скифской платформы, распространялись эпиконтинентальные морские бассейны. Мелководный морской бассейн возник после перерыва и на Нахичеванском микроконтиненте.

Нахичеванский массив. Байос и бат здесь представлены мелководными глинистыми отложениями субуздагской свиты (байос — нижний и средний? бат), мощность которых не превышает 200–270 м. Это — отложения платформенного типа [Юра Кавказа, 1992].

Понтийско-Закавказский вулканоплутонический пояс. Это широкая (до 200 км) полоса распространения вулканогенных пород андезита, базальтового, андезитового, а в Сомхето-Кафанской зоне (в верхнем байосе) и кислого состава. Накопление вулканогенных и вулканогено-осадочных толщ происходило в мелководно-морских условиях. Единую вулканоплутоническую ассоциацию с ними образуют интрузивные комплексы габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, приуроченные главным образом к Сомхето-Кафанской зоне, где магматическая активность была максимальной [Ломизе, Панов, 2001; Юра Кавказа, 1992].

В *Сомхето-Кафанской зоне*, располагавшейся непосредственно у границы океан/континент, весь разрез байоса и бата сложен вулканогенными образованиями. Магматическая активность проявлялась здесь и позже — в позднеюрское и меловое время, что указывает на продолжавшееся развитие вулканоплутонического пояса на активной окраине.

На удалении от края океана, на территории *Закавказского срединного массива, Абхазо-Рачинской, Иорско-Мацмской, Шекинской и Дуруджинской зон*, магматическая активность проявлялась только в байосе, когда здесь накопилась толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, известная под названием «порфиритовая» серия. В бате эти территории испытали поднятие. На Закавказском массиве в отдельных впадинах накапливались континентальные отложения патиджеульской и ткибульской (угленосной) свит, а в Абхазо-Рачинской зоне — мелководно-морские песчано-глинистые отложения бетаской свиты.

Задуговый бассейн Южного склона. В тылу вулканоплутонического пояса на месте осевого трога лейас-ааленского бассейна и отчасти его южного обрамления (Даличай-Мазинская зона?) в байосе — бате размещался неширокий, но глубоководный задуговый бассейн Южного склона, заполнявшийся глинистыми и флишоидными толщами (бзычская, бусарчилъская, зурунчайская, гдымская и другие свиты). Они залегают согласно с ааленскими отложениями и также без видимого несогласия перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. Этот бассейн, таким образом, является предшественником флишевых прогибов южного склона [Ломизе, Панов, 2001].

Центрально-Кавказские поднятия. Полоса Центрально-Кавказских поднятий, возникшая на месте Псеашхинской и Метлюта-Ахтычайской тектонических зон, представляла собой цепочку островов, где размывались нижнеюрские, а на Центральном Кавказе — и доюрские образования. Иногда эта полоса частично перекрывалась морскими водами и там накапливались относительно маломощные песчаные (байосская хиналугская свита) или песчано-глинистые (батская кейванская свита) отложения. В условиях растяжения в этой воздымающейся полосе формировались пояса байосских диабазовых даек, резко секущих чешуйчато-сложную структуру лейас-ааленских отложений. В этих же условиях в полосе Центрально-Кавказских поднятий в батское время происходило внедрение довольно крупных интрузивных тел диоритов, гранодиоритов и гранитоидов (Санчаро-Кардывачская, Эденская, возможно, Цейская и другие интрузии), комагматичных вулканитам Понтийско-Закавказского пояса.

Эпиконтинентальные мелководно-морские бассейны. К северу от полосы Центрально-Кавказских поднятий располагались возникшие в результате байосской трансгрессии эпиконтинентальные мелководно-морские бассейны, заполнявшиеся песчано-глинистыми отложениями [Панов, Стафеев, 2000]. На территории Пшекиш-Тырныузской, Восточно-Балкарской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зон эти отложения достигают большой (до 1500–2000 м) мощности, соответствуя по возрасту нижнему, верхнему байосу и нижнему бату, и выполняют систему Балкаро-Осетино-Дагестанских прогибов. К северу от Пшекиш-Тырныузской зоны морская трансгрессия, начавшись во второй половине раннего байоса, к позднему байосу охватила значительные участки Скифской платформы, где сформировались Ахметовский, Восточ-

но- и Западно-Кубанский, Ейский и Восточно-Предкавказский бассейны. В этих бассейнах мощность байосско-нижнебатских отложений не превышает 100–500 м; причем в северных частях бассейнов разрез начинается только с верхнего байоса. Вся остальная часть Скифской платформы и в байос-батское время оставалась приподнятой.

Таким образом, можно констатировать, что в байосско-батское время в основных чертах уже наметился тот структурный план, который характерен для позднемезозойского развития Кавказа. Окончательно он оформился с начала келловей, после активной фазы предкелловейских тектонических движений.

Изложенная выше схема оставляет ряд нерешенных вопросов и несомненно нуждается в доработке. Особенно это касается области Южного склона Большого Кавказа. Например, неясна тектоническая позиция верхнеплинских базальтоидов, вскрывающихся в некоторых долинах (Алазани, Стори, Шроми) Горной Кахетии в Сперозской зоне к югу от выходов сторской свиты. Мы предполагаем их аллохтонное залегание в виде останцов тектонического покрова, «выдавленного» с севера из Бзыбско-Казбекской зоны подобно покрову Чаухи. Но этот вопрос требует изучения. Неясной остается и природа вулканитов основного–среднего состава, обнажающихся в Кутыкух-Сакенской зоне (по М.В. Топчишвили [1996]) в верховьях рек Ацгара, Бзыби, Кодори. Раньше эти вулканиты всеми геологами включались в «порфиритовую» серию и относились к ацетукской свите нижнебайосского возраста. Однако исследованиями М.В. Топчишвили [1996] установлен верхнеплинских возраст их нижней части, а вышележащая часть вулканитов, по его представлениям, относится к тоару и аалену. В изложенной выше схеме эти образования пока не находят себе места; вопрос требует дополнительного изучения.

Тем не менее, уже сейчас анализ изложенной выше схемы позволяет сделать определенные выводы. Начало альпийского этапа (раннеальпийская стадия) прослеживается в ранней юре — аалене, в условиях расширения Малокавказской ветви Тетиса как последовательное погружение ее северной пассивной окраины, где формировались структуры растяжения (в том числе бассейн Большого Кавказа). Важным рубежом в рамках альпийского этапа служит граница аалена и байоса, когда эта пассивная окраина преобразовалась в активную и сложился другой структурный план с развитием окраинно-континентального вулканоплутонического по-

яса, глубоководных тыловых бассейнов, системы центральных поднятий и эпиконтинентальных бассейнов Северного склона и Предкавказья — т.е. структур, характерных для позднемезозойского развития Кавказа (среднеальпийской стадии).

Это подкрепляется и анализом разработанной к настоящему времени региональной стратиграфической схемы ниже-среднеюрских отложений Кавказа.

Региональная стратиграфическая схема ниже-среднеюрских отложений Кавказа

Трудами большого коллектива кавказских геологов к настоящему времени для всех тектонических (структурно-фациальных) зон на территории Кавказа разработаны местные стратиграфические схемы в виде последовательности свит и подсвит, отражающей геологическое развитие каждой конкретной зоны в ранней и средней юре.

Сопоставление местных стратиграфических схем между собой позволяет установить этапность развития, общую для всего Кавказского региона в целом и выделить соответствующие этим этапам региональные стратиграфические подразделения — *горизонты* (см. ниже, рис. 2.4). Попытки разработки региональной стратиграфической схемы ниже-среднеюрских отложений предпринимались уже не раз как для отдельных частей Кавказа [Геология Азербайджана, 1997; Зесашвили, 19796; Объяснительная записка..., 1973], так и для всего Кавказа или Большого Кавказа в целом [Вашакидзе, 1985; Панов, 1976; Панов, Гущин, 1987а; Юра Кавказа, 1992]. В процессе этих работ выявилась необходимость различного подхода к разработке региональной стратиграфической схемы для лейаса–аалена и байосско-батских отложений.

Лейас–аален

Сопоставление местных стратиграфических схем показало, что в разрезах лейас-ааленских отложений большинства тектонических зон на одних и тех же стратиграфических уровнях прослеживаются резкие границы, которые разделяют толщи отложений, имеющие в разных зонах не всегда одинаковый литологический состав, но содержащие разновозрастные руководящие ископаемые (богатые комплексы на Северном Кавказе, единичные находки на Южном склоне). В окраинных частях бассей-

нов эти толщи часто разделяются стратиграфическими перерывами; в осевых частях бассейна Большого Кавказа, где разрез непрерывен, они сменяют друг друга согласно, но всегда толщи, занимающие сходное стратиграфическое положение, содержат разновозрастные ископаемые остатки. Эти толщи можно рассматривать как региональные стратиграфические подразделения — *горизонты*, объединяющие несколько разновозрастных свит и отвечающие этапам геологического развития всей Кавказской области, которые проявлялись (палеогеографически) несколько по-разному в разных зонах.

Сопоставление местных стратиграфических схем и выделение горизонтов на историко-геологической основе позволяют успешно разрешить указанные выше стратиграфические проблемы: соотношения и граница юрских и доюрских образований и корреляция разрезов Северного и Южного склонов [Зесашвили, 1970; Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983]. Установление принадлежности свиты к тому или иному горизонту позволяет определить ее возраст с большой точностью даже при недостаточности (или отсутствии) палеонтологической характеристики. И, наоборот, разрозненные, иногда редкие палеонтологические данные по разным свитам, принадлежащим одному горизонту, позволяют точно определить возраст всего горизонта в целом. Выделение горизонтов позволило выявить как общие особенности этапов развития территории Кавказа в лейасе–аалене, так и специфику палеогеографического выражения этих этапов в разных тектонических зонах. Один и тот же горизонт в разных зонах представлен разными свитами, имеющими различное строение и условия залегания.

В предлагаемой нами региональной стратиграфической схеме (рис. 2.4) в составе лейас-ааленских отложений выделено пять горизонтов.

Нарульский горизонт (самый нижний) представлен континентальными обломочными отложениями и присутствует лишь на отдельных участках в Сомхето-Кафанской зоне и на Закавказском массиве. Поскольку он резко несогласно, с глубоким размытием, налегает на палеозойские образования, содержит остатки раннеюрской флоры и с размытием перекрывается нижнесinemюрскими отложениями сванетского горизонта, возраст его определяется как геттанг (?или самые низы синемюра). На окраинах Локского и Храмского массивов нарульский горизонт представлен *мошеванской свитой* [Панов, 1978] — фациально-изменчивой толщей кварцевых песчаников и полимиктовых конг-

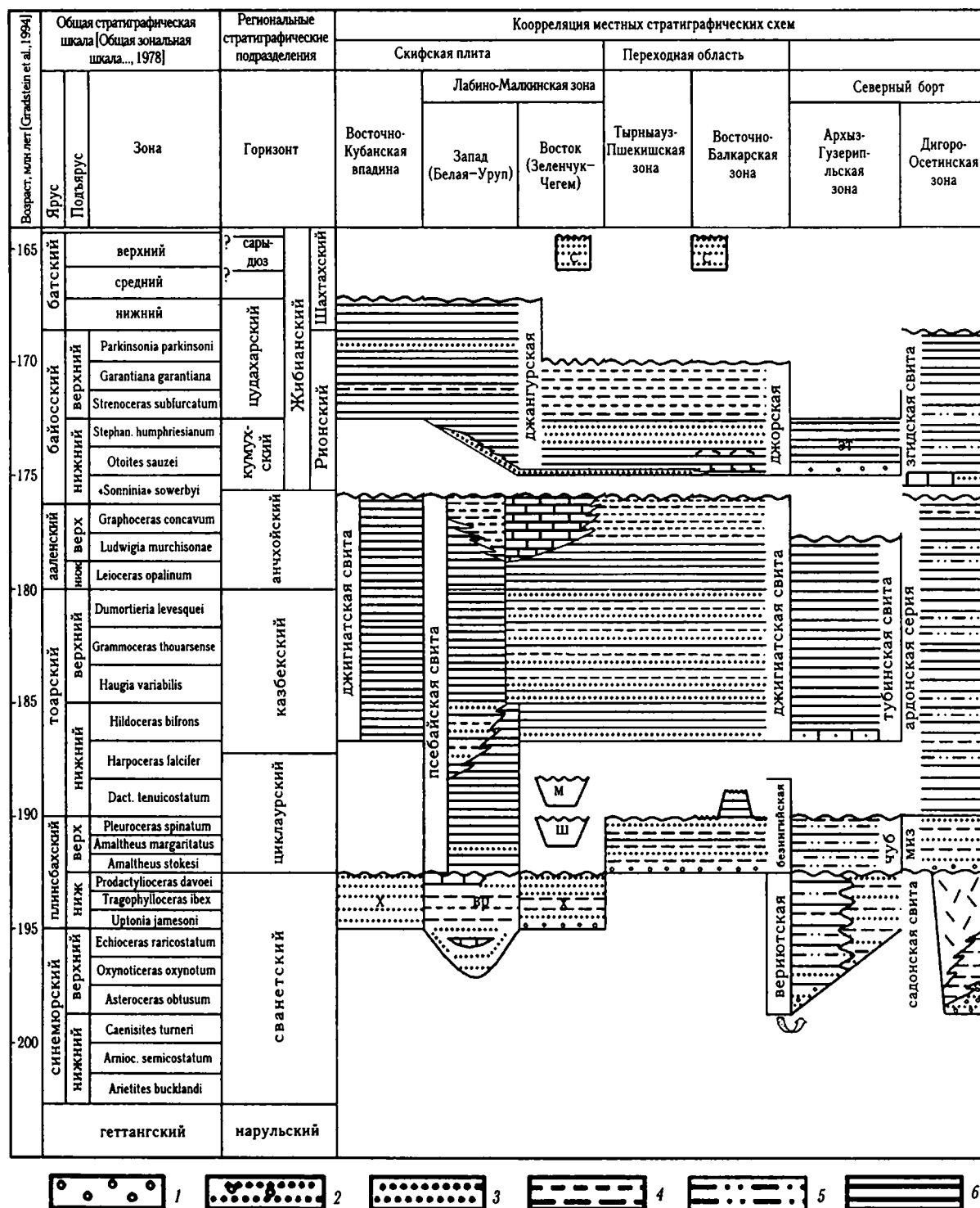
ломератов, отчасти — алевролитов, местами углистых (рис. 2.5). Конгломераты состоят преимущественно из галек верхнепалеозойских кварц-порфиров, а также пород древнего кристаллического субстрата. В азербайджанской части Сомхето-Кафанской зоны аналогом мошеванской свиты является шамлыкская [Геология Азербайджана, 1997].

На окраинах Дзирульского массива, представляющего собой выступ фундамента Закавказского срединного массива, горизонт представлен *нарульской свитой* [Топчишвили, 1996], сложенной грубозернистыми песчаниками, конгломератами того же состава, что и в мошеванской свите, гравелитами, аргиллитами, а также покровами лав кислого состава и их пирокластами (см. ниже рис. 2.9). Нарульский горизонт отвечает самой начальной фазе формирования северной пассивной окраины Тетиса; отмеченные выше вулканические проявления связаны, видимо, со ступенчатым погружением этой окраины.

В недавно опубликованной работе Н.И. Схиртладзе и М.В. Топчишвили [2004] ставят под сомнение геттангский возраст нарульской свиты и относят ее к верхнему триасу на основании пересмотра палеоботанических данных и принимая во внимание широкое распространение кислых вулканитов в среднем–верхнем триасе Закавказья и Крыма. Мы не разделяем мнение этих исследователей по ряду причин.

Во-первых, нижнеюрский возраст обеих свит нарульского горизонта был очень убедительно обоснован Ц.И. Сванидзе [1971] именно по палеоботаническим данным. Попытка (на наш взгляд, неудачная) пересмотреть возраст флоры уже предпринималась ранее О.М. Башировым [1987], который определил ее возраст как рэтский, хотя в приведенном им списке определений нет ни одного(!) вида, специфичного для рэта, но зато есть формы, неизвестные из доюрских отложений, а большинство форм распространены как в рэтских, так и в нижне-среднеюрских отложениях. Новая попытка пересмотреть возраст флоры на основе анализа новых сборов представляется сомнительной. Как признают сами авторы статьи, новые списки определений включают формы, имеющие широкое стратиграфическое распространение: «...встречаются как в триасе, так и в юре; некоторые из них поднимаются и выше».

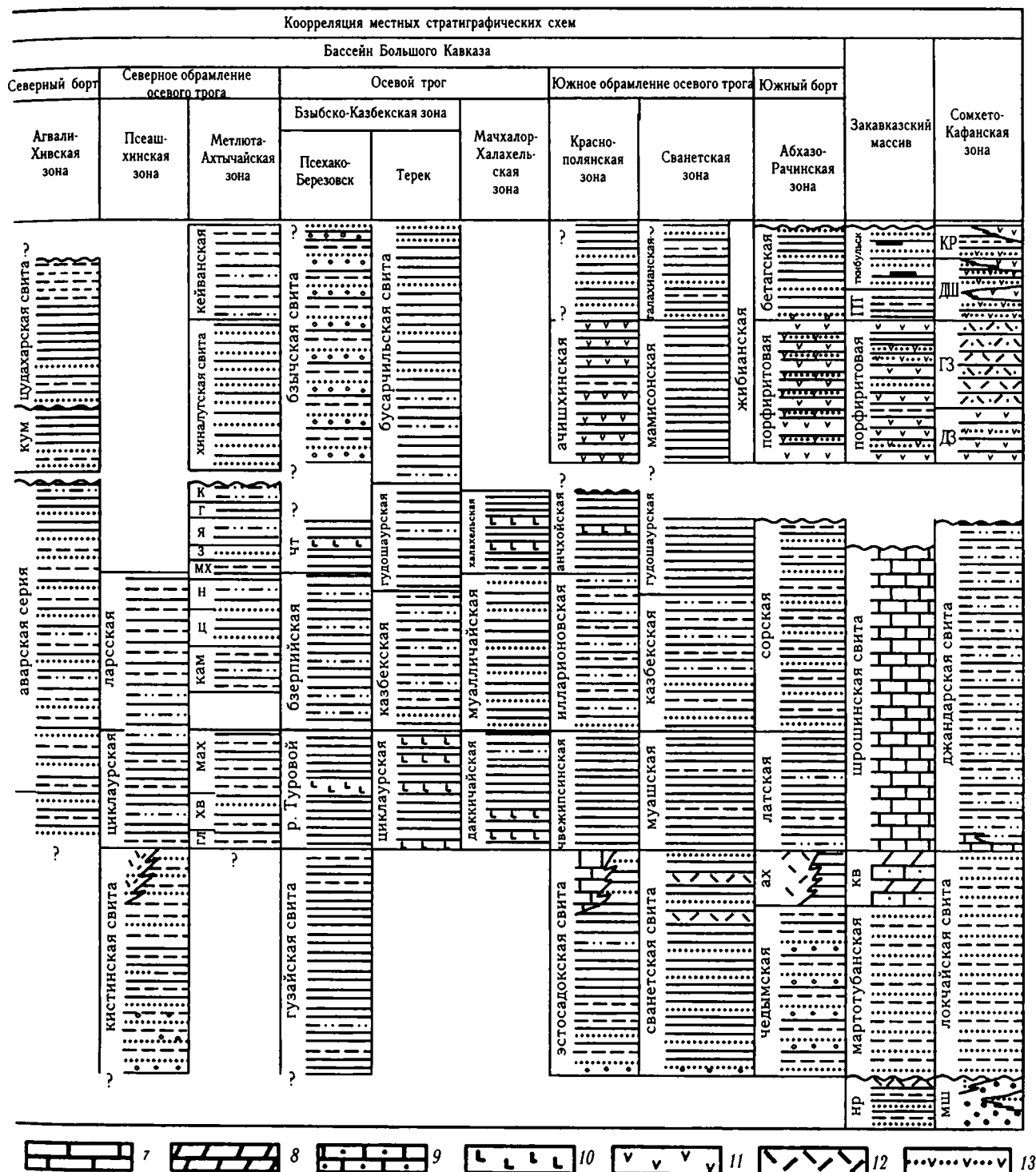
Во-вторых, нарульская и мошеванская свиты очень близки по своему строению, стратиграфическому положению, условиям залегания и флористической характеристике, образуют единый горизонт,



Левая часть рисунка

Рис. 2.4. Региональная стратиграфическая схема ниже-среднеюрских отложений Кавказа

1 — конгломераты; 2 — песчаники с гравием и галькой; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — частое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — известняки песчаные; 10–12 — вулканогенные породы: 10 — основного состава, 11 — среднего состава, 12 — среднего и кислого состава; 13 — вулканогенно-осадочные породы.



Правая часть рисунка

Буквенные обозначения свит: ах — ахипоская, вр — вериютская, г — гепцайская, гз — гызылджинская, гл — гласудинская, дз — дзегамчайская, дш — дашкесанская, з — зайнкамская, эт — зейтунская, к — кимихурская, кам — камилухская, кв — квилъская, кр — корекчайская, кум — кумухская, м — муздужская, мах — махннская, миз — мизурская, мх — михрекская, мш — мошеванская, н — ногабская, нр — нарульская, пт — патижейульская, с — сарыдюз, тк — ткибульская, х — хумаринская, хв — хваршинская, ц — цейлаханская, чт — чаталтапинская, чуб — чубинская, ш — шоанская, ы — ялаххамская

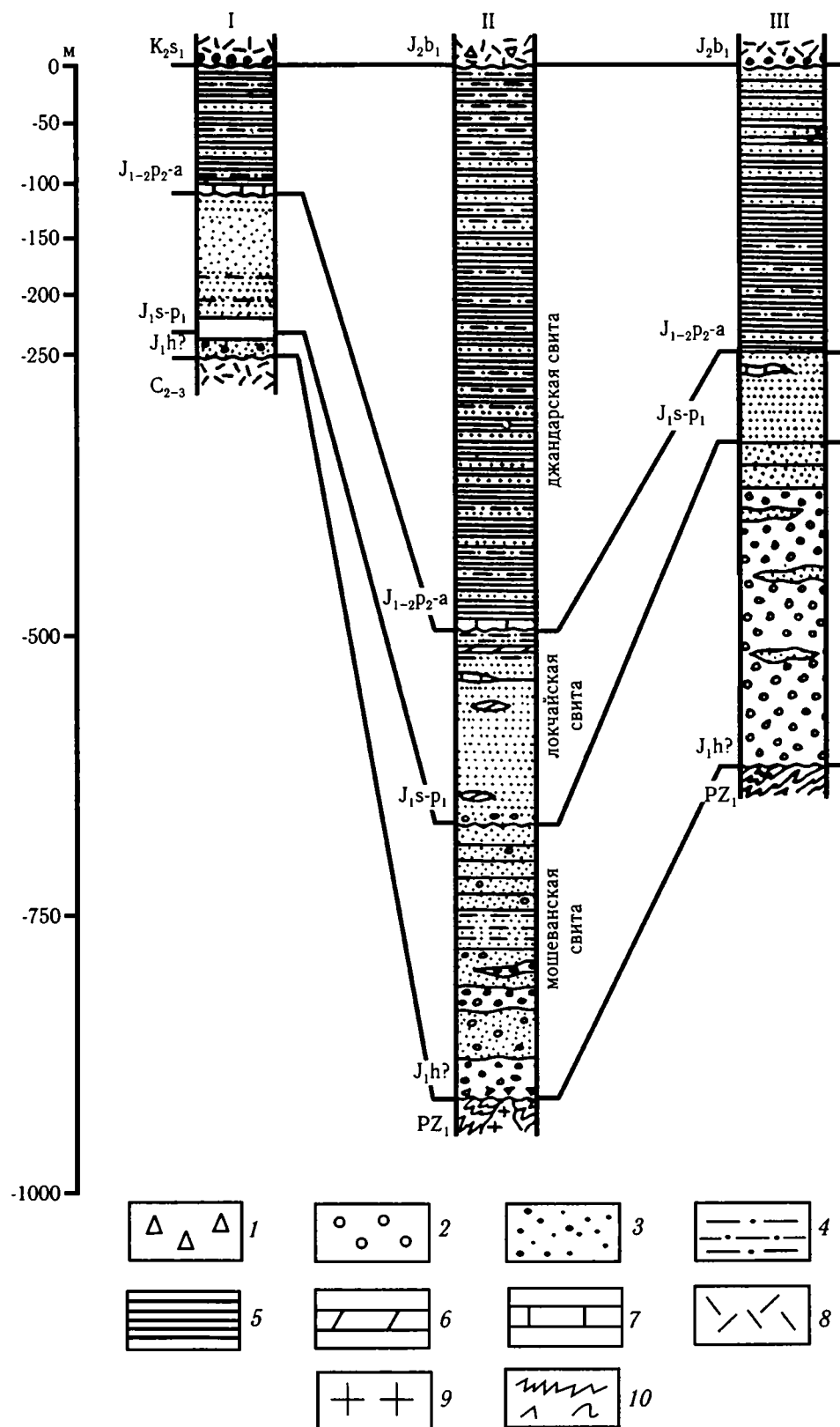


Рис. 2.5. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Сомхето-Кафанской зоны [Панов, 1978]

I, II — массивы: I — Храмский, II — Локский; III — Шамхорское поднятие.

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевриты; 5 — аргиллиты; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — туфы и туфобрекчии; 9 — палеозойские гранитоиды; 10 — доюрские метаморфические породы

и «вырывать» из этого горизонта одну из свит — неправильно. В структурном отношении обе свиты нарульского горизонта резко несогласно налегают на палеозойский фундамент и тесно связаны с вышележащими юрскими отложениями; даже стратиграфический перерыв между ними отчетливо выражен далеко не везде.

Поэтому мы рассматриваем нарульский горизонт как самый нижний — базальный горизонт нижнеюрского этапа седиментации, соответствующий самому началу раннеальпийского этапа.

Сванетский горизонт — следующий в разрезе [Зесашвили, 1979; Панов, Гущин, 1987 а,б] образован уже морскими отложениями, но исключительно обломочными, отличающимися резкой фациальной изменчивостью. На всей территории Кавказа (кроме тех участков, где присутствует нарульский горизонт) эти отложения с размывом, а в большинстве случаев и с резким угловым несогласием налегают на различные доюрские образования. Они отвечают последовавшей за начальными опусканиями первой стадии формирования пассивной окраины Тетиса, когда она перекрывалась морскими трансгрессиями и на ней образовывались мелководные шельфовые морские бассейны.

На территории Сомхето-Кафанской зоны и Закавказского массива, непосредственно примыкавшей к океаническому бассейну, сванетский горизонт представлен [Панов, 1978; Топчишвили, 1996] однородными по составу толщами мелкозернистых песчаников и алевролитов (*локчайская, мартотубанская свиты*), которые иногда сменяются сверху песчанистыми мергелями и известняками (*квирильская свита*). Многочисленные находки аммонитов определяют возраст свит как нижний, верхний синемюр и нижний плинсбах (см. рис. 2.5 и ниже рис. 2.9).

На южном борту Большекавказского бассейна и на южном обрамлении осевого трога в основании юрского разреза залегают мощные фациально изменчивые толщи обломочных отложений: песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, содержащие иногда линзы известняков и мергелей и замещающиеся в своей верхней части вулканитами среднего-кислого состава и их пирокластами (*чедымская, ахипоская, этосадокская, сванетская, сторская, мазымчайская свиты* [Панов, 1976; Топчишвили, 1996]). Редкие находки аммонитов, стратиграфическое положение свит и сопоставление с соседними зонами определяют возраст сванетского горизонта и здесь как нижний, верхний синемюр и нижний плинсбах (рис. 2.6).

Резко контрастируют с этими обломочными толщами отложения сванетского горизонта в осевом трого Большого Кавказа: глинисто-алевритовые сланцы *гузайской свиты* [Панов, Пруцкий, 1983], вскрывающиеся в основании разреза Псежако-Березовской зоны. Накопление этой толщи, с единичными находками синемюрских аммонитов, свидетельствует о начале формирования на пассивной окраине узкого рифтогенного трого, на ступенчато погружающемся южном обрамлении которого накапливались грубообломочные толщи и отмечались проявления вулканической деятельности, связанные с переплавлением доюрского фундамента. Важно отметить, что вулканические проявления отсутствуют в сванетском горизонте на территории Сомхето-Кафанской зоны и Закавказского массива, где есть отложения нарульского горизонта (содержащие вулканиты). Видимо, в этих районах, непосредственно граничивших с океаном, ступенчатое погружение и образование магматических очагов в доюрском фундаменте произошли раньше — в геттанское время.

На северном обрамлении осевого трого в основании юрского разреза залегают те же фациально изменчивые обломочные толщи, частично замещающиеся вулканитами среднего-кислого состава (*чугушская, кистинская свиты* [Панов, 1976, 2003; Ренгартен, 1932], что и на южном обрамлении. Однако аммонитов они не содержат и их синемюр-нижнеплинсбахский возраст определяется стратиграфическим положением и принадлежностью их к сванетскому горизонту (см. ниже рис. 2.10, разрез II).

На северном борту Большекавказского бассейна сванетский горизонт представлен толщами двух типов. В Дигоро-Осетинской зоне это *садонская свита* [Безносков и др., 1960], сложенная гравелитами, песчаниками и углистыми сланцами, частично или полностью замещающимися вулканитами и туфами андезито-дацитового состава (см. ниже рис. 2.10, разрез I). По своему характеру садонская свита аналогична кистинской и другим свитам на обрамлениях осевого трого. В Архыз-Гузерицкой зоне сванетский горизонт представлен *верийотской свитой* [Панов, 1976] мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами известняков, которая содержит аммониты верхнего синемюра в основании и нижнего плинсбаха в кровле. По аналогии с верийотской свитой возраст садонской свиты, не содержащей аммонитов, также определяется как верхний синемюр — нижний плинсбах.

На территории Скифской платформы в западной части Лабино-Малкинской зоны сванетский гори-

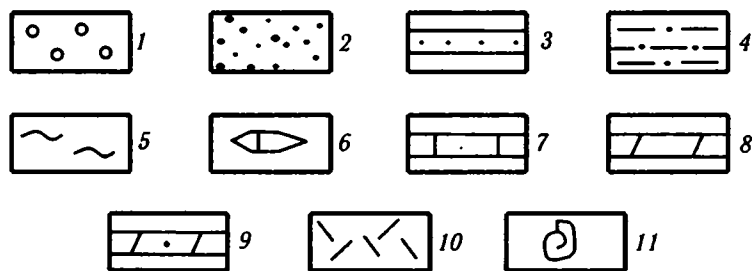
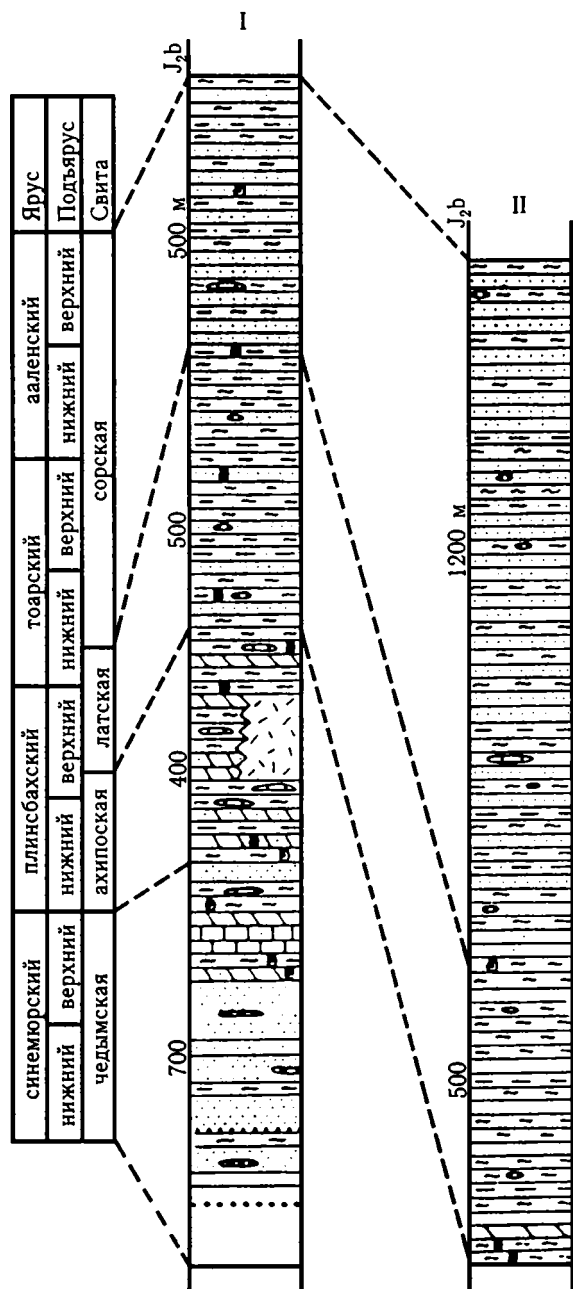


Рис. 2.6. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений на южном борту Большекавказского бассейна в Абхазо-Рачинской зоне [Топчишвили, 1996]

I — бассейн р. Гумисты; II — ущелье р. Кодори.

1 — конгломераты; 2 — грубозернистые песчаники; 3 — мелкозернистые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — линзы известняка; 7 — песчаные известняки; 8 — мергели; 9 — песчаные мергели; 10 — вулканогенные образования кислого состава; 11 — места находок аммонитов

зонт представлен уже упоминавшейся вериютской свитой, возраст которой здесь также определяется как верхний синемюр — нижний плинсбах (рис. 2.7). В восточной части Лабино-Малкинской зоны верхнесинемюрская часть вериютской свиты выклинивается, а нижнеплинсбахская фациально замещается угленосной *хумаринской свитой* [Панов, Леонов, 1959] чередования пачек массивных песчаников с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 2.8, разрезы II, III). Хумаринская свита это — крупный дельтовый комплекс [Панов и др., 1996]. Севернее уже чисто континентальные аналоги нижнеплинсбахской хумаринской свиты присутствуют в основании юрского разреза Восточно-Кубанской впадины (см. рис. 2.8, разрез I) и некоторых грабенообразных прогибов Предкавказья (см. рис. 2.8, разрезы IV, V, VII, X). Здесь, как и в восточной части Лабино-Малкинской зоны, с ними местами связаны линзовидные горизонты вулканитов андезито-дацитового состава, обусловленные, как обычно, блоковыми перемещениями и переплавлением доюрского фундамента.

Во всех полных разрезах сванетский горизонт по резкой строго изохронной границе перекрывается верхнеплинсбахскими отложениями с *Amaltheus*, чем точно определяется верхний предел его возраста. Подошва горизонта в южных зонах датируется нижним синемюром, севернее — верхним синемюром, а на Скифской платформе присутствует только его нижнеплинсбахская часть. Одновременно с сокращением стратиграфического объема горизонта с юга на север происходит и постепенное замещение мелководно-морских отложений дельтовыми и чисто континентальными (аллювиально-озерными), что ясно указывает на постепенное распространение морской трансгрессии на пассивную окраину с юга на север.

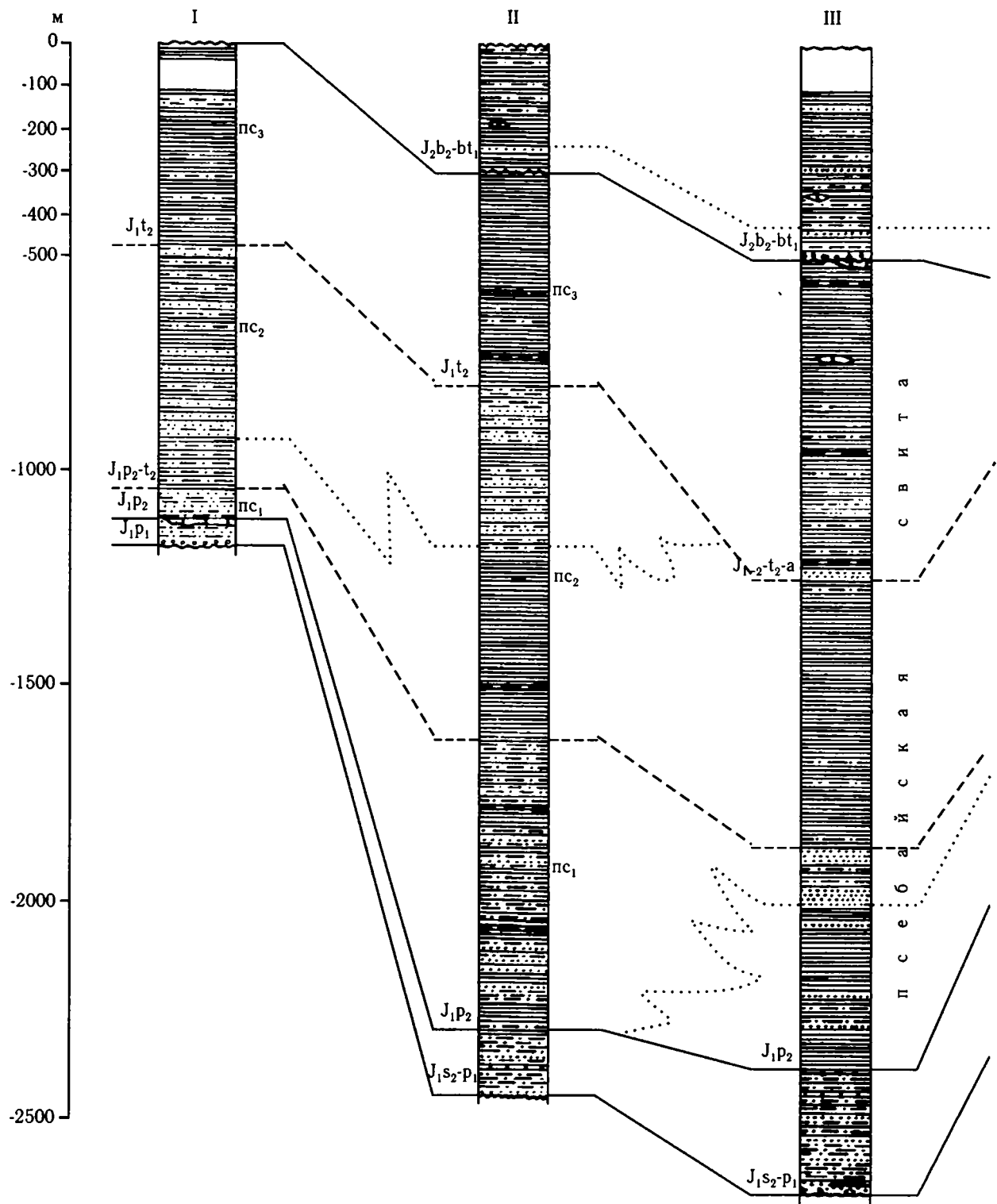
Как уже отмечалось, отложения сванетского горизонта повсеместно отделены от доюрских образований перерывом и резкой поверхностью несогласия. Существовавшие ранее (и существующие даже сейчас) представления о непрерывном переходе в разрезе Сванетского антиклинория от палеозойско-триасовой десской серии к юрским отложениям были опровергнуты А.А. Беловым и М.Л. Соминим [1964]. Эти авторы убедительно доказали, что отложения сванетского горизонта залегают с перерывом и отчетливым географическим несогласием на разных частях десской серии (от девона до триаса). Позднее этот вывод подтвердил М.В. Топчишвили [1996]. Самыми характерными обломочными породами сванетского горизонта являются

песчаники и гравелиты, состоящие из кварцевых зерен в каолиновом цементе, а также глинисто-алевритовые породы, переполненные зернами кварца. Эти породы, представляющие собой продукт размыва и переотложения мощной зрелой коры выветривания, свидетельствуют о существовании достаточно длительного предъюрского перерыва, эпохи пенепленизации, в течение которой эта кора выветривания была сформирована. Сванетский горизонт, таким образом, представляет собой базальный горизонт юрской серии отложений, начинающий собой новый цикл осадконакопления, чем и определяется начало раннеюрского этапа.

Установление единого сванетского горизонта, все части которого связаны закономерными переходами на площади, ясно показывает несостоятельность попыток «вырвать» из него отдельные свиты (например, кистинскую или сторскую) и отнести их к триасу или даже к палеозою. Эти представления основывались или на случайных находках палеозойских и триасовых ископаемых [Мельников и др., 1977; Эдилашвили и др., 1979], неправильно определенных или неточно привязанных к разрезу, либо на неправильном истолковании соотношения толщ с палеозойскими интрузивными массивами [Афанасьев и др., 1975], либо на далекой корреляции разрезов разных тектонических зон [Крестников, Робинсон, 1955]. Эти взгляды не подтвердились последующими исследованиями; в упомянутых выше кистинской и сторской свитах были найдены нижнеюрские ископаемые [Кипиани, 1984; Панов, 2003; Топчишвили, 1996].

Циклаурский горизонт — его отложения во всех полных разрезах по резкой строго изохронной границе перекрывают породы сванетского горизонта [Объяснительная записка..., 1973; Панов, Гушин, 1987 а,б]. В Сомхето-Кафанской зоне подошва горизонта соответствует моменту перехода от шельфового бассейна к началу формирования континентального склона и накопления флишоидных песчано-алевритово-глинистых отложений *джандарской свиты* [Панов, 1978], которое продолжалось далее до конца аалена (см. рис. 2.5). На территории Закавказского массива в мелководно-морском бассейне при отсутствии источников сноса обломочного материала с этого же рубежа началось накопление органогенных известняков *шрошинской свиты* [Топчишвили, 1996], продолжавшееся опять же до конца аалена (рис. 2.9).

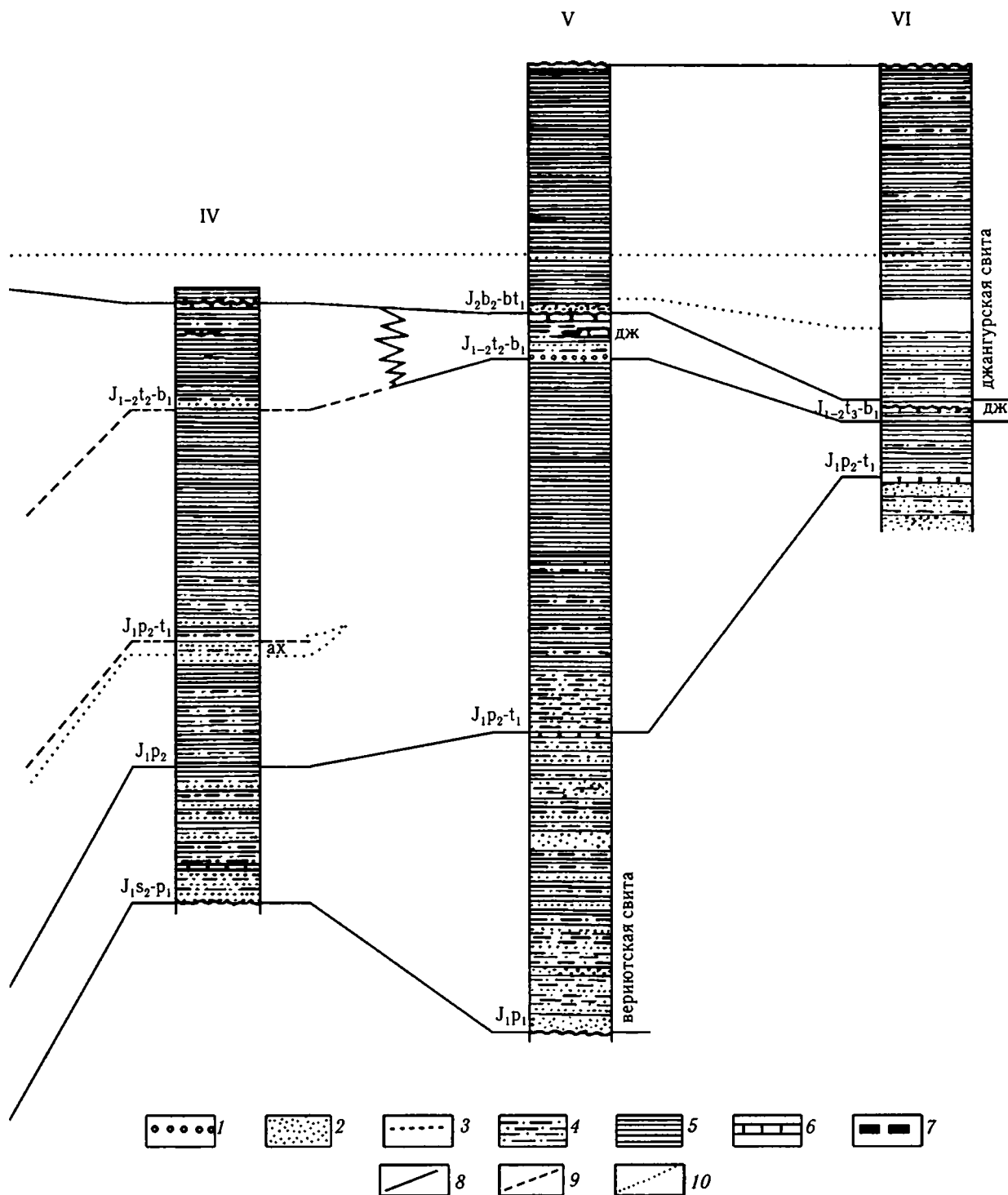
В бассейне Большого Кавказа циклаурский горизонт соответствует этапу интенсивного растяжения земной коры и резкого углубления осевого трога,



Левая часть рисунка

Рис. 2.7. Сопоставление разрезов ниже-среднеюрских отложений западной части Лабино-Малкинской зоны (междуречье Беляя-Уруп)

I — р. Сахрай; II — р. Ходзь; III — р. Малая Лаба; IV — р. Большая Лаба; V — междуречье Уруп-Бижгон; VI — р. Бижгон



Правая часть рисунка

дж — джигнатская свита; ах — песчаники Ахызырта. Подсвиты: пс₁ — нижнепсебайская (J_{1p_2}), пс₂ — среднепсебайская ($J_{1p_2-t_1}$), пс₃ — верхнепсебайская ($J_{1t_2}-J_{2b_1}$ в полных разрезах).

1 — конгломераты; 2 — массивные песчаники; 3 — прослои и пакки песчаников; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — конкреции сидерита; 8–10 — границы: 8 — свит, 9 — подсвит, 10 — фаций

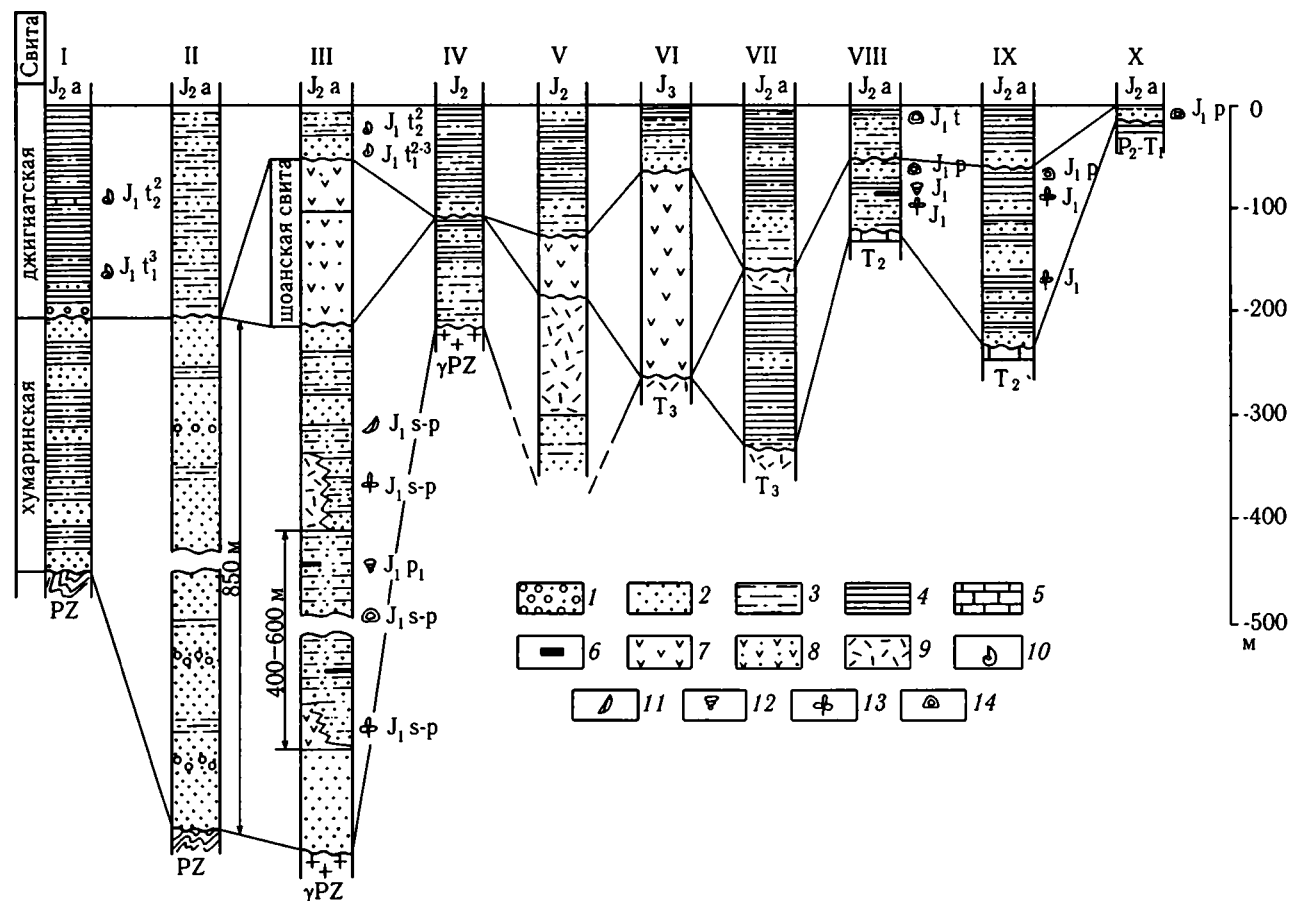


Рис. 2.8. Сопоставление разрезов (по скважинам и обнажениям) нижнеюрских отложений Лабино-Малкинской зоны и Предкавказья [Панов и др., 1996]

I — Советская площадь; II — Фроловская скв.4; III — верховья Кубани; IV — Черкесская скв. 5; V — Наримановская скв. 1; VI — Подсолнечная скв. 6; VII — Кумская скв. 1; VIII — Восточные скв. 1, 7; IX — Величаевские скв. 34, 35; X — Межевая скв. 66

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — уголь; 7 — андезиты; 8 — туфы андезитовые; 9 — туфы риолито-дацитовые; 10–12 — фауна: 10 — аммониты, 11 — пелециподы и брахиоподы, 12 — фораминиферы; 13 — листовая флора; 14 — микроспоры

его обрамлений и южного борта. Здесь накапливались однообразные глинистые толщи (*циклаурская северного типа, чвежипсинская, муашская, латская, белоканская и другие свиты* [Агаев, 1990; Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983; Ренгартен, 1932; Топчишвили, 1996]), которые в осевом трого содержат горизонты подушечных толеитовых базальтов — продукты подводных вулканических излияний (*свиты р. Туровой, циклаурская южного типа, даккичайская и др.* [Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983; Пруцкий, 1991]), (рис. 2.10, разрезы II, III, см. рис. 2.6). С вулканитами тесно связаны многочисленные силлы и дайки диабазов, участвующие в складчатости.

Только в восточной части северного обрамления, в Метлюта-Ахтычайской зоне, циклаурский горизонт

возрастает в мощности до 3000–3500 м и представлен песчано-глинистыми толщами регрессивно-циклического строения с мощными пакетами массивных песчаников в кровле циклов (*гласудинская и хваршинская свиты*). Это связано с началом формирования в Агвали-Хивской зоне крупной Аварской дельты, дистальные части которой распространялись и на Метлюта-Ахтычайскую зону [Гаврилов и др., 1989; Панов и др., 1996]. В нижних частях почти всех перечисленных свит имеются находки верхнеплинских аммонитов *Amaltheus* spp., в верхних частях — редкие, разрозненные находки нижнетюрских аммонитов зон *D. tenuicostatum* и *H. falcifer*, чем и определяется стратиграфический объем горизонта.

На северном борту бассейна Большого Кавказа и прилегающих частях Скифской платформы цик-

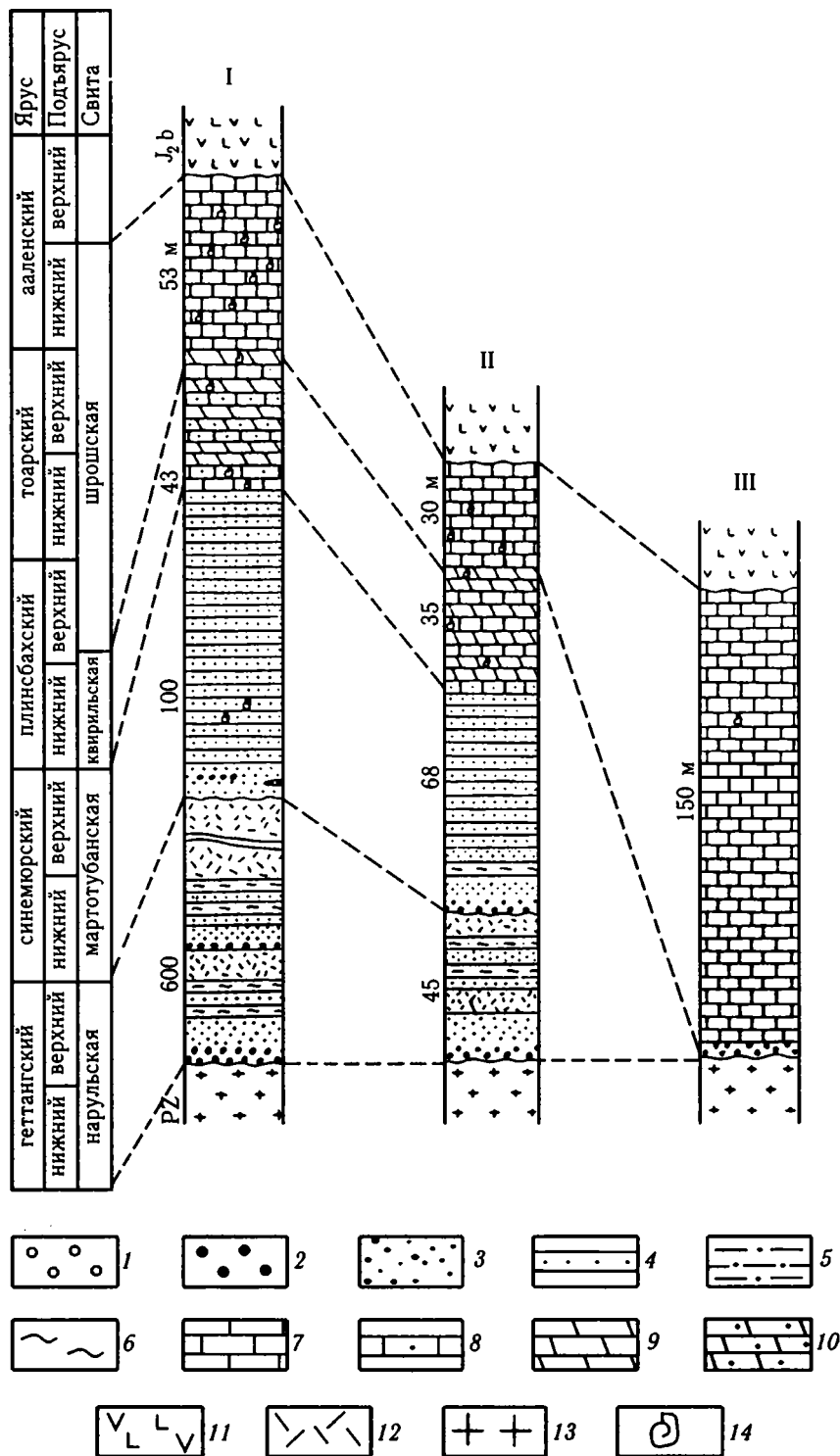


Рис. 2.9. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Закавказского срединного массива на юго-западной окраине Дзирульского массива [Топчишвили, 1996]

I, II — бассейны: I — р. Квирила; II — р. Дзирула; III — район ст. Салиети

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3, 4 — песчаники: 3 — грубозернистые, 4 — мелкозернистые; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — песчаные известняки; 9 — мергели; 10 — песчаные мергели; 11, 12 — вулканогенные образования: 11 — среднего и основного состава, 12 — кислого состава; 13 — палеозойские гранитоиды; 14 — места находок аммонитов

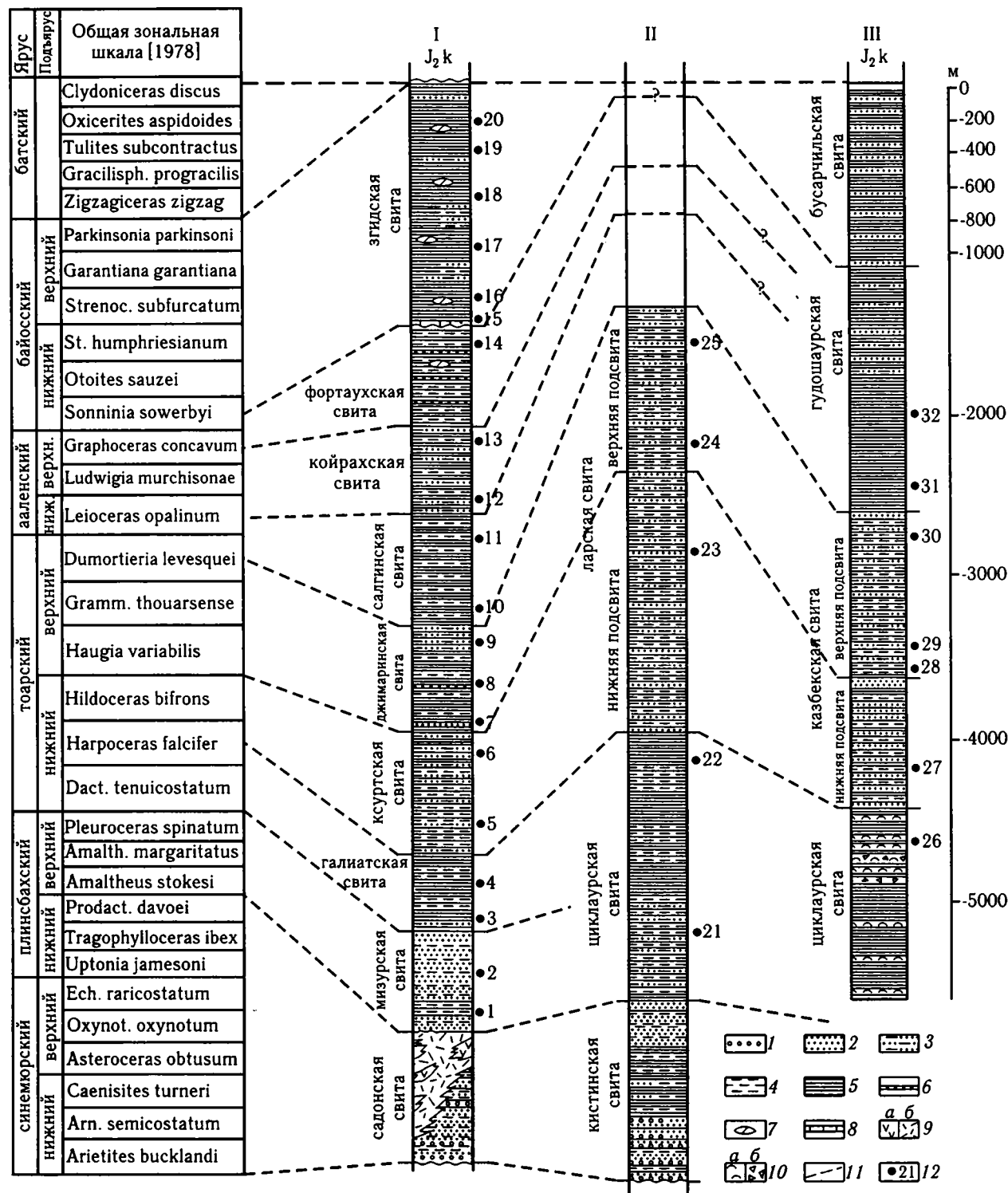


Рис. 2.10. Сопоставление разрезов ниже-среднеюрских отложений центральной части Большого Кавказа [Панов, 2003]

Зоны: I — Дигоро-Осетинская, II — Псеашхинская, III — Бзыбско-Казбекская

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — песчано-алевритово-глинистый переслой; 4 — алевриты; 5 — аргиллиты; 6 — конкреционные конгломераты; 7 — линзовидные пласты и конкреции мергелистого алеврита; 8 — известняки; 9, 10 — лавы (a) и пирокласты (б): 9 — андезито-дацитового состава, 10 — базальтового состава; 11 — границы свит и подсвит; 12 — места находок аммонитов

лаурский горизонт отличается изменчивостью. В Дигоро-Осетинской, Восточно-Балкарской и Пшекиш-Тырныаузской зонах он представлен песчано-глинистыми шельфовыми отложениями (с позднелинбахскими *Amaltheus*) *мизурской* (см. рис. 2.10, разрез I) и *безингийской свиты* [Безносков и др., 1960], которые налегают здесь на доюрское основание и указывают на значительное распространение трансгрессии к северу. В верхней части горизонта эти отложения постепенно сменяются глинистыми толщами (*галиатская свита*, верхи безингийской) с редкими нижнетюрскими аммонитами, что фиксирует расширение и углубление бассейна. В западной части Лабино-Малкинской зоны к циклаурскому горизонту относятся глинистые толщи *нижнепсебайской* и нижней части *среднепсебайской подсвиты* [Панов, 1976], которые по резкой границе сменяют крайне мелководные образования вериутской свиты и указывают на некоторое углубление центральной части Ахметовского прогиба (см. рис. 2.7).

На всей остальной части северного борта (Архыз-Гузерицкая зона) и Скифской платформы морские отложения циклаурского горизонта отсутствуют. Циклаурское время ознаменовалось здесь инверсией тектонического режима: поднятием территории и перерывом в осадконакоплении. На Скифской платформе это сопровождалось проявлениями наземной вулканической деятельности с накоплением вулканитов среднего-основного состава (*шоанская свита*) в Кубано-Малкинском районе и по бортам линнбахских грабен в Предкавказье (см. рис. 2.8, разрезы III, V, VI). В том же Кубано-Малкинском районе на ограниченных участках присутствуют континентальные обломочные образования *муздухской свиты*, состоящие в основном из продуктов разрушения шоанских вулканических пород. Возраст обеих свит и их принадлежность к циклаурскому горизонту определяются их стратиграфическим положением [Панов, 1976].

Казбекский горизонт [Объяснительная записка..., 1973; Панов, Гушин, 1987 а,б] соответствует этапу дальнейшего прогиба осевого трога и распространения трансгрессии на бортах бассейна Большого Кавказа, особенно северном, где трансгрессия перекрывает области раннетюрского поднятия, а также прилегающие участки Скифской платформы. Одновременно усиливается привнос в бассейн терригенного материала, благодаря чему практически во всех зонах казбекский горизонт представлен слоистыми толщами чередования песчано-глинистых пород.

В западной части Лабино-Малкинской зоны к казбекскому горизонту относится *среднепсебайская подсвита*, в основном сложенная частым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (см. рис. 2.7). В восточной части той же зоны ей соответствуют по возрасту *нижне- и среднеджиатская подсвиты* [Панов, 1976], которые трансгрессивно залегают на породах сванетского горизонта и образованы мелководно-морскими песчано-глинистыми отложениями с обилием остатков фауны (рис. 2.11). Те же толщи распространены в Пшекиш-Тырныаузской и Восточно-Балкарской зонах. Аналоги трансгрессивно залегающих ниже-среднеджиатских толщ присутствуют в Восточно-Кубанской впадине и Ейском прогибе, но отличаются там более глинистым составом пород. Стратиграфические аналоги тех же толщ известны и в некоторых грабенах Восточного Предкавказья [Панов и др., 1996], где они, напротив, представлены преимущественно песчанистыми континентальными отложениями (см. рис. 2.8).

В западной части северного борта Большекавказского бассейна (Архыз-Гузерицкая зона) казбекскому горизонту принадлежит нижняя часть *тубинской свиты*, сложенная глинистыми породами и трансгрессивно залегающая на отложениях сванетского горизонта. Восточнее, в Дигоро-Осетинской зоне, к казбекскому горизонту относится средняя часть *ардонской серии* (*ксуртская и джигаринская свиты* [Панов, 1997б]), представленная уже песчано-глинистыми толщами чередования. Еще восточнее — в Агвали-Хивской зоне — они замещаются очень мощными песчано-глинистыми толщами регрессивно-циклического строения нижней части *аварской серии* (рис. 2.12), которые связаны с продолжающимся формированием Аварской дельты [Гаврилов и др., 1989; Панов, Гушин, 1993; Панов и др., 1996] и распространяются южнее, в пределы Метлюта-Ахтычайской зоны (*камулукская, цейлаханская, ногабская свиты* [Иванов, 1968]).

На всем протяжении осевого трога и его обрамления казбекский горизонт представлен однообразными, вероятно, мелководными толщами флюидного чередования песчано-глинистых пород (*бзерпийская, илларионовская, ахейская, ларская, казбекская, бежитинская, муалличайская, муковдагская и другие свиты* [Беридзе и др., 1972; Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983; Пруцкий, 1991; Ренгартен, 1932]). В разных местах среди них различаются преимущественно песчанистые толщи проксимального типа и более глинистые — дистального. Находки аммонитов достаточно редки, и воз-

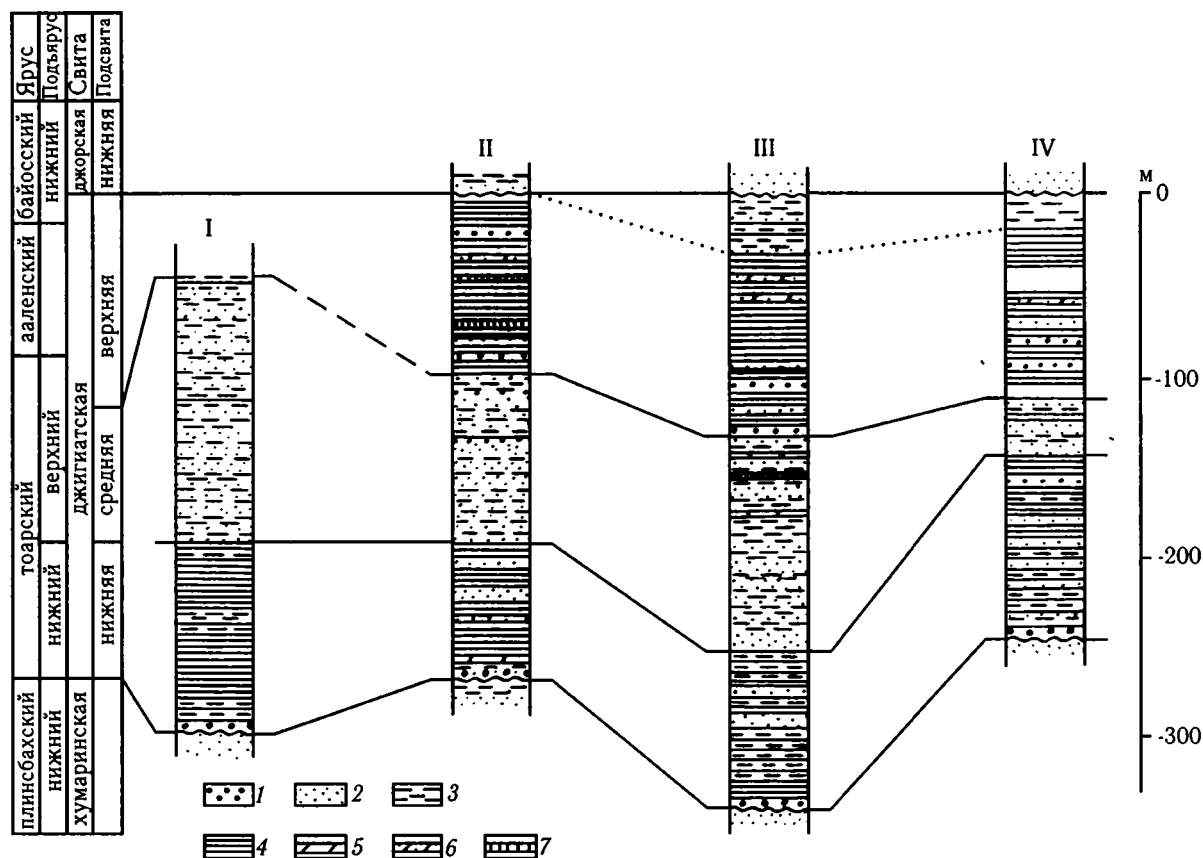


Рис. 2.11. Сопоставление разрезов джигатской свиты в восточной части Лабино-Малкинской зоны

I — верховье р. Малка (гора Тузлук); II — истоки р. Тызыл; III — левобережье р. Баксан; IV — р. Чегем

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — конкреционные мергели; 7 — известняки

раст горизонта определяется суммированием данных по разным свитам (см. рис. 2.10, разрезы II, III).

На южном борту бассейна Большого Кавказа начало казбекского этапа ознаменовалось резким увеличением привноса в бассейн обломочного материала с юга и началом накопления мелководно-морских песчано-глинистых отложений, фациально изменчивых, с большим количеством фаунистических остатков (см. рис. 2.6). Накопление этих толщ (*сорская свита* на западе, *мегиканская* — на востоке) продолжалось далее до конца аалена [Агаев, 1990; Топчишвили, 1996].

На территории Закавказского массива и Сомхето-Кафанской зоны на протяжении казбекского этапа продолжалось накопление соответственно карбонатной шрошинской и флишоидной джандарской свит, начавшееся еще в позднем плинсбахе. Выделение в них казбекского горизонта возможно только по палеонтологическим данным благодаря большому количеству фаунистических остатков.

Во всех полных разрезах отложения казбекского горизонта без перерыва сменяют циклаурские. В основании казбекского горизонта имеются редкие находки аммонитов зоны *H. falcifer* и более частые — зоны *H. bifrons* нижнего тоара. Средняя и верхняя части горизонта охарактеризованы аммонитами всех трех зон верхнего тоара, очень многочисленными в шельфовых фациях и редкими в глубоководных. Таким образом, полный стратиграфический объем казбекского горизонта определяется в пределах: зона *H. falcifer* нижнего тоара — верхний тоар. На северном борту бассейна и на Скифской платформе, где горизонт залегает трансгрессивно, после перерыва стратиграфический объем его сокращен и подошва датируется зоной *H. bifrons* или даже верхним тоаром.

Анчхойский горизонт [Панов, Гущин, 1987 а,б] соответствует заключительному этапу развития пассивной окраины и раннеюрского—ааленского бассейна Большого Кавказа на ней. Он начина-

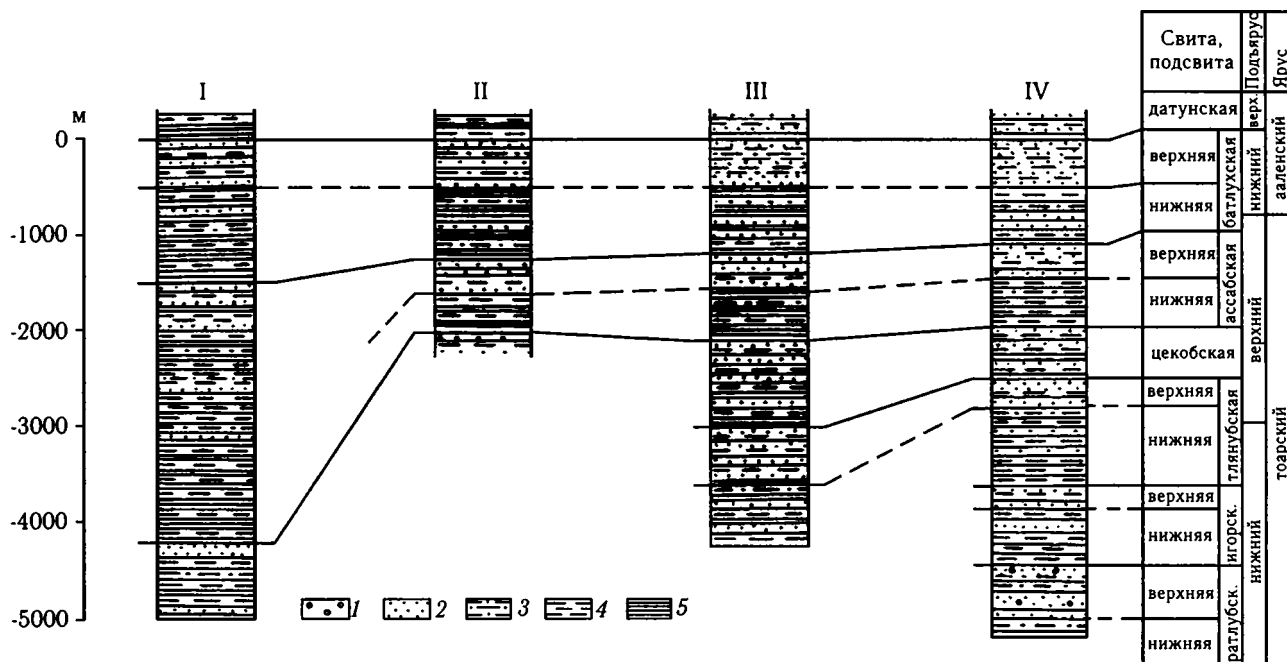


Рис. 2.12. Сопоставление разрезов нижней части аварской серии в Агвали-Хивской зоне

I — р. Бара; II — р. Аргун; III — р. Андийское Койсу; IV — Аварское Койсу

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — песчано-алевролитоглинистый переслой; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты

ется углублением бассейна и накоплением глинистых толщ в некоторых зонах, последней фазой (перед перерывом) расширения морской трансгрессии на северном борту и Скифской платформе, а заканчивается общим поднятием территории и перерывом в осадконакоплении во всех зонах.

В западной части Лабино-Малкинской зоны анчхойский горизонт представлен глинистыми толщами *верхнепсебайской подсвиты* (см. рис. 2.7), в кровле которых залегают крайне мелководные алевролиты с линзами органогенных известняков. Аналогичные по строению толщи присутствуют в Восточно-Кубанской впадине и Ейском прогибе. В восточной части Лабино-Малкинской, в Пшекиш-Тырныаузской и Восточно-Балкарской зонах к анчхойскому горизонту относятся глинистые толщи *верхнеджигиатской подсвиты* (см. рис. 2.11), самые верхние слои которых также представлены крайне мелководными образованиями: пачками органогенных известняков или алевролитами с пластами крупнозернистых песчаников, а в Пшекиш-Тырныаузской зоне — с осадочными брекчиями. В северной части Кубано-Малкинского междуречья анчхойский горизонт, соответствующий максимальной фазе распространения лейас-ааленской трансгрессии, налегает на нижнеплинских отложения хумаринской свиты и представлен фацией крайне мелководных железистых песчаников.

В Восточном Предкавказье (рис. 2.13) анчхойский горизонт слагают песчано-глинистые толщи небольшой мощности, которые подразделяются на две свиты [Панов и др., 1999]. *Олейниковская свита* (нижний аален и зона *L. murchisonae* верхнего аалена), сложенная континентальными образованиями, присутствует в грабенах, залегая с размывом на нижнеюрских либо несогласно на доюрских образованиях. *Промысловская свита* (зона *Gt. consavum* верхнего аалена и низы зоны «S.» *sowerbyi* нижнего байоса), сложенная в основном мелководно-морскими отложениями, имеет более широкое распространение, залегают с размывом на olejниковской (в грабенах), трансгрессивно переходя на доюрские образования. Возраст обеих свит и их принадлежность анчхойскому горизонту устанавливаются их сопоставлением с одновозрастными свитами Агвали-Хивской зоны (и только что упомянутой верхнеджигиатской подсвитой), по палинологическим данным и редким находкам фораминифер.

На северном борту Большекавказского бассейна анчхойский горизонт имеет то же строение и ту же закономерность фацальной изменчивости, что и казбекский. В Архыз-Гузерицкой зоне это — верхняя часть глинистой толщи тубинской свиты. В Дигоро-Осетинской зоне — песчано-глинистые отложения (с преобладанием глинисто-алевро-

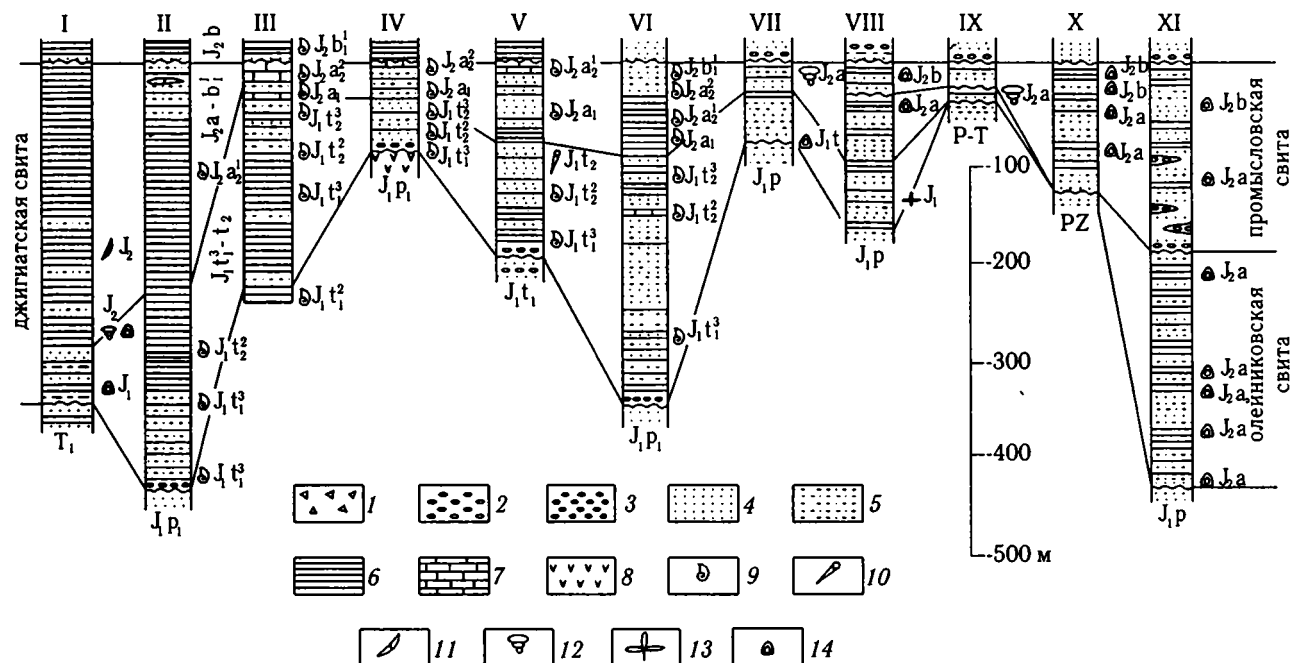


Рис. 2.13. Сопоставление разрезов (по скважинам и обнажениям) ааленских и тоарских отложений Скифской плиты [Панов и др., 1999]

I — Бейсугские скв. 1, 11, Западно-Бейсугские скв. 205, 211; II — Армавирские скв. 2, 6, 11, Южно-Советская скв. 18; III — р. Уруп, р. Бижгон; IV — левобережье Кубани, р. Шоана; V — правобережье Кубани, реки Марджа, Чечек-Тоханасу; VI — реки Баксан, Чегем; VII — Восточная скв. 8; VIII — Максимокумские скв. 4, 5, Арбали скв. 13; IX — Приманычская скв. 1; X — Бурульская скв. 1; XI — Межевые скв. 65, 66

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — лавы и туфы основного состава; 9–12 — фауна: 9 — аммониты, 10 — белемниты, 11 — пелециподы и брахиоподы, 12 — фораминиферы; 13 — листовая флора; 14 — миоспоры

вых пород) верхней части ардонской серии (*салгинская, койрахская и фортаухская свиты* [Панов, 1997]). В Агвали-Хивской это — верхняя часть уже упоминавшейся авандельтовой аварской серии (рис. 2.14), связанная с заключительной стадией формирования Аварской дельты [Гаврилов и др., 1989; Панов, Гущин, 1993; Панов и др., 1999; Фролов, 1965]. В это время Аварская дельта достигла максимума своего развития и ее дистальная часть распространялась на северное обрамление осевого трога (*михрекская, заинкамская, ялахкамская, гепцайская и кимихурская свиты* [Иванов, 1968]) в Метлюта-Ахтычайской зоне.

В осевом трого (см. рис. 2.10, разрез III) и на его южном обрамлении анчхойский горизонт соответствует второй (после позднего плинсбаха) фазе растяжения земной коры, расширения и углубления бассейна. Здесь он представлен однообразными глинистыми толщами (*анчхойская, гудошаурская диндичайская свиты* [Беридзе и др., 1972; Панов, 2003; Пруцкий, 1991; Ренгартен, 1932]), которые в осевом трого содержат покровы подушечных ба-

зальтов, их пирокласты и связанный с ними комплекс многочисленных силлов и даек (*чаталтапнская, халахельская свиты* [Ломизе, 1969; Пруцкий, 1991]).

На южном борту бассейна Большого Кавказа к анчхойскому горизонту относится верхняя часть мелководно-морских песчано-глинистых отложений сорской и мегиканской свит; на Закавказском массиве — верхняя часть карбонатной шрошинской свиты, в Сомхето-Кафанской зоне — верхняя часть флишовой джандарской свиты. Во всех этих структурных элементах анчхойский горизонт отвечает времени завершения этапа накопления, начавшегося еще с позднего плинсбаха (циклаурский горизонт).

Во всех тектонических зонах (кроме глубоководного осевого трога) отложения анчхойского горизонта прекрасно охарактеризованы фауной аммонитов, позволяющей определять их возраст с точностью до зоны. Нижняя часть горизонта повсеместно содержит аммониты зоны *L. opalinum* нижнего аалена. В отдельных местах в самом основании

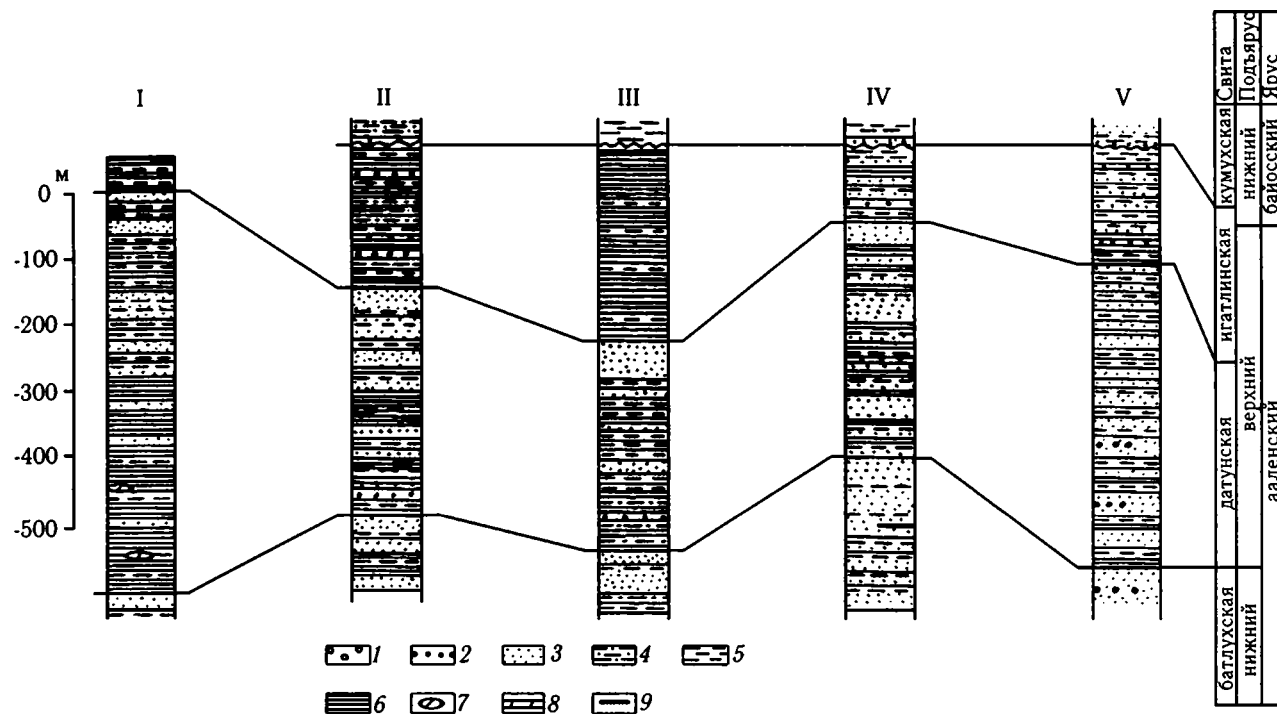


Рис. 2.14. Сопоставление разрезов верхней части аварской серии в Агвали-Хивской зоне

Реки: I — Бара, II — Аргун, III — Шаро-Аргун, IV — Андийское Койсу, V — Аварское Койсу

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — песчано-алеврито-глинистый переслой; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — линзы мергелистого алевролита; 8 — известняки; 9 — пласты угля

свит, несомненно принадлежащих анчхойскому горизонту (например, гудошаурской), встречаются аммониты зоны *D. levesquei* верхнего тоара; можно предполагать, в связи с этим, что подошва горизонта не точно совпадает с границей тоара и аалена, а располагается немного ниже — в верхах зоны *D. levesquei*. На основной части территории Кавказа верхняя часть анчхойского горизонта содержит аммониты, принадлежащие верхнеааленской зоне *L. murchisonae*, и со стратиграфическим несогласием перекрывается байосскими отложениями. Следовательно, на всей этой территории лейас-ааленский этап осадконакопления закончился еще в середине позднего аалена и наступил перерыв. Однако в некоторых зонах сохранились самые верхи анчхойского горизонта, представленные крайне мелководными отложениями регрессивного типа, которые содержат аммониты зоны *Gg. concavum* верхнего аалена и самых низов зоны «S.» *sowerbyi* нижнего байоса. Следовательно, в этих районах постепенно отмирающий лейас-ааленский бассейн просуществовал до начала раннего байоса и перерыв, фиксирующий кровлю анчхойского горизонта, располагается внутри зоны «S.» *sowerbyi*. То же относится, видимо, и к осевому трогу, где верхняя

часть анчхойского горизонта аммонитов не содержит, но зато в ряде мест перекрывается байосскими отложениями без явных следов перерыва (рис. 2.15).

Байос и бат

Совсем по-иному обстоит дело с региональным стратиграфическим расчленением байосских и батских отложений. На территории Кавказа присутствуют три принципиально различных типа разреза этих отложений.

Северо-Кавказский тип разреза. Этот тип разреза характерен для эпиконтинентальных бассейнов северного склона Кавказа и прилегающих районов Скифской плиты (см. рис. 2.3 и ниже рис. 2.30, Б). Здесь выделяется три горизонта (см. рис. 2.4): кумухский (нижний байос), цудахарский (верхний байос — нижний-?средний бат) и сарыдюз (верхний? бат). Горизонты разделяются перерывами или литологически резкими границами, отличаются по строению отложений, распространению их на площади и соответствуют трем этапам развития

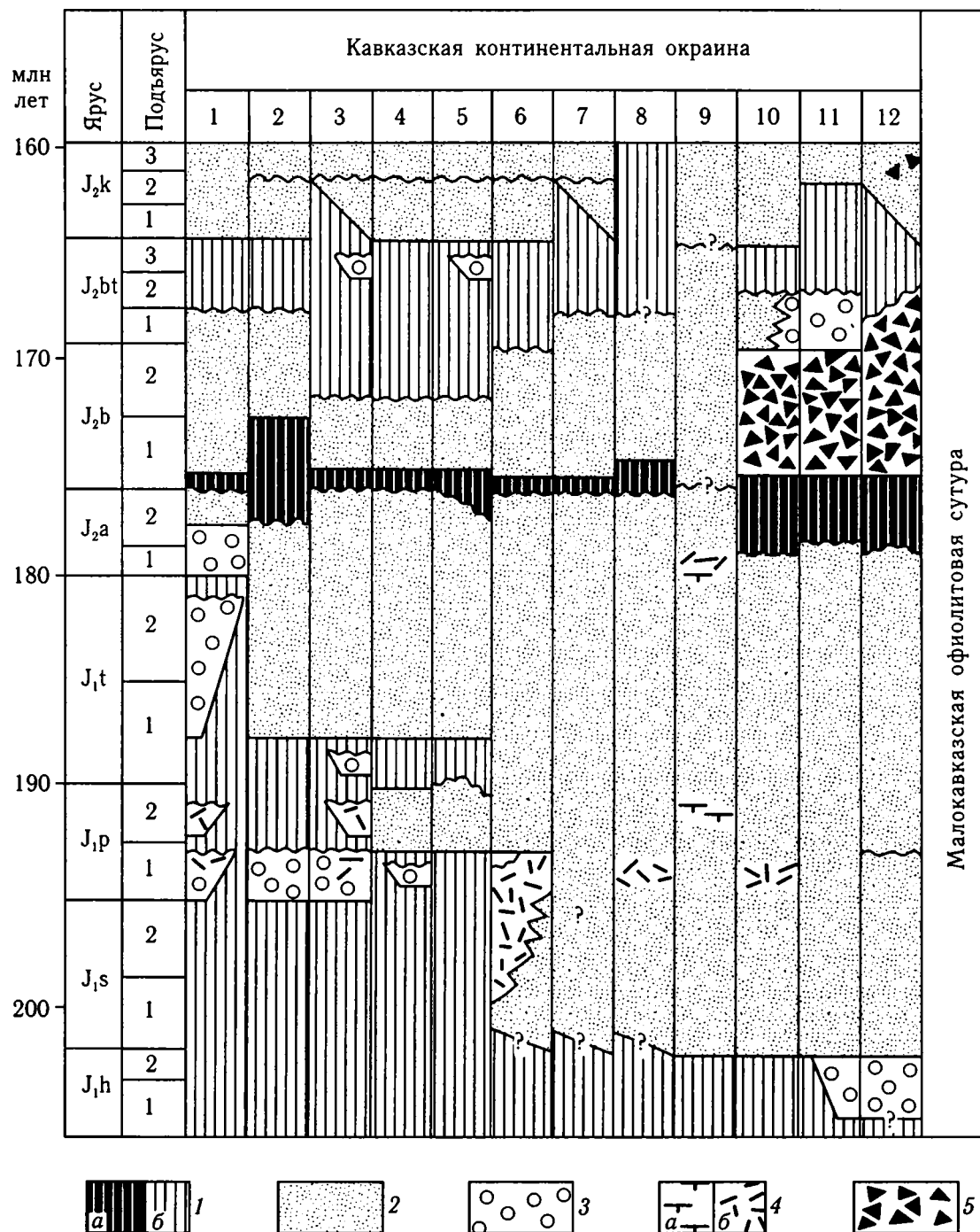


Рис. 2.15. Стратиграфические перерывы в нижне-среднеюрских отложениях Кавказской окраины Тетиса [Ломизе, Панов, 2001]

1 — стратиграфические перерывы: а — в конце аалена — начале байоса, б — прочие; 2, 3 — отложения: 2 — морские, 3 — континентальные; 4 — рифтогенные вулканиты: а — базальты, б — риолиты-андезиты; 5 — субдукционные вулканиты.

Тектонические подразделения континентальной окраины: 1–3 — Скифская платформа: 1 — Северо-Восточное Предкавказье, 2 — Юго-Западное Предкавказье, 3 — Лабино-Малкинская зона; 4 — Пшекиш-Тырныауская зона; 5–8 — северный борт бассейна Большого Кавказа, зоны: 5 — Восточно-Балкарская, 6 — Дигоро-Осетинская, 7 — Агвали-Хивская, 8 — Псеашхинская и Метлута-Ахтычайская; 9, 10 — бассейн Большого Кавказа: 9 — осевая часть, 10 — южный борт; 11 — Закавказский массив; 12 — Сомхето-Кафанская зона

Северного Кавказа и Предкавказья в байос-батское время.

Кумухский горизонт [Объяснительная записка..., 1973] залегает с ясными следами размыва, иногда с угловым несогласием на различных добайосских образованиях (вплоть до метаморфического основания), сложен песчано-глинистыми отложениями и отличается значительной фациальной изменчивостью.

В центральной части Лабино-Малкинской зоны (междуречье Уруп–Кубань) кумухскому горизонту соответствует нижняя часть *джангурской свиты* [Безносков, 1967] — маломощная фациально изменчивая толща песчано-глинистых отложений, быстро выклинивающаяся к северу (см. рис. 2.7). К востоку она замещается *нижнеджгорской подсвитой* [Панов, 1976], которая наиболее полно представлена в Пшекиш-Тырныаузской и Восточно-Балкарской зонах, достигая там 850–1000 м мощности. Последовательно уменьшаясь в мощности к северу, она распространяется и на восточную часть Лабино-Малкинской зоны. Это преимущественно глинистая толща, которая местами фациально замещается мощными пачками массивных песчаников (в основании) или слоистыми алевритопесчаниковыми пачками (в кровле), а в Восточной Балкарии — еще и горизонтами вулканитов основного и среднего состава.

В западной части северного склона (Архыз-Гузери́пльская зона) кумухский горизонт представлен *зейтунской свитой* [Гофман и др., 1960а] глинистых пород, с угловым несогласием залегающей на ааленских отложениях. В центральной части северного склона, в Дигоро-Осетинской зоне, к кумухскому горизонту относится нижняя половина *згидской свиты* [Объяснительная записка..., 1973] — толща глинисто-алевритовых пород до 800 м мощности, в которой на разных стратиграфических уровнях местами залегают линзовидные пачки массивных песчаников или слоистые алевритопесчаные пачки (см. рис. 2.10, разрез I). В восточной части северного склона, в Агвали-Хивской зоне, горизонт представлен аналогичной по своему строению *кумухской свитой* [Безносков, 1967], отличающейся еще более резкой фациальной изменчивостью и резкими колебаниями мощности от 300–500 до 1600 м.

Отложения кумухского горизонта пользуются широким распространением в Восточном Предкавказье, где они представлены *джанайской свитой* [Объяснительная записка..., 1973]. Джанайская свита залегает резко трансгрессивно, с размывом

налегая на подстилающие юрские отложения, с угловым несогласием перекрывая доюрские, и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена разнородными песчаниками с линзами гравелита и конгломерата, с подчиненными слоями глинисто-алевритовых пород, а верхняя представляет собой однородную алеврито-глинистую толщу. Общая мощность до 200–350 м. Примерно такое же строение имеет в типовых разрезах Агвали-Хивской зоны и кумухская свита. Сопоставлением с ней и определяется возраст джанайской свиты, охарактеризованной в скважинах только спорово-пыльцевыми комплексами и редкими фораминиферами.

В основании кумухского горизонта в наиболее полных разрезах встречены редкие аммониты зон «S.» *sowerbyi* и *Ot. sauzei* нижнего байоса; основная часть горизонта охарактеризована богатым и широко распространенным комплексом аммонитов (*Stephanoceras* spp., *Dorsetensia* spp. и др.) *нижнебайосской* зоны *St. humphriesianum*. Этим и определяется полный стратиграфический объем горизонта, подошва которого в разных местах может располагаться на разном уровне в зависимости от длительности предшествующего перерыва (см. рис. 2.15). Кумухский горизонт отвечает раннему этапу развития байос-батской трансгрессии, которая началась после перерыва на Северном Кавказе и к концу раннего байоса распространилась на самые южные (Лабино-Малкинская зона) и восточные (Восточное Предкавказье) районы Скифской платформы.

Цудахарский горизонт [Объяснительная записка..., 1973] залегает согласно или с небольшим размывом на кумухском, трансгрессивно переходя севернее, на Скифской платформе, на добайосские образования. Он также сложен мелководно-морскими песчано-глинистыми отложениями, но, в отличие от кумухского, характеризуется четкой стратификацией и выдержанностью разреза на всей площади его распространения.

В западной части Лабино-Малкинской зоны цудахарский горизонт представлен однородной глинистой толщей, которая составляет основную верхнюю часть *джангурской свиты* (см. рис. 2.7). На юге она согласно сменяет кумухский горизонт, а севернее трансгрессивно распространяется на более широкую площадь, несогласно налегая на все добайосские образования (вплоть до палеозойских гранитов на Фроловско-Черкесском поднятии). Основная часть этой толщи содержит очень богатую фауну аммонитов верхнего байоса, а в верхах появляются гораздо более редкие нижнебатские формы. Такая же глинистая толща с единичными

находками верхнебайосских аммонитов относится к цудахарскому горизонту в Восточно-Кубанской впадине, где она с размывом налегает на ааленские отложения анчхойского горизонта.

В восточной части Лабино-Малкинской зоны, в Пшекиш-Тырныаузской и Восточно-Балкарской зонах, к цудахарскому горизонту относятся однообразные алевролитовые или алевроито-глинистые толщи *верхнеджорской подсвиты*, согласно сменяющие нижнеджорскую и содержащие аммониты нижних двух зон верхнего байоса. В Дигоро-Осетинской зоне цудахарский горизонт представлен также однообразными глинистыми толщами верхней части згидской свиты, которые содержат аммониты уже всех трех зон верхнего байоса (см. рис. 2.10, разрез I).

Наиболее полного развития цудахарский горизонт достигает в восточной части Северного склона, в Агвали-Хивской зоне. Здесь он представлен *цудахарской свитой* [Безносков, 1967], которая согласно или с небольшим размывом залегает на кумухской и четко делится на три подсвиты. Нижняя подсвита (зоны *Str. subfurcatum* и *G. garantiana* верхнего байоса) — это четко слоистая толща неравномерного чередования мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов; средняя подсвита (зона *P. parkinsoni* верхнего байоса — низы нижнего бата) — аргиллитовая толща, и верхняя подсвита (нижний бат) — однообразная толща алевролитов, в нижней части содержащая прослои аргиллитов. Общая мощность цудахарской свиты (как и предыдущих) резко меняется как первично, так и за счет последующего предкелловейского размыва и составляет от 50–100 до 1400–1600 м. Возраст нижней и верхней подсвит определяется богатыми сборами аммонитов, достаточно полными комплексами фораминифер и не вызывает сомнений. Верхняя часть верхнецудахарской подсвиты, возможно, включает в себя хотя бы частично и среднебатские образования, но пока немногочисленными находками аммонитов доказан только ее нижнебатский возраст.

В Восточном Предкавказье полным аналогом цудахарской свиты является *артезианская свита* [Объяснительная записка..., 1973], имеющая такой же характер залегания и такое же строение. Она, правда, подразделяется только на две подсвиты, но в наиболее полных разрезах в верхах верхнеартезианской подсвиты обособляется алевролитовая или песчано-алевролитовая пачка, которая вполне может быть аналогом верхнецудахарской подсвиты. Возраст артезианской свиты и ее подразделе-

ний опре- деляется сопоставлением с цудахарской и подтверждается единичными находками верхнебайосских аммонитов в нижней подсвите, а также комплексами фораминифер и палинологическими данными.

На всей территории Северного Кавказа и Предкавказья отложения цудахарского горизонта с размывом перекрываются трансгрессивно залегающими келловей-верхнеюрскими отложениями. Последние залегают с резко выраженным географическим несогласием, налегая на разные части цудахарского горизонта и трансгрессивно переходя во многих местах на более древние образования вплоть до кристаллического фундамента (район горы Вазахох в Осетии, Даховский массив на левобережье р. Белая и др.). Цудахарский горизонт, таким образом, отвечает эпохе максимального распространения байос-нижнебатской морской трансгрессии, которая захватила всю территорию Северного Кавказа, южную и восточную части Предкавказья, а в среднем-позднем бате сменилась общей регрессией и предкелловейским перерывом в осадконакоплении, продолжительность которого была различной в разных зонах (см. рис. 2.15).

Горизонт сарыдюз распространен локально и соответствует эпохе общего поднятия территории Северного Кавказа во время этого перерыва. Он представлен *свитой сарыдюз* [Панов, 1976] в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской зонах (в бассейнах Баксана и Чегема), *кородинской* и *хорочойской свитами* [Юра Кавказа, 1992] в Агвали-Хивской зоне. Во всех случаях, это — толщи массивных разнотернистых песчаников, часто кослоистых, с линзами гравелита и конгломерата, с прослоями углистых алевролитов. Мощность этих несомненно континентальных отложений составляет 25–100 м. Они с глубоким размывом налегают на разные слои цудахарского и кумухского горизонтов и также с размывом перекрываются трансгрессивно залегающими нижнекелловейскими отложениями, чем и определяется возраст горизонта сарыдюз. Разрозненные выходы континентальных обломочных отложений этого горизонта соответствуют, видимо, отдельным межгорным впадинам, которые формировались на Северном Кавказе в предкелловейскую эпоху общего поднятия.

Разрез Южного склона Большого Кавказа. Второй тип разреза байос-батских отложений свойствен глубоководным бассейнам, развивавшимся в тылу Понтийско-Закавказского вулканического пояса на месте лейас-ааленского осевого трога и его обрамлений (см. рис. 2.3 и ниже рис. 2.30, Б).

В западной части Южного склона это — *бзычская свита* флишевого переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Она слагает тектоническую пластину, ограниченную разрывами. В Сванетии байосско-батские отложения представлены *жибианской свитой* [Юра Кавказа, 1992] однородных глинистых сланцев, которая в бассейне Риони разделяется на две части: нижняя (*мамисонская «свита»*) сохраняет глинистый состав, а в верхней (*талахианская «свита»*) глинистые сланцы чередуются с пластами граувакковых песчаников.

В центральной части Южного склона развиты наиболее типичные для него байос-батские отложения, представленные *бусарчилъской свитой* [Панов, 2003; Ренгартен, 1932]. Это частое флишеидное чередование глинистых сланцев и полимиктовых известковистых песчаников с флишевыми «иероглифами» на подошве пластов. В нижней подсвите песчаники составляют до 30%, а в верхней — до 50% мощности (см. рис. 2.10, разрез III). В восточной части Южного склона к байосу-бату относится *зурунчайская свита* тонкоритмичного флишевого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов и вышележащая *гдымская свита* груборитмичного флишевого переслаивания тех же пород, но уже с мощными пластами и пакетами массивных песчаников [Пруцкий, 1991]. В основании пластов песчаника — флишевые «иероглифы», сами песчаники полимиктовые, сланцево-граувакковые (содержание кварца до 66%, обломков пород до 42%). В зурунчайской свите они составляют до 44% мощности, в гдымской их содержание колеблется в пределах от 41 до 78%.

Все перечисленные свиты (кроме бзычской) залегают без явных следов перерыва на породах анчхойского горизонта, а с келловей-верхнеюрскими флишевыми отложениями чаще всего контактируют по поверхностям надвигов. В тех случаях, когда контакт стратиграфический, явные следы перерыва между ними также не обнаруживаются. Однако регрессивный характер байос-батских отложений, выразившийся в увеличении вверх по разрезу роли обломочных песчаных пород, позволяет считать наличие скрытого предкелловейского перерыва весьма вероятным.

Непрерывность разреза байос-батских отложений Южного склона и их однообразный характер делает невозможным их региональное стратиграфическое расчленение. Предлагавшееся ранее [Вашкидзе, 1985; Зесашвили, 19796; Панов, Гущин, 1987 а,б] выделение в составе этих отложений мамисон-

ского и талахианского горизонтов осуществить на всей территории Южного склона не удастся. Поэтому правильнее будет рассматривать все байос-батские отложения Южного склона как один — **жибианский горизонт** [Юра Кавказа, 1992], что и показано на рис. 2.4.

Отложения жибианского горизонта практически лишены остатков руководящих ископаемых. Известны лишь находки нижнебайосских аммонитов *Stephanoceras* sp. в низах бусарчилъской свиты и в основании зурунчайской, верхнебайосского *Partschiceras* cf. *abichi* Uhl. в мамисонской «свите» и байос-батского белемнита *Megateuthis* cf. *longa* Voltz. в зурунчайской свите. Поэтому возраст горизонта определяется по его стратиграфическому положению между ааленскими отложениями анчхойского горизонта и келловейскими. Подтверждением этого может служить факт присутствия среди глинистых пород мамисонской «свиты» и ее аналогов в южных выходах пластов туфогенных и туфогенно-осадочных пород основного-среднего состава, которые можно рассматривать как «хвосты» байосской порфиритовой серии, широко развитой южнее, в Абхазо-Рачинской зоне. В песчаниках же вышележащей талахианской «свиты» содержатся уже переотложенные обломки тех же вулканитов, которые можно считать продуктами размыва байосской порфиритовой серии, что свидетельствует в пользу батского возраста верхней части разреза.

Закавказский тип разреза. Третий тип разреза байос-батских отложений развит на территории Абхазо-Рачинской зоны, Закавказского срединного массива и Сомхето-Кафанской зоны (см. рис. 2.3 и ниже рис. 2.30, Б). Он непосредственно связан с формированием здесь (начиная с байоса) Понтийско-Закавказского вулканического пояса, который располагался на северной активной окраине Малокавказской ветви Тетиса над зоной субдукции [Ломизе, Панов, 2001]. В байосе и бате в развитии пояса довольно четко обособляются два этапа, что позволяет расчленить байос-батские отложения на два горизонта (см. рис. 2.4), соответствующие этим этапам: рионский (байос) и шахтахский (бат).

Рионский горизонт [Зесашвили, 19796; Юра Кавказа, 1992] отвечает первому этапу формирования Понтийско-Закавказского вулканического пояса, когда вулканическая деятельность отличалась максимальной интенсивностью и проявилась на всей указанной выше территории.

В Абхазо-Рачинской зоне и на Закавказском срединном массиве к рионскому горизонту относит-

ся мощная и широко распространенная «порфири-
товая» серия, сложенная андезибазальтами, а
главным образом — их туфами, туфобрекчиями и
туфопесчаниками. Эффузивные и пирокластиче-
ские породы чередуются с аргиллитами, граувакко-
выми песчаниками и слоистыми туфами. Пирокла-
стические и осадочные породы преобладают над
эффузивами в верхней части разреза и особенно на
территории Закавказского срединного массива. В
некоторых местах, особенно на периферии Дзи-
рульского кристаллического массива, в этих отло-
жениях значительна примесь аркозового материа-
ла, встречаются гальки палеозойских гранитов,
известняков лейаса и других пород. В Абхазо-Ра-
чинской зоне «порфириновая» серия залегает без
видимого несогласия на породах анчхойского гори-
зонта, на Закавказском массиве — резко трансгрес-
сивно на лейас-ааленских отложениях или несог-
ласно на палеозойском фундаменте. В низах «пор-
фириновой» серии на Закавказском массиве в от-
дельных местах встречены аммониты зоны *Ot.*
sauzei; более многочисленны находки аммонитов
зоны *St. humphriesianum* нижнего байоса. Верхняя
часть серии на всей территории содержит много-
численные аммониты всех трех зон верхнего байо-
са. Неопределенным остается положение подошвы
«порфириновой» серии и соответственно рионско-
го горизонта: некоторые исследователи утвержда-
ют, что в Абхазо-Рачинской зоне ааленские (анч-
хойский горизонт) и байосские («порфириновая»
серия) отложения связаны непрерывным или даже
постепенным переходом. На наш взгляд, отсутствие
ископаемых зоны «S.» *sowerbyi* в низах «порфи-
риновой» серии и зоны *Gg. concavum* в подстилающих
ааленских отложениях — не случайно, а указывает
на наличие здесь скрытого перерыва, соответ-
ствующего этим двум зонам.

В Сомхето-Кафанской зоне [Геология Азербай-
джана, 1997; Юра Кавказа, 1992] рионский гори-
зонт начинается *дзегамчайской свитой* (нижний
байос), которая с размывом налегает на разные сло-
иджандарской свиты и сложена покровами андези-
базальтов и их лавобрекчий, пачками туфов, туфоб-
рекчий, туфопесчаников. Дзегамчайская свита яв-
ляется стратиграфическим аналогом нижней час-
ти «порфириновой» серии, отличаясь от нее боль-
шей ролью эффузивных компонентов. Возраст ее
определяется стратиграфическим положением.
Вышележащая *гызылджинская (гекгельская)*
свита (верхний байос) согласно сменяет предыду-
щую и сложена покровами риолито-дацитов, их ту-
фами и туфопесчаниками. Раньше она называлась

«свитой кварцевых плагиопорфиров». В верхней
части свиты, сложенной целиком туфогенными и
туфогенно-осадочными породами, найдены аммо-
ниты, свойственные зоне *P. parkinsoni*, чем обосно-
вывается верхнебайосский возраст свиты в целом.

Шахтакский горизонт [Юра Кавказа, 1992]
соответствует второму этапу формирования вулка-
нического пояса, ознаменовавшемуся общим ослаб-
лением интенсивности вулканической деятельно-
сти, площадь проявления которой резко сократилась.
Она проявлялась уже только в Сомхето-Кафанской
зоне, непосредственно прилегавшей к океану.

Территория Закавказского массива и Абхазо-
Рачинской зоны испытала поднятие и там в отдель-
ных впадинах накапливались осадочные обломоч-
ные толщи, принадлежащие шахтахскому гори-
знту [Юра Кавказа, 1992]. На Закавказском массиве
к ним относятся континентальные (аллювиально-
озерные) отложения *патиджеульской свиты* ли-
стоватых глин с остатками растений и пресновод-
ных моллюсков и вышележащей *ткибульской сви-
ты* песчано-глинистых пород с прослоями конгло-
мератов, пластами угля, с обилием растительных
остатков. Патиджеульская свита согласно налега-
ет на «порфириновую» серию, а ткибульская транс-
грессивно перекрыта верхнеюрскими образова-
ниями. Исходя из их стратиграфического положения,
обе свиты шахтахского горизонта следует отнести
к нижнему и среднему бату. Не исключено, что вер-
хняя часть ткибульской свиты, напоминающая по
своему строению горизонт сарыдюз (на Северном
Кавказе), может относиться уже к верхнему бату.

В Абхазо-Рачинской зоне отложения шахтах-
ского горизонта [Юра Кавказа, 1992], сохранивши-
еся от предкелловейского размыва также только в
отдельных впадинах, представлены мелководно-
морскими отложениями *бетагской свиты* (ниж-
ний и средний? бат): чередование алевролитов и
граувакковых песчаников с маломощными просло-
ями известняков. Свита трансгрессивно перекры-
вается нижнекелловейскими отложениями; возраст
ее определяется стратиграфическим положением и
единичными находками нижнебатских аммонитов.
В южной части Абхазо-Рачинской зоны вблизи За-
кавказского массива в отдельных впадинах присут-
ствуют континентальные отложения шахтахского
горизонта, представленные угленосной *ткварчель-
ской свитой* (нижний и средний? бат) песчаников
и аргиллитов с пластами угля. Эти отложения так-
же трансгрессивно перекрыты верхнеюрской пест-
роцветной свитой. Таким образом, в обеих обла-
стях началу накопления келловей — верхней юры

предшествовал четко выраженный перерыв (см. рис. 2.15).

В Сомхето-Кафанской зоне шахтахский горизонт согласно залегает на рионском и образован двумя свитами [Геология Азербайджана, 1997; Юра Кавказа, 1992]. Нижняя из них — *дашкесанская свита* (нижний и средний бат) сложена туфобрекчиями, туфами андезибазальтов, туфоконгломератами и туфопесчаниками и содержит аммониты нижнего и среднего бата. Верхняя — *кюрекчайская свита* (верхний бат) представляет собой толщу туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, которые вверху сменяются песчаниками, алевролитами и глинами. Верхнебатский возраст свиты доказан находками аммонитов и согласным залеганием на ней фаунистически охарактеризованных келловейских отложений. В юго-западной части зоны, на Мровдагском и Карабахском хребтах туфогенные и туфогенно-осадочные образования обеих свит шахтахского горизонта в значительной степени замещаются мощными покровами андезибазальтов. Это свидетельствует о том, что даже в батское время при общем ослаблении вулканической активности, в узкой полосе, непосредственно прилегавшей к краю океана, эта активность оставалась достаточно высокой. Переход от бата к келловею в Сомхето-Кафанской зоне согласный, без перерыва, что отражает процесс непрерывного развития Закавказского вулканического пояса.

Выводы из анализа региональной стратиграфической схемы

Предлагаемая в настоящей работе региональная стратиграфическая схема ниже-среднеюрских отложений разработана впервые для всей территории Кавказа с единых историко-геологических позиций. Она является главным итогом проведенной работы, поэтому мы охарактеризовали ее с такой подробностью. Анализ этой схемы служит основой при решении вопросов, поставленных в начале работы.

Вопрос о соотношении юрских и доюрских образований и о времени начала альпийского этапа развития был уже рассмотрен при характеристике нарульского и сванетского горизонтов. Альпийский этап начинается с геттангского века, с начала погружения пассивной окраины и распространения на нее морской трансгрессии. Трансгрессия шла с юга, из Тетиса, последовательно перекрывая все более северные тектонические зоны вплоть до южной и восточной (Восточное Предкавказье)

окраин Скифской платформы в позднем аалене. Причем почти во всех зонах началу морской трансгрессии предшествовало погружение, дробление территории и накопление в отдельных впадинах или грабенах континентальных обломочных отложений, что сопровождалось проявлениями наземного вулканизма среднего-кислого состава (см. рис. 2.15). Следует подчеркнуть, что на всем протяжении лейаса-аалена на единой пассивной окраине последовательно развивалась одна морская трансгрессия, единый бассейн Большого Кавказа формировался непрерывно. Никаких перестроек структурного плана, перерывов регионального значения не было. Именно поэтому для лейаса-аалена возможно выделение единых региональных стратиграфических подразделений — горизонтов, которые прослеживаются на всей территории, соответствуя этапности развития всей пассивной окраины в целом (см. рис. 2.4).

Выделение этих горизонтов позволило решить и вторую проблему — *корреляцию свит, принадлежащих разным тектоническим зонам*, в частности, Северному и Южному склонам Большого Кавказа, что отмечалось при рассмотрении каждого горизонта.

Первый *крупный перерыв* регионального значения фиксируется только на *рубеже аалена и байоса* (см. рис. 2.15). Он связан с изменением геодинамического режима Кавказской окраины, которая преобразуется из пассивной в активную, что сопровождалось коренной перестройкой структурного плана. С начала байоса территория Кавказа представляла собой сегмент активной континентальной окраины океана Тетис, где формировались Закавказский вулканический пояс и система глубоких тыловых прогибов, отделенных цепочкой поднятий от эпиконтинентальных бассейнов Северного Кавказа и Предкавказья. *Байосские и батские отложения*, накопившиеся в этих областях, представляют *три* принципиально различных *типа разреза*, единое региональное стратиграфическое расчленение которых оказывается невозможным. Для каждого типа разреза выделяются свои региональные подразделения — горизонты (см. рис. 2.4).

Завершение байос-батского развития в разных структурах происходит также по-разному. На территории Северного Кавказа и Предкавказья, Абхазо-Рачинской зоны и Закавказского массива оно ознаменовалось общим поднятием и региональным перерывом в осадконакоплении. В Сомхето-Кафанской зоне и прогибах Южного склона, где происходило непрерывное (в средней юре с байоса, а затем

в поздней юре и мелу) развитие вулканического пояса и сопряженных с ним тыловых глубоководных прогибов, переход от бата к келловею или непрерывный, или с незначительным перерывом (см. рис. 2.15).

2.2. Тектоническая структура ниже-среднеюрских образований Кавказа и вероятная роль юрских деформаций в ее формировании

Изучение тектонической структуры ниже-среднеюрских образований ставит перед геологами ряд важных проблем. К числу их относятся: участие доюрского основания в формировании альпийской структуры, характер и механизм тектонических деформаций, относительная роль складчатых и надвигово-шарьяжных структур, значение различных фаз тектонических деформаций в формировании структуры ниже-среднеюрских отложений в разных тектонических зонах. По всем этим вопросам опубликовано много работ и высказаны самые различные точки зрения.

Наибольшие дискуссии среди геологов вызывает вопрос о структуре ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа и особенно его осевой части и Южного склона. На геологическом профиле, составленном В.П. Ренгартеном [1932] по Военно-Грузинской дороге, структура юрских отложений показана как система сильно сжатых, местами изоклинальных линейных складок, запрокинутых к югу и осложненных надвигами. Представление об определяющей роли складчатости в структуре юрских отложений развивалось далее большинством исследователей, в частности, А.А. Сорским [1964], В.Н. Шолпо и др. [1993]. Интенсивная полная складчатость в осевой части и на южном крыле Большого Кавказа связывается ими с явлением глубинного диапиризма — адвекции. Определяющую роль складчатости подчеркивают и грузинские исследователи [Адамия и др., 1989; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987]. Формирование альпинотипной складчатой структуры связывается ими с напряжениями сжатия, приложенными извне в результате подвига Закавказского срединного массива под зону Южного склона, а последней — под зону Северного склона. Исследователи, рассматривающие альпийский Большой Кавказ как покровно-складчатое сооружение [Баранов и др., 1990], также под-

черкивают интенсивное развитие складчатости как в автохтоне, так и в тектонических аллохтонах.

В ряде работ [Кузнецов, 1951; Леонов Ю., 1967] развивается идея, согласно которой структура Центрального Кавказа представляет собой серию блоков доюрского фундамента, разделенных крутопадающими к северу взбросами. Интенсивная складчатость в юрских отложениях, частично перекрывающих эти блоки, формировалась при этом лишь в привзбросовых зонах. По мнению В.И. Шевченко [1984], структура юрского комплекса представляет собою серию тектонических пластин или чешуй, разделенных надвигами, которые образуются по межпластовым срывам; при этом пластины перемещаются из прогибов на поднятия без участия недеформированного фундамента. М.Л. Сомин [2000б] считает, что структура осевых зон имеет складчато-взбросовый характер, она формировалась при горизонтальном сжатии, когда в деформации вовлекался также доюрский фундамент. Возраст этих структур Сомин считает в основном среднеюрским. Все же остальные упомянутые выше исследователи связывают деформации юрских отложений с позднеальпийскими фазами орогенеза и лишь некоторые авторы отмечают роль предкелловейской орофазы для отдельных тектонических зон.

Анализ накопившихся к настоящему времени материалов позволяет сделать некоторые новые выводы о структуре юрских образований, о роли складчатых и надвиговых деформаций, о времени их формирования в разных тектонических зонах [Панов, 2002].

Лабино-Малкинская зона (см. рис. 2.1 и рис. 2.2), представляющая собой приподнятую в современной структуре южную часть эпигерцинской Скифской плиты, имеет четко выраженное двухъярусное строение. Ниже-среднеюрские отложения резко несогласно перекрывают позднегерцинский складчатый фундамент и на большей части зоны залегают очень полого моноклинально (падение до 10° к ССВ), а местами и горизонтально. Лишь с приближением к южному краю зоны в них появляются складки, сначала брахиформные, а затем, близ Пшекиш-Тырныузской зоны, и линейные антиклинали и синклинали (рис. 2.16). Обычно это асимметричные структуры с более крутым южным крылом коробчатого, местами горстообразного типа; иногда это система наклоненных к северу ступенчатых блоков, разделенных взбросами. Причем всегда северные блоки взброшены на южные. Формирование таких структур можно связать с относительным надвиганием Скифской плиты на более

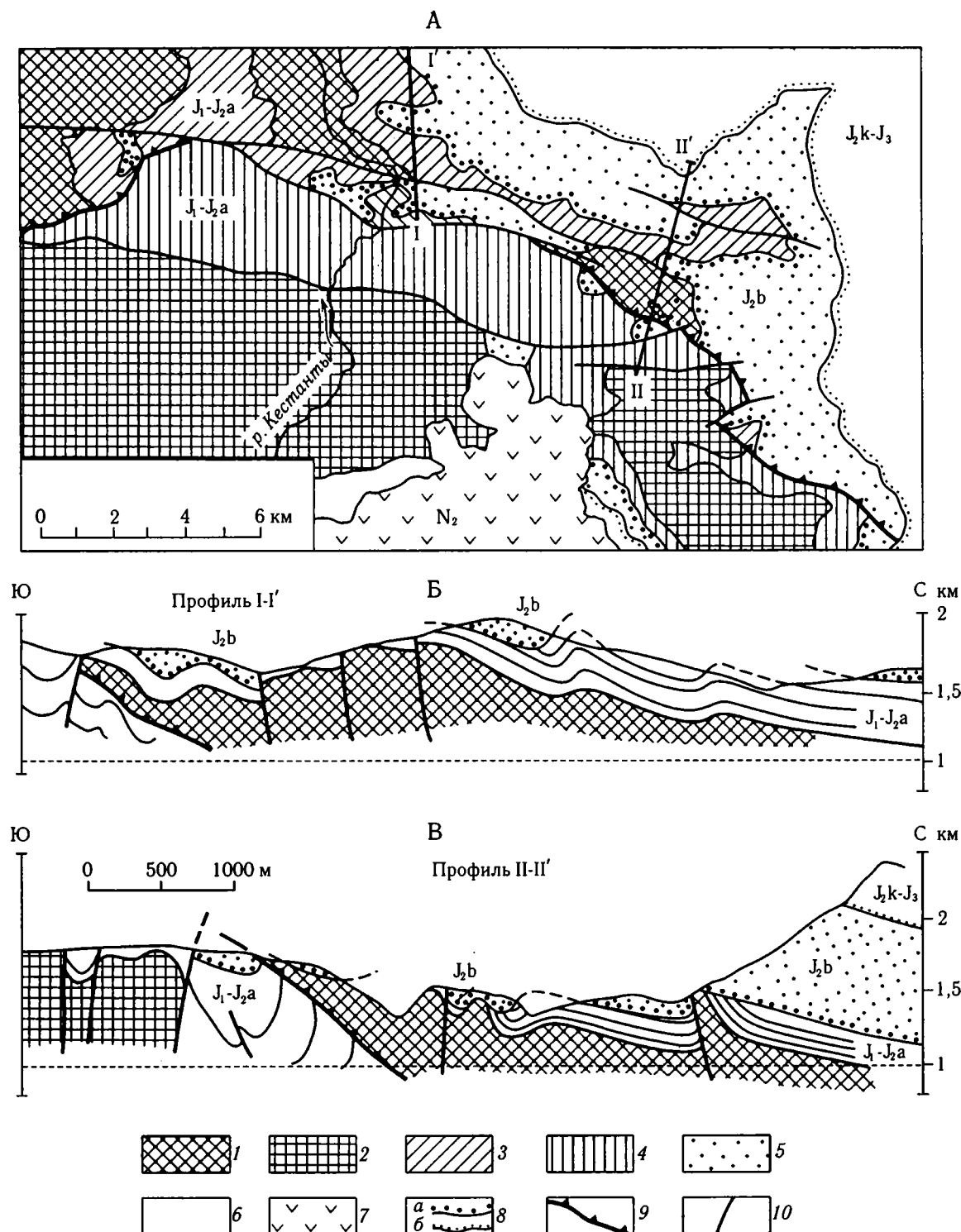


Рис. 2.16. Тектоническая схема (А) и профили (Б, В) Баксан-Чегемского междуречья у границы Лабино-Малкинской и Пшекиш-Тырныаузской зон [Ломизе, Панов, 2001]

1, 2 — доюрский фундамент: 1 — в Лабино-Малкинской зоне, 2 — в Пшекиш-Тырныаузской зоне; 3, 4 — лейас-аален в Лабино-Малкинской зоне (3) и в Пшекиш-Тырныаузской зоне (4) (только на карте); 5 — байос; 6 — келловей и верхняя юра; 7 — вулканиты плиоцена; 8 — несогласное наложение байоса (а) и келловей (б); 9 — взбросы и надвиги; 10 — прочие разрывы I-I', II-II' — линии профилей. На профилях отложения лейаса-аалена подразделены на плинсбах, нижний тоар, верхний тоар и аален

южные тектонические единицы. При этом ее фундамент у южного края был рассечен разрывами на ряд блоков, взброшенных друг на друга, что и нашло отражение в структуре юрского чехла. Контакт юрских отложений с фундаментом везде чисто стратиграфический; никаких срывов на границе чехол/фундамент нет. Деформации происходили в две фазы: в предбайосское и предкелловейское время. Байосские отложения залегают несогласно, последовательно срезая различные горизонты ааленских и нижнеюрских отложений, а в ядрах некоторых антиклиналей налегают прямо на фундамент. Келловей залегают также несогласно, в ряде мест это угловое несогласие с подстилающими ниже-среднеюрскими отложениями.

Пшекиш-Тырныузская шовная зона в современной структуре в центральной основной своей части выражена в виде одного субвертикального разлома, а на западном (р. Белая) и восточном (реки Баксан и Чегем) окончаниях представляет собой «пучок» субвертикальных разломов, между которыми заключены два совершенно идентичных синклиория: Дудугушский на западе и Кестантинский на востоке. Оба синклиория выполнены ниже-юрскими и ааленскими отложениями, которые несогласно пререкрыты байосскими. Последние также дислоцированы и несогласно перекрыты келловеем. Оба синклиория рассматриваются как фрагменты единого лейас-ааленского прогиба рифтового типа, который впоследствии подвергся сжатию и был тектонически перекрыт краевыми надвигами Лабино-Малкинской зоны, о которых говорилось выше. Это перекрытие осуществилось полностью в центральной части Пшекиш-Тырныузской зоны и частично на ее восточном окончании. Здесь нами откартирована надвиговая пластина Лабино-Малкинской зоны (в строении ее участвуют и породы фундамента), перекрывающая Кестантинский синклиорий (см. рис. 2.16). Надвиговые перемещения, наряду с общим сжатием, участвовали в формировании складчатой структуры синклиория, а также обусловили складки субширотного простирания в самой надвинутой пластине. На правом берегу р. Баксан в Кестантинском синклиории мы наблюдали сильно сжатые антиклинальные складки с нижекаменноугольными породами фундамента в ядре; их кровля дислоцирована согласнo с нижеюрскими отложениями.

Резко несогласное залегание байосских отложений, присутствие байосских олистостром показывает, что в основных чертах надвиговая структура сформировалась уже в предбайосское время. Окон-

чательное ее оформление произошло в предкелловейскую фазу, о чем свидетельствует наличие несогласий в основании келловей. С позднеальпийскими фазами связаны перемещения по субвертикальным разломам, которые так отчетливо фиксируются в современной структуре зоны и которые вызвали деформацию верхнемезозойских и кайнозойских отложений на ее продолжениях к западу и востоку.

Осевая часть Большого Кавказа, соответствующая северному борту и северному обрамлению осевого трога лейас-ааленского бассейна, заключена между Пшекиш-Тырныузской зоной (и ее предполагаемым восточным продолжением) и «Главным» надвигом, по которому она испытала относительное надвижение на зону Южного склона — осевой трог лейас-ааленского бассейна.

Структура этой области наиболее отчетливо выражена на *Восточном Кавказе*, осевая часть которого почти целиком сложена ниже-среднеюрскими отложениями [Гущин, Панов, 1992]. Системой крупных разломов область делится на две зоны: Агвали-Хивскую на ССВ и Метлюта-Ахтычайскую на ЮЮЗ (см. рис. 2.2).

В Агвали-Хивской зоне ниже-среднеюрские, в том числе байосско-батские, отложения участвуют в строении коробчатых складок Известнякового Дагестана и слагают широкие полосы моноклиналей и открытых дугообразных складок в Сланцевом Дагестане. Келловей перекрывает эти структуры только с географическим несогласием.

Метлюта-Ахтычайская зона, сложенная лейас-ааленскими отложениями, разделена продольными взбросо-надвигами на ряд пластин (дигитаций) разных порядков, последовательно надвинутых одна на другую в южном направлении (рис. 2.17). Структура пластин неоднородна: от широких моноклиналей с нормальным падением слоев к северу до тесно сжатых, опрокинутых к югу складок. Последние приурочены в основном к краям пластин или к маломощным пластинам, зажатым между разрывами, и представляют собою принадвиговые дислокации. Частота взбросо-надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу в сторону «Главного (здесь — Тляротинского) надвига», по поверхности которого вся Метлюта-Ахтычайская зона относительно надвинута на зону Южного склона. Перемещение по надвигу составляет 5–6 км, поверхность сместителя падает на ССВ под углами от 50–60 до 25°, явно выполаживаясь в глубоких руслах долин. Можно предположить, что на глубине около 8 км Тляротинский надвиг переходит в крупный пологий

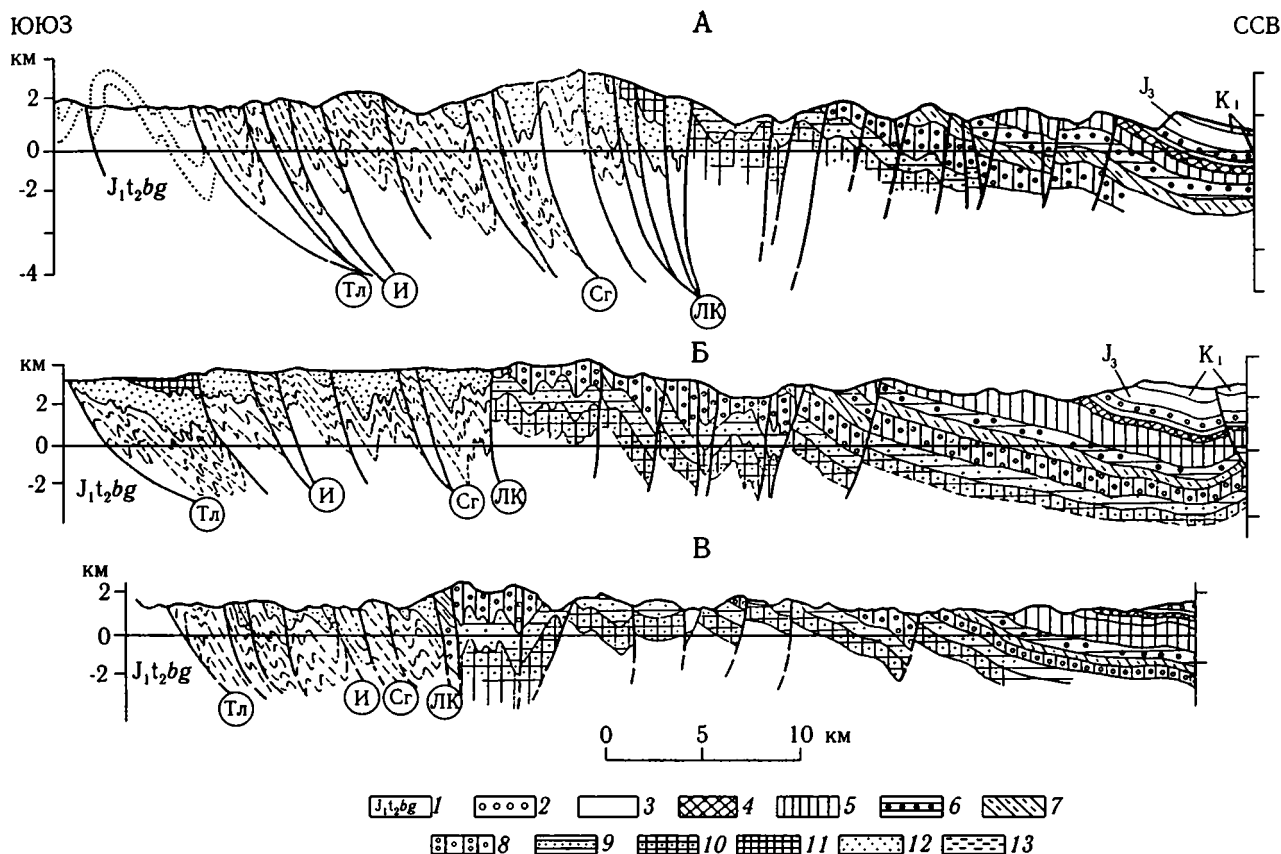


Рис. 2.17. Геологические профили через осевую часть Восточного Кавказа: Андийское Койсу (А), Богосский хребт (Б), Аварское Койсу (В) [Гущин, Панов, 1992]

1 — верхнетоярские отложения зоны Южного склона (бежитинская свита); 2–10 — Агвали-Хивская зона: 2 — байос и бат, 3 и 4 — верхний аален, 5 — нижний аален, 6–8 — верхний тоар, 9–10 — нижний тоар; 11–13 — Метлюта-Ахтычайская зона: 11 — нижний тоар, 12, 13 — верхний плинсбах.

Основные разломы (буквы в кружках): Тл — Тляротинский, И — Ильянхевский, Тг — Тлягдинский, Сг — Сагадинский, ЛК — Ларско-Кособский (Тлимкапуслинский)

сместитель в доюрском основании, по которому перемещена к югу вся коровая пластина осевой зоны Восточного Кавказа.

Участие доюрского фундамента в надвиговых структурах подтверждается данными по более западному району, долине р. Терек. Здесь вследствие подворота слоев в лобовой части надвига самая южная пластина местами приобретает вид асимметричной антиклинальной структуры, в ядре которой выступает палеозойский фундамент (Дарьяльская и Гвилетская «антиклиналь»). Однако детальное исследование показывает (рис. 2.18), что палеозойские ядра «антиклиналей» являются бескорневыми, как и предполагал еще В.П. Ренгартен. Это наиболее высоко выдвинутые тектонические чешуи, в которые вовлечены и породы фундамента. С некоторыми чешуями связаны и небольшие тектонические аллохтоны [Панов, 2002].

На *Центральном Кавказе*, где доюрский фундамент относительно приподнят и обнажается на поверхности, продолжением Агвали-Хивской являются Дигоро-Осетинская и Архыз-Гузери́пльская зоны, а Метлюта-Ахтычайской — Псеашхинская (см. рис. 2.2). Здесь нижнеюрские–ааленские отложения несогласно налегают на герцинский фундамент и выполняют ряд продольных структур синклинорного типа: Гузери́пльскую, Алоусскую и другие «юрские депрессии». Они разделяются обширными площадями выходов палеозойского основания: Чугушским, Софийским и другими «горст-антиклинориями» [Милановский, Хаин, 1963].

На «горст-антиклинориях» кое-где сохранились «нашлепки» юрских отложений, залегающие полого моноклинально с падением на север (к смежной «депрессии») и рассеченные многочисленными разрывами. Синклинорные структуры («юрские деп-

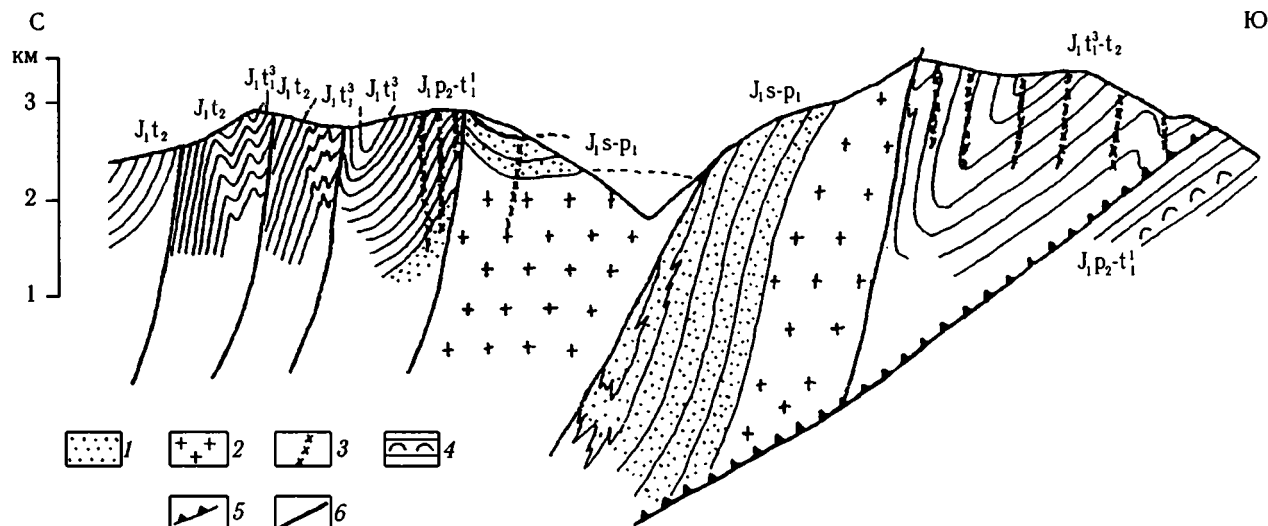


Рис. 2.18. Геологический профиль по правобережью Терека в районе Дарьяльского ущелья [Панов, 2002]

1–3 — Песашинская зона: 1 — кварциты, сланцы и гравелиты кистинской свиты, 2 — доюрский фундамент (Дарьяльские и Гвилетские гранитоиды), 3 — секущие дайки диабазов; 4 — зона Южного склона, вулканисты основного состава среди глинистых сланцев верхнего плинсбаха; 5 — Шаухохский надвиг; 6 — прочие разрывы (взбросы и надвиги)

реции») построены асимметрично (рис. 2.19). В южной и центральной частях каждой из них юрские толщи залегают моноклинально с нормальным па-

дением на север; моноклираль осложнена многочисленными взбросами, плоскости которых также падают на север. Со взбросами связаны неодно-

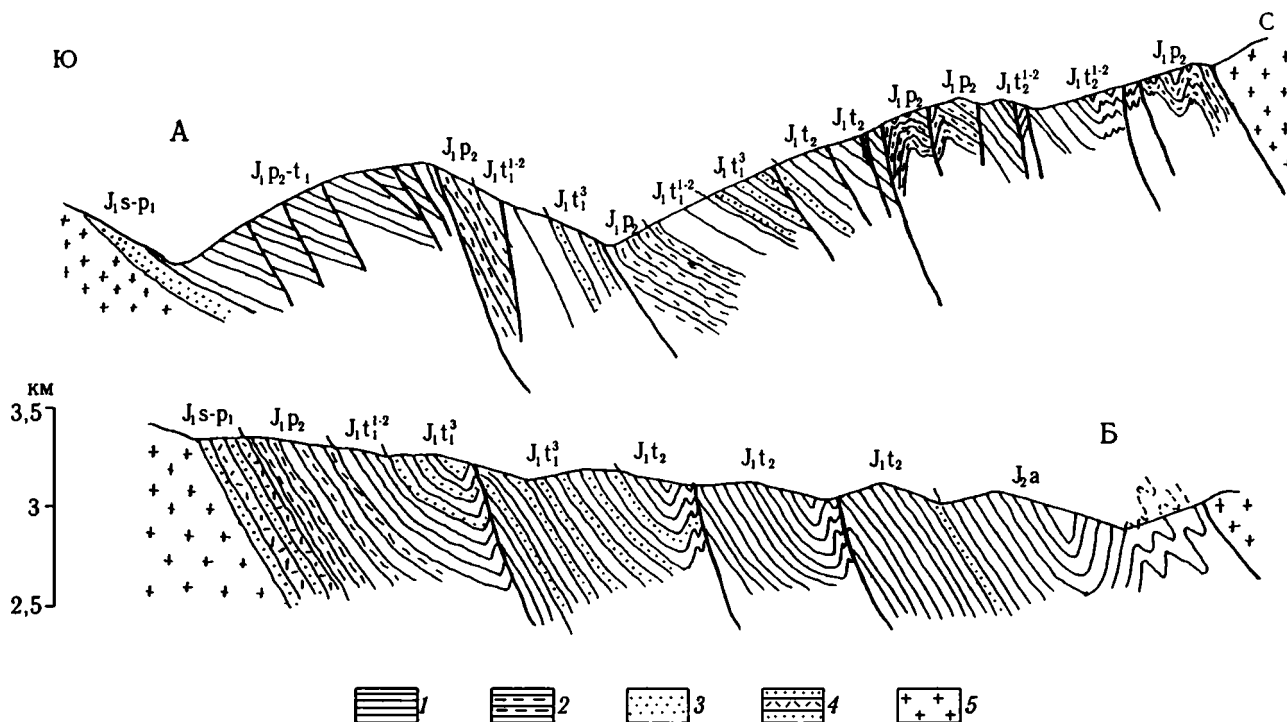


Рис. 2.19. Геологические профили через Штулу-Харесскую «юрскую депрессию» [Панов, 2002]: в истоках р. Черек Балкарский (А) и по водоразделу рек Караугом–Сардидон (Б)

1 — аргиллиты; 2 — песчано-глинисто-алевритовый переслой; 3 — песчаники; 4 — грубообломочные отложения с линзами вулканитов среднего-кислого состава; 5 — доюрский фундамент

кратные повторения разреза, складки второго порядка в лобовой части взброшенных блоков и развитие мелкой приразломной складчатости в узких зонах. Северным краем такой «депрессии» служит взбросо-надвиг, по которому на нее надвинут с севера следующий «горст-антиклинорий». Именно здесь наиболее интенсивно развивается поднадвиговая складчатость разных порядков.

Таким образом, каждая пара — «горст-антиклинорий» и смежная на севере «юрская депрессия» — представляет собой одну наклоненную на север тектоническую пластину, сложенную породами фундамента и перекрывающего его моноклинального юрского чехла. Мы считаем, что и в целом осевая часть Большого Кавказа может рассматриваться как единая более крупная коровая пластина, надвинутая к югу относительно зоны Южного склона. Она была расчленена продольными взбросо-надвигами на дигитации, смещенные одна на другую в южном направлении с развитием складчатости в приразломных зонах. Частота взбросо-надвигов и интенсивность складчатости возрастают к югу, в сторону «Главного» надвига, где нижнеюрские отложения вместе с породами фундамента надвинутой пластины образуют сложную чешуйчатую структуру (см. ниже).

Время описанных деформаций определяется двумя фактами. На западе (гора Фишт) и на востоке (район горы Шахдаг) структура осевой части Большого Кавказа «запечатывается» несогласно залегающими келловейскими отложениями. В Псеашхинской зоне лейас-ааленские отложения пронизаны многочисленными дайками диабазов, несогласно секущими складчато-надвиговую структуру, в том числе и поверхности взбросо-надвигов. Более редкие дайки такого же типа отмечены и в Метлюта-Ахтычайской зоне. Как будет показано, наиболее вероятен среднеюрский, но докелловейский возраст даек; скорее всего, они синхронны (см. ниже) с распространенной южнее «порфиритовой» серией, формирование которой падает на вторую половину раннего и поздний байос. Это определяет основную фазу формирования структуры осевой части Большого Кавказа в южных зонах как предбайосскую. Более поздняя — предкелловейская — фаза существенно усложнила структуру в южных зонах и, вероятно, явилась определяющей в более северных: Дигоро-Осетинской и Архыз-Гузери́пльской, где наиболее четко фиксируется предкелловейское несогласие. В самой северной — Агвали-Хивской зоне главную роль сыграли позднеальпийские фазы орогенеза и лишь в незначительной сте-

пени предкелловейская. Косвенным подтверждением этих выводов являются данные о К-Аг возрасте кристаллических пород герцинского основания [Сомин, 2000б]. В Архыз-Гузери́пльской и Дигоро-Осетинской зонах он не моложе 250 млн лет, что соответствует времени герцинской гранитизации и метаморфизма, а на краю более южной Псеашхинской зоны, прилегающей к «Главному» надви́гу, возраст кристаллических пород «омолаживается» до 140–160 млн лет, что можно связать как раз с их предбайосскими деформациями. Наличие интрузивных тел гранитоидов средней юры (177–161 млн лет, по О.З. Дудаури и др. [2004]), секущих зону «Главного» надвига, согласуется с предбайосским возрастом этих деформаций и, как справедливо отмечает М.Л. Сомин, исключает возможность крупных надвиговых перемещений по «Главному» надви́гу в послесреднеюрское время.

Рассмотренная тектоническая единица, осевая часть Большого Кавказа, ограничена с юга линией «Главного» надвига, который, как выяснено в Северной Абхазии, Верхней Сванетии и других местах, не представляет собой единого сместителя. Это полоса шириной 10–15 км, в которой прослеживается несколько тектонических чешуй, наклоненных к северу и надвинутых одна на другую в южном направлении. Почти в каждой чешуе вскрываются породы доюрского основания, несогласно перекрытые нижнеюрскими терригенными отложениями, которые залегают моноклинально и лишь перед надвигом следующей чешуи смяты в приразломные складки. Следует подчеркнуть, что поверхность доюрского фундамента всегда согласна со структурой юрских отложений; наблюдаемые иногда тектонические срывы по этой поверхности имеют локальное значение; во многих местах описано несомненно стратиграфическое налегание чехла на фундамент.

Зона Южного склона соответствует осевому трогу лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа и его южному обрамлению. Она располагается за линией «Главного» надвига и отделяется от следующей — Абхазо-Рачинской зоны также системой разрывов (см. рис. 2.2). Доюрское основание вскрыто лишь в редких небольших выходах. Нижне-среднеюрские отложения, вопреки устоявшимся представлениям, образуют не систему изоклинальных складок, а чешуйчато-надвиговую структуру (рис. 2.20). Это серия тектонических пластин, разделенных взбросами и надви́гами, падающими к северу. Возраст отложений в целом омолаживается с севера на юг, но в пределах каждой отдельной пласти-

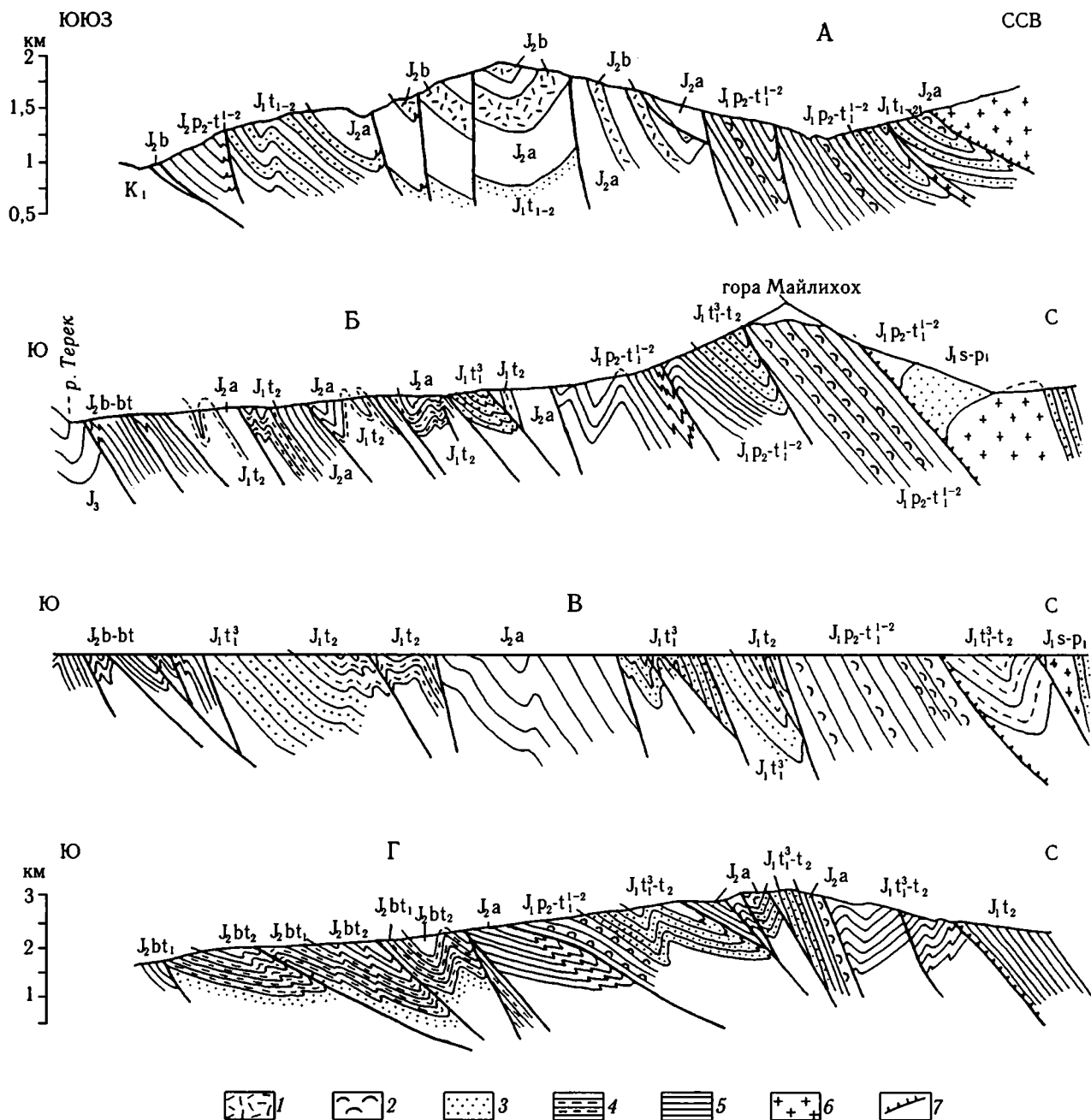


Рис. 2.20. Геологические профили через зону Южного склона [Панов, 2002]

А — Западный Кавказ: р. Мзымта — гора Ачишо — гора Чугуш; Б — Центральный Кавказ: реки Мнаисидон — Геналдон; В — Центральный Кавказ: левобережье р. Терек; Г — Восточный Кавказ: район горы Самолит

1, 2 — вулканогенные образования: 1 — среднего состава, 2 — основного состава; 3 — песчаники; 4 — песчано-глинисто-алевритовый переслой; 5 — аргиллиты; 6 — доюрский фундамент; 7 — «Главный» надвиг

ны наблюдается обратная последовательность, обусловленная их нормальным, в основном моноклинальным падением на север. Лишь в узких принадвиговых зонах слои бывают смяты в складки, местами запрокинутые к югу. При сравнительно редких надвигах в широких пластинах наблюдаются обширные моноклинали, осложненные взбросами; там, где надвигов больше, структура мелкошуйчатая. По северному краю зоны, примыкающей к «Главному» надвигу, прослеживается широкая зона смятия и разлинзования пород, с мелкими опрокинутыми складками. На юге ниже-среднеюр-

ся обширные моноклинали, осложненные взбросами; там, где надвигов больше, структура мелкошуйчатая. По северному краю зоны, примыкающей к «Главному» надвигу, прослеживается широкая зона смятия и разлинзования пород, с мелкими опрокинутыми складками. На юге ниже-среднеюр-

ские отложения граничат по системе надвигов (Краснополянский — на западе, Тибский — на Центральном Кавказе и др.) с флишевыми образованиями верхнего мезозоя — палеогена, также относящимися к зоне Южного склона, или же непосредственно контактируют с Абхазо-Рачинской зоной.

Формирование такой структуры, по-видимому, связано с надвиганием коровой пластины осевой части Большого Кавказа (северный борт лейас-ааленского бассейна) на зону Южного склона (осевой трог бассейна). Нижне-среднеюрские отложения осевого трога были при этом сорваны со своего основания и образовали серию взброшенных друг на друга чешуй. Складчатость проявлялась при этом только в приразрывных зонах между смежными чешуями. Некоторые наиболее резко взброшенные чешуи переходят далее к югу в небольшие тектонические покровы — например, Чаухский покров, отмеченный еще В.П. Ренгартеном. Возможно, к этой же категории относятся Алазанский и Мачхалорский тектонические покровы на южном склоне Восточного Кавказа, сложенные отложениями циклаурской и мачхалорской свит ($J_1p_2-t_1$). Они «выдавлены» из сузившейся там зоны осевого трога (Мачхалор-Халахельской) и надвинуты в пределы более южных тектонических зон вплоть до Иорско-Мацимской в бассейне Алазани и на левобережье Джурмута. Фиагонский покров — пример тектонического аллохтона, также «выдавленного» из-под зоны «Главного» надвига, но перемещенного на небольшое расстояние в обратном направлении, к северу.

Вопрос о возрасте структуры Южного склона сложен. В чешуйчато-надвиговых деформациях юрского терригенного комплекса участвуют согласно залегающие как нижнеюрские, так и среднеюрские (аален-бат) отложения. От соседних флишевых синклиналий, выполненных келловеем — средним эоценом, они обычно отделяются надвигами, но, поскольку деформации флиша и юрского терригенного комплекса сходны, все они могут быть связаны с позднеальпийскими фазами (после среднего эоцена). Вместе с тем, в самых северных частях зоны Южного склона (например, в бассейне р. Джурмут) чешуйчато-надвиговая структура лейаса-аалена пронизана секущими диабазовыми дайками среднеюрского (байосского?) комплекса. Кроме того, в восточной части Южного склона — на отдельных участках в Кахетии, Южном Дагестане и Азербайджане — известны стратиграфические контакты с несогласным наложением келловей-верхнеюрских отложений на байос-батские.

Видимо, структура юрского терригенного комплекса формировалась в зоне Южного склона в несколько фаз: позднеальпийским предшествовали проявления предбайосской и предкелловейской фаз. В первую из них лейас-ааленские отложения были дислоцированы и прорваны дайками в северной части зоны вблизи «Главного» надвига, основные перемещения по которому, как было отмечено выше, происходили именно в предбайосское время. Образованная ими тектоническая чешуя была вновь дислоцирована в предкелловейскую фазу, «припаялась» к основной надвиговой пластине и уже вместе с нею в дальнейшем надвигалась (по более южным надвиговым поверхностям) на центральные части зоны Южного склона, где продолжалось прогибание и непрерывное накопление средне-верхнеюрских, меловых и палеогеновых флишевых толщ. Именно там затем локализовалось сжатие в позднеальпийские фазы, образовались надвиги и тектонические покровы, перемещенные дальше к югу на Абхазо-Рачинскую зону и даже на Закавказский срединный массив (рис. 2.21). Косвенным свидетельством участия нижне-среднеюрских терригенных толщ в палеоцен-эоценовых тектонических деформациях являются цифры «омоложенного» K-Ar и Rb-Sr возраста пород в пределах 45–55 млн лет, полученные в юрских породах зоны Южного склона [Буйкайте и др., 2003].

Абхазо-Рачинская зона (см. рис. 2.2 и 2.3) в лейасе-аалене представляла собой относительно погруженную северную часть Закавказского срединного массива и играла роль южного борта бассейна Большого Кавказа. Песчано-глинистые толщи этого возраста резко несогласно налегают на доюрский фундамент. В ядрах крупных антиклинальных структур они интенсивно дислоцированы в систему сжатых, местами изоклинальных складок, с зонами разлинзования и милонитизации пород. На крыльях этих структур те же толщи залегают гораздо спокойнее и без видимого углового несогласия перекрываются «порфиритовой» серией байоса. Последняя, уже с отчетливым угловым несогласием, перекрывается карбонатными толщами верхней юры, мела и палеогена. Именно эти отложения вместе с «порфиритовой» серией и образуют характерные для Абхазо-Рачинской зоны крупные дугообразные и коробчатые антиклинальные и менее крупные синклиналильные структуры [Шолпо и др., 1993].

Структура Абхазо-Рачинской зоны начала формироваться в основном в предкелловейскую фазу в процессе пододвигания коровой тектонической пластины Закавказского массива под зону Южного

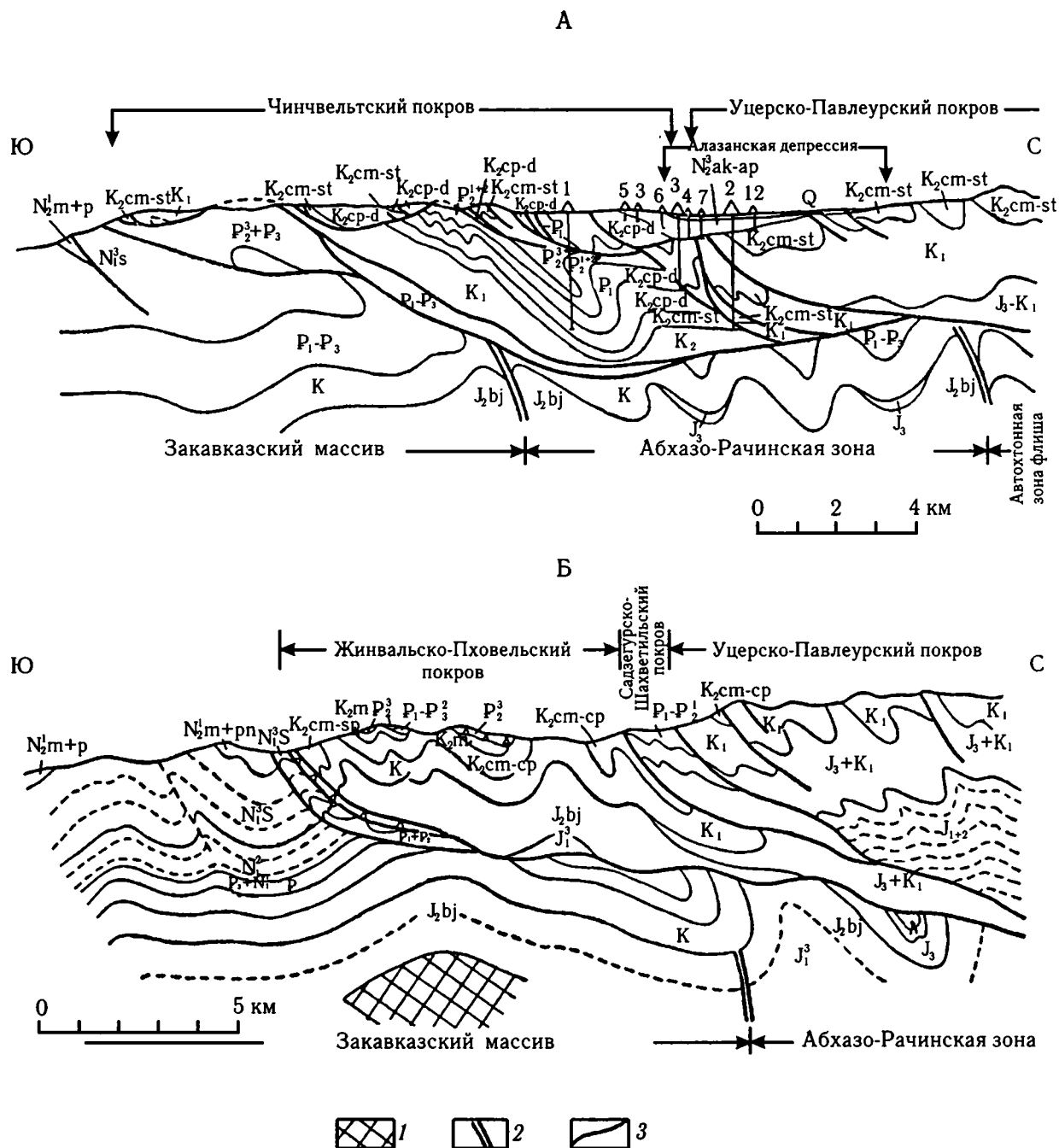


Рис. 2.21. Тектонические чешуи и покровы на южной окраине зоны Южного склона (по: [Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1977], без изменений): Горная Кахетия (район рек Алазань-Иори) (А), район р. Малая Лиахви (Б)
 1 — кристаллический фундамент Закавказского массива; 2 — главные разломы; 3 — надвиги

склона. Северная, фронтальная часть пластины (соответствующая Абхазо-Рачинской зоне) испытала наибольшее сжатие. Массивные байосские образования при этом были изогнуты в крупные коробчатые и дугообразные складки, а слоистые лейс-ааленские отложения смяты в более сложные

складчато-разрывные структуры нагнетания. Позднеальпийские фазы сжатия, связанные, в частности, и с относительным надвиганием уже сформировавшихся тектонических чешуй и покровов Южного склона на Абхазо-Рачинскую зону, завершили формирование ее структуры.

Закавказский срединный массив — на остальной территории массива (см. рис. 2.1 и 2.3), относительно слабо погруженного и соответствовавшего тыловой части пододвигавшейся пластины, также имели место перечисленные фазы деформаций, но проявились они значительно слабее, как это обычно и бывает в чехле срединного массива.

Сомхето-Кафанская зона (см. рис. 2.1 и 2.3) представляет собой еще одну самостоятельную коровую пластину, непосредственно примыкающую к Малокавказскому офиолитовому шву. Конкретное сочленение ее с Закавказским срединным массивом неясно. Как и в Абхазо-Рачинской зоне, юрский терригенный комплекс представлен здесь лейас-ааленскими песчано-глинистыми отложениями, которые резко несогласно налегают на доюрский фундамент и перекрываются мощной толщей байос-батских, верхнеюрских и меловых вулканогенных, песчано-глинистых и карбонатных отложений, образующих в целом единые структурные формы.

Двумя крупными взбросо-надвигами (Мровдагским и Карабахским) запад-северо-западного простирания, косо подходящими к Малокавказскому шву, территория Сомхето-Кафанской зоны расчленена на три подзоны, представляющие собой коровые пластины второго порядка, взброшенные одна на другую к юго-западу (рис. 2.22). Плоскости Мровдагского и Карабахского взбросо-надвигов падают на СВ под углами до 60°, местами положе; сами пластины в целом полого наклонены к СВ. При этом в юрско-меловых отложениях в направлении с СВ на ЮЗ, с приближением к Малокавказскому шву, последовательно возрастает роль структур сжатия: линейных складок, взбросов и надвигов.

Так, на большей части территории северной — *Сомхето-Агдамской подзоны* (коровой пластины второго порядка) байосско-батские вулканогенные образования, как и в Абхазо-Рачинской зоне, слагают ряд пологих брахиформных антиклинальных поднятий (Локское, Шамхорское и др.), которые разделяются мульдообразными синклинальными прогибами (Дашкесанским и др.), сложенными верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. И только на ЮЮЗ непосредственно к Мровдагскому взбросо-надвигу прилегает линейная структура — Мровдагский «антиклинорий», представляющий собою крупную асимметричную антиклинальную складку, опрокинутую к ЮЗ, с частично срезанным южным крылом.

Средняя — *Карабахская подзона (пластина)* в своей относительно узкой СЗ части, зажатой между Мровдагским и Карабахским надвигами и рас-

положенной вблизи Малокавказского шва, представлена уже линейными структурами: Дилижан-Красносельским (K_2-P) и Тоурагачайским (J_3-K) синклинориями. Правда интенсивность складчатости в них невелика и к ЮВ, где Карабахская пластина удаляется от Малокавказского шва и расширяется, они замещаются пологими мульдообразными синклинальными структурами: синклиналью Ванклу (J_3) и Мартунинским «синклинорием» (J_3-K). Однако и здесь они с ЮЗ ограничиваются линейной структурой — Карабахским «антиклинорием» (J_3b-bt). Как и Мровдагский «антиклинорий», это крупная асимметричная антиклинальная складка, ЮЗ крыло которой почти полностью подрезано Карабахским взбросо-надвигом.

Крайняя к ЮЗ — *Кафано-Акеринская подзона (пластина)* уже практически вся образована линейными структурами: Сарыбабинским и Гочасским синклинориями. Выполняющие их меловые и палеогеновые отложения смяты в систему сильно сжатых складок, осложненных взбросами и надвигами. На северо-восточном краю пластины, вблизи Карабахского взбросо-надвига, строение синклинориев осложнено складчатыми структурами второго порядка: Лачинским и Замзурским антиклинориями (J_2-3), разделенными Гадрутским, Хузабирским и другими синклинориями (К). На юго-западном краю пластины Гочасский синклинорий ограничен Кафанским поднятием — брахиформной горст-антиклинальной структурой, сложенной массивными средне-верхнеюрскими вулканогенными и отчасти карбонатными образованиями. Поднятие осложнено многочисленными взбросо-надвиговыми структурами, а с ЮЗ оно ограничено непосредственно Малокавказским офиолитовым швом, который выражен здесь мощной зоной дробления Хуступ-Гиратахского разлома.

В основных чертах структура юрских и меловых отложений Сомхето-Кафанской зоны сформирована в условиях сжатия на активной окраине Малокавказского океанического бассейна, где с начала байоса и до конца коньякского века активно развивался процесс субдукции его коры под окраину Лавразии. В этих условиях висячем крыле доюрский фундамент Сомхето-Кафанской зоны испытал сильнейшее сжатие и расчленился взбросо-надвигами на три коровые пластины второго порядка, взброшенные и надвинутые друг на друга. Юрско-меловой чехол при этом в северных тыловых частях пластин был слабо дислоцирован, образовав пологие брахиформные структуры, а в лобовых и поднадвиговых частях испытал интенсивные деформации,

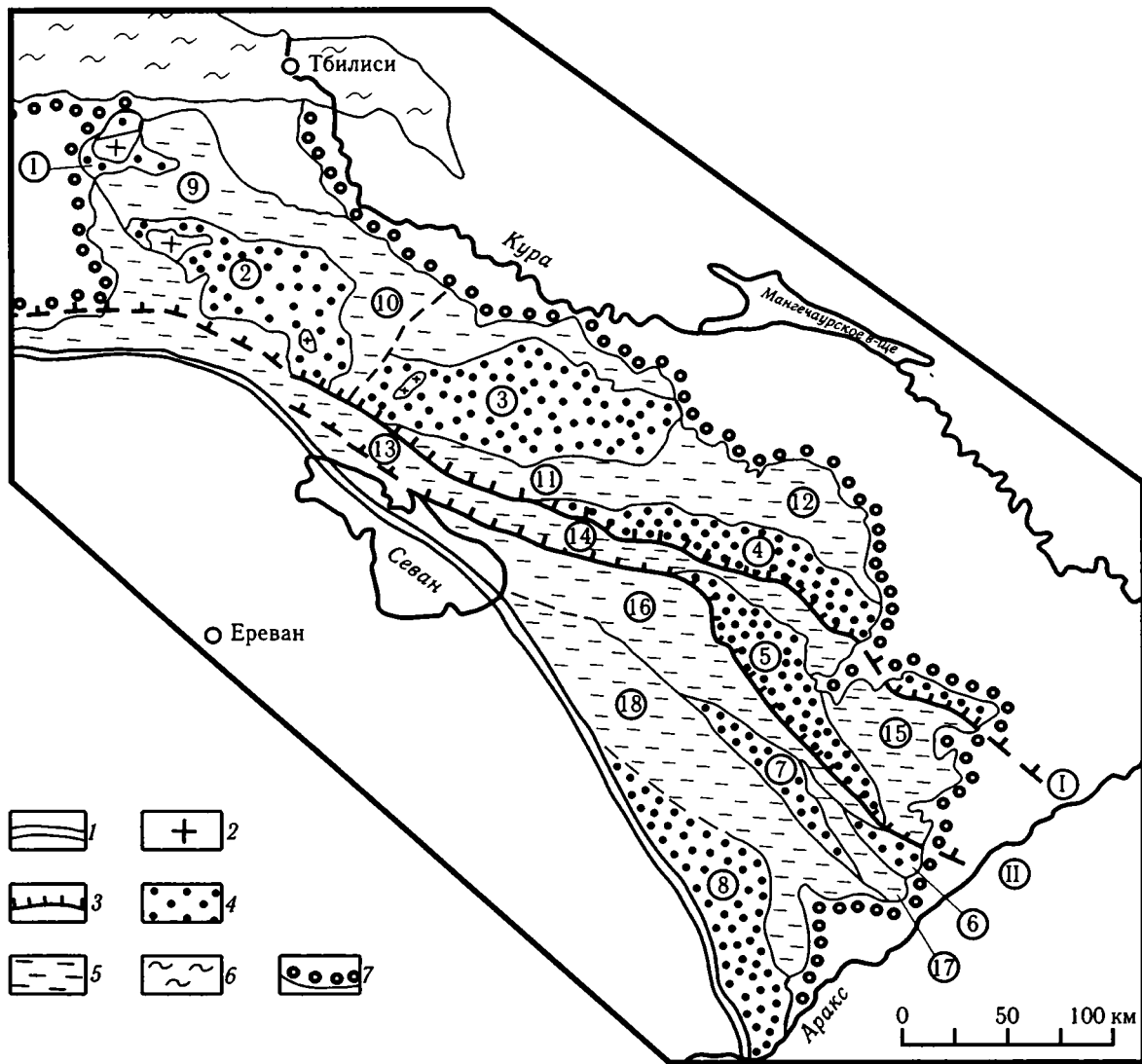


Рис. 2.22. Тектоническая схема северо-восточной части Малого Кавказа

1 — Малокавказская офиолитовая сутора; 2–5 — Сомхето-Кафанская зона: 2 — выходы доюрского основания, 3 — Мровдагский (I) и Карабахский (II) взбросо-надвиги, 4 — брахиантклинальные поднятия и антиклинории (цифры в кружках): 1 — Храмское, 2 — Локско-Алавердское, 3 — Шамхорское, 4 — Мровдагский, 5 — Карабахский, 6 — Замзурский, 7 — Лачинский, 8 — Кафанское, 9 — мультисинклинальные прогибы и синклинии (цифры в кружках): 9 — Болнисский, 10 — Казах-Иджеванский, 11 — Дашкесанский, 12 — Агджакендский, 13 — Дилижан-Красносельский, 14 — Тоурагачайский, 15 — Мартунинский, 16 — Сарыбабинский, 17 — Хузабартский, 18 — Гочасский; 6 — Аджаро-Триалетская складчатая система; 7 — подошва позднекайнозойских образований

Структуры 1–4 и 9–12 составляют Сомхето-Агдамскую пластину второго порядка; Структуры 5, 13–15 — Карабахскую пластину; структуры 6–8 и 16–18 — Кафано-Акеринскую пластину

образовав линейные складчатые структуры, осложненные взбросо-надвигами второго порядка. Основные фазы сжатия и деформации имели место: 1) в предбайосское время — начальная амагматическая фаза субдукции (см. выше); 2) в предтитонское время, с чем связано наличие значительных несогласий в антиклинальных структурах лобовых частей надвинутых пластин; 3) в коньяк-раннесантонское

время — закрытие Малокавказского бассейна и обдукция офиолитовых аллохтонов к северу на расстояние до 75–80 км в виде нескольких покровных пластин, залегающих сейчас внутри разреза верхнемеловых отложений Сарыбабинского и Тоурагачайского синклиналиев. Последующие перемещения по взбросо-надвигам и формирование современной складчатой структуры юрских, меловых и па-

леогеновых отложений (с участием офиолитовых покровов) связаны уже с позднеальпийскими тектоническими движениями.

Субдукция океанической коры Малокавказского бассейна сопровождалась, видимо, тектонической эрозией висячего крыла, на что указывает положение раннебайосских субдукционных вулканитов у самого края литосферной плиты [Ломизе, 1988]. Эшелонированное расположение разрывных и складчатых структур Сомхето-Кафанской зоны по отношению к Малокавказскому шву, фиксирующему край континента, может указывать на наличие и сдвиговых перемещений (правый сдвиг) при косо ориентированной субдукции.

Анализ тектонической структуры юрских отложений позволяет сделать ряд важных выводов об условиях и времени ее формирования.

1. В структуре юрских отложений и, прежде всего, юрского терригенного комплекса, складчатые дислокации (особенно полная линейная складчатость) не играют той определяющей роли, которая им обычно приписывается. В некоторых зонах (например, Лабино-Малкинской) их нет вообще, в других (Известняковый Дагестан, Абхазо-Рачинская зона, Закавказский срединный массив, Сомхето-Агдамская пластина) они относятся к типу неполной, промежуточной складчатости. В тех зонах, которые всегда рассматривались как зоны полной или даже изоклинальной складчатости, складчатые дислокации играют резко подчиненную роль и наблюдаются только в узких принадвиговых зонах. Изложенный выше материал о структуре юрских отложений исключает возможность объяснения этой структуры явлениями глубинного диапиризма — адвекции [Шолпо и др., 1993]. Не находят подтверждения и представления о формировании чешуйчатых надвигов, высказанные В.И. Шевченко [1984].

2. Формирование структуры юрских отложений контролировалось общим сжатием и относительным смещением *крупных коровых пластин*, в состав которых входят породы доюрского фундамента и перекрывающие их юрские отложения. Пластины, наследующие лейас-ааленскую тектоническую зональность, надвинуты одна на другую в южном направлении. При своем перемещении они расчленялись взбросо-надвигами на более мелкие продольные единицы (дигитации), взброшенные или надвинутые одна на другую согласно общей южной вергентности. Этими перемещениями надвиговых пластин разных порядков и обусловлена структура юрского комплекса.

3. На территории Кавказского региона к северу от Малокавказского офиолитового шва можно выделить *пять крупных коровых пластин* такого типа.

Первая с севера — *Лабино-Малкинская зона*, составляющая южную часть Скифской плиты. Только самый край этой пластины был надвинут на более южную Пшекиш-Тырныузскую зону. Поэтому юрские отложения в ее пределах слабо дислоцированы за исключением фронтальной части, где образуют сначала брахиформные, затем коробчатые и только местами у самого надвига — линейные складки.

Вторая коровая пластина — *осевая часть Большого Кавказа*, соответствующая северному борту лейас-ааленского бассейна, — испытала более значительное надвигание на зону Южного склона — осевую часть лейас-ааленского бассейна. Фронт этого надвигания выражен системой разрывов «Главного» надвига (Тугупсинский, Шаухохский, Тляротинский, Ахтычайский). Структура юрских отложений в тыловой части пластины характеризуется развитием моноклиналей, дугообразных, коробчатых складок, а ближе к фронтальной части приобретает отчетливо чешуйчато-надвиговый характер.

Третья коровая пластина — *зона Южного склона*, соответствующая осевой части лейас-ааленского бассейна, — оказалась особенно сильно сжата и тектонически перекрыта надвинутыми комплексами его северного борта. В результате юрские отложения были сорваны со своего основания и сформировали чешуйчато-надвиговую систему, с которой связаны малоамплитудные тектонические покровы.

Четвертая коровая пластина — *Закавказский срединный массив* и его северная погруженная часть — *Абхазо-Рачинская зона*, — в лейас-аалене ограничивали с юга бассейн Большого Кавказа. В процессе надвигания зоны Южного склона эта пластина испытала относительное перемещение к северу. В условиях возникшего при этом напряжения-сжатия байосско-эоценовые образования были деформированы в систему коробчатых и дугообразных складок, а подстилающие слоистые лейас-ааленские отложения (в Абхазо-Рачинской зоне) — в систему складчатых и разрывных структур нагнетания.

Пятая коровая пластина — *Сомхето-Кафанская зона* имеет наиболее сложное строение. Мровдагским и Карабахским взбросо-надвигами она расчленена на три подзоны — коровые пластины вто-

рого порядка (дигитации), взброшенные или надвинутые одна на другую с общим перемещением на ЮЗ, к Малокавказскому офиолитовому шву. Вследствие усиления напряжений сжатия в этом направлении юрские и меловые отложения в северо-восточной — Сомхето-Агдамской пластине слабо дислоцированы и характеризуются брахиформными структурами, а в юго-западной — Кафано-Акеринской пластине слагают линейно-складчатые структуры, осложненные взбросо-надвидами. Эта пластина, наряду с флишевыми синклиниями Южного склона, представляет собою наиболее крупную зону распространения полной линейной складчатости на всем Кавказе. Именно к ней приурочены офиолитовые тектонические покровы.

4. Тектонические покровы в современной структуре Кавказа играют достаточно ограниченную роль, имеют небольшие размеры, сравнительно небольшие амплитуды горизонтального перемещения и строго приурочены к двум тектоническим зонам.

Первая — *зона Южного склона Большого Кавказа*, где присутствуют *сорванные с фундамента тектонические покровы* («покровы чехла») двух типов. Один из них — пластины пород циклаурской свиты ($J_1p_2-t_1$) «выдавленные» из-под «Главного» надвига и перемещенные на очень небольшие расстояния к югу на первых стадиях формирования структуры зоны Южного склона, видимо, еще в начале байоса (Чаухский, Алазанский, Мачхалорский и др.). Другой тип — аллохтонные пластины мел-палеогенового флиша, шарьированные из южной части зоны Южного склона в пределы Абхазо-Рачинской зоны и даже на более удаленные участки Закавказского срединного массива в заключительные, позднеальпийские фазы формирования структуры. Этот тип покровов прослеживается вдоль южного края зоны Южного склона с запада (Воронцовский) до востока (Баскальский, Астраханский).

Вторая — *Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа*, где в Сарыбабинском и Тоурагачайском синклинариях присутствуют *офиолитовые аллохтоны*, перемещенные туда (на расстояние 75–80 км) в результате обдукции при закрытии Малокавказского океанического бассейна в коньяк-раннесантонское время.

5. Формирование структуры юрских отложений происходило в условиях общего сжатия и сокращения земной коры и было связано с *несколькими фазами деформаций*. Главнейшие из них: предбайосская, предкелловейская, коньяк-раннесантонская и позднеальпийские фазы (после среднего эоцена).

Причем наиболее существенную роль в формировании чешуйчато-надвиговой структуры на Большом Кавказе сыграли не позднеальпийские фазы, как это принято считать, а предбайосская (дзирульская) фаза. Она особенно ярко проявилась в осевой части Большого Кавказа и прилегающем крае Южного склона, что было обусловлено замыканием в это время лейас-ааленского глубоководного трога Большого Кавказа, в связи с общим сжатием и поднятием Кавказской окраины Тетиса при заложении направленной под нее зоны субдукции (см. ниже рис. 2.30, Б и 2.31, Б). Предкелловейская и позднеальпийские фазы деформаций усложнили структуру этой области и сыграли большую роль в формировании строения других зон Большого Кавказа. В формировании структуры Сомхето-Кафанской зоны решающую роль, наряду с предбайосской, сыграла коньяк-раннесантонская (субгерцинская) фаза сжатия, связанная с закрытием Малокавказского океанического бассейна и обдукцией из него офиолитовых покровов. Окончательное же формирование складчатых структур и взбросо-надвигов связано и здесь с позднеальпийскими фазами. Во всем Кавказском регионе они выражали начало и последовательное развитие межконтинентальной коллизии после замыкания океана Тетис у Аравийского выступа.

2.3. Проявления вулканизма и его геодинамическая интерпретация

Доля вулканического материала в мощных толщах нижней и средней юры, слагающих Большой Кавказ, невелика, но даже кратковременные проявления вулканизма то в одних, то в других тектонических зонах несут с собой важную информацию о глубинных условиях развития этой области и ее геодинамической эволюции. Они отчетливо свидетельствуют о резком различии тектонических условий на двух этапах: в ранней юре — аалене и в последующее среднеюрское время, начиная с байоса. Мы считаем, что на первом этапе (длительностью около 25 млн лет) определяющим было заложение и развитие рифтогенного бассейна Большого Кавказа, именно этот процесс контролировал проявления вулканизма — сначала спорадические, а затем ссередоточенные в осевом трогe. На втором этапе (около 10 млн лет) вулканизм, многократно более интенсивный, определялся формированием

широкого (150–200 км) вулканоплутонического пояса на одном из сегментов активной окраины океана Тетис. Однако в пределы Большого Кавказа попадают лишь северный край этого пояса и сравнительно небольшие магматические проявления в его тылу.

Отдельные сведения, касающиеся рассматриваемых здесь вулканических пород, публиковались уже с середины и до конца XIX в., среди них наблюдения таких известных исследователей как Г. Абих, Н. Барбот-де-Марни, И. В. Мушкетов. К началу XX в. появились первые петрографические работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, продолженные им, а также Д. С. Белянкиным, в последующие десятилетия. Все новые данные, пополнявшиеся трудами В. П. Ренгартена, Л. А. Варданянца, В. Н. Робинсона, П. И. Лебедева, Г. М. Ефремова, О. С. Вялова, Б. Ф. Мефферта, Г. Р. Чхотуа, И. Р. Кахадзе, Ш. А. Азизбекова и многих других геологов, привели к первым обобщениям по юрскому вулканизму Большого Кавказа. Их авторы — И. Г. Кузнецов [1940], Л. А. Варданянц [1943], Г. С. Дзоценидзе [1948], А. П. Лебедев [1950] — отмечали, в частности, связь вулканической активности с разломами и тектонической зональностью, с цикличностью развития. В следующие годы почти все главные проявления юрского вулканизма стали предметом специального изучения, результаты которого были изложены в монографиях А. М. Борсука [1963] и М. Г. Ломизе [1969] по Гойтхской вулканической области, А. А. Кондакова [1974] — по Карачаевской, А. А. Цветкова [1977] — по Дигоро-Осетинской и Чегемско-Черекской вулканическим областям, М. К. Суханова [1975] — по «диабазовому поясу» Центрального Кавказа, А. Л. Канчавели [1970], Т. В. Джанелидзе [1982], М. А. Беридзе [1983] — по территории Грузии. Много нового принесли исследования М. С. Квиникадзе, М. П. Пруидзе, Г. А. Чихрадзе, Д. И. Панова, А. И. Гусева, Г. И. Керимова. Новые синтезы по юрскому вулканизму Большого Кавказа дали А. М. Борсук [1979], М. Б. Лордкипанидзе [1980] и М. Г. Ломизе [1983]. Важные результаты дальнейшего изучения вулканитов ранней и средней юры содержатся в работах Г. Г. Ананишвили [1988], К. Менгела и др. [1993], Ю. С. Хесса и др. [1993], О. З. Дудаури и др. [2004].

Тем не менее, геодинамические условия юрского вулканизма в области Большого Кавказа остаются дискуссионными, а для ранней юры — аалена все еще нет геохимических данных, необходимых для достаточно полного их обсуждения. Ниже, вслед за кратким обзором главных проявлений вулканиче-

ской активности и ее последовательных фаз, мы остановимся на некоторых таких вопросах. Что дает изучение вулканитов осевого трога Большого Кавказа для суждения о коровом субстрате этой части раннеюрско-ааленского бассейна, был ли он океаническим или континентальным? Получает ли подтверждение гипотеза о раннеюрском субдукционном Северо-Кавказском вулканическом поясе?

Вулканизм лейаса–аалена

Небольшие по своему объему вулканические образования встречаются на всем протяжении выходов нижней юры — аалена от бассейна р. Пишиш на западе до бассейна р. Самур на востоке. Четкая продольная тектоническая (структурно-фациальная) зональность, характерная на Большом Кавказе для отложений этого возраста, определяла и размещение вулканитов (рис. 2.23). В пределах тектонических зон они локализируются в нескольких вулканических областях, выделенных, в основном, еще Л. А. Варданянцем.

Главные проявления вулканизма

Скифская платформа. В пределах южной, вовлеченной в поднятие Большого Кавказа части платформы, известной как Лабино-Малкинская тектоническая зона, размещается Карачаевская вулканическая область, протянувшаяся от р. Теберда почти до р. Малка (см. рис. 2.23, К). Вулканиты приурочены к хумаринской и шоанской свитам нижней юры, которые перекрывают домезозойский фундамент. В начале вулканизм протекал в прибрежно-морских, затем — в континентальных условиях. В угленосной хумаринской свите (нижний плинсбах) залегают два линзовидных горизонта пирокластических и эффузивных пород дацитового и андезитового состава мощностью до 100–120 м [Панов, 1976]. При некоторых эксплозивных извержениях разрушались и выбрасывались на поверхность породы кристаллического фундамента. Вулканиты шоанской свиты (верхний плинсбах) развиты локально, залегают с несогласием, их мощность близ вулканических центров достигает 330 м. Это лавы, лавобрекчии и туфы андезитового и андезибазальтового состава. Широко распространены субвулканические тела, местами преобладающие над вулканитами, — силлы и дайки, лакколитообразные тела и некки, выходы которых прослеживаются от лево-

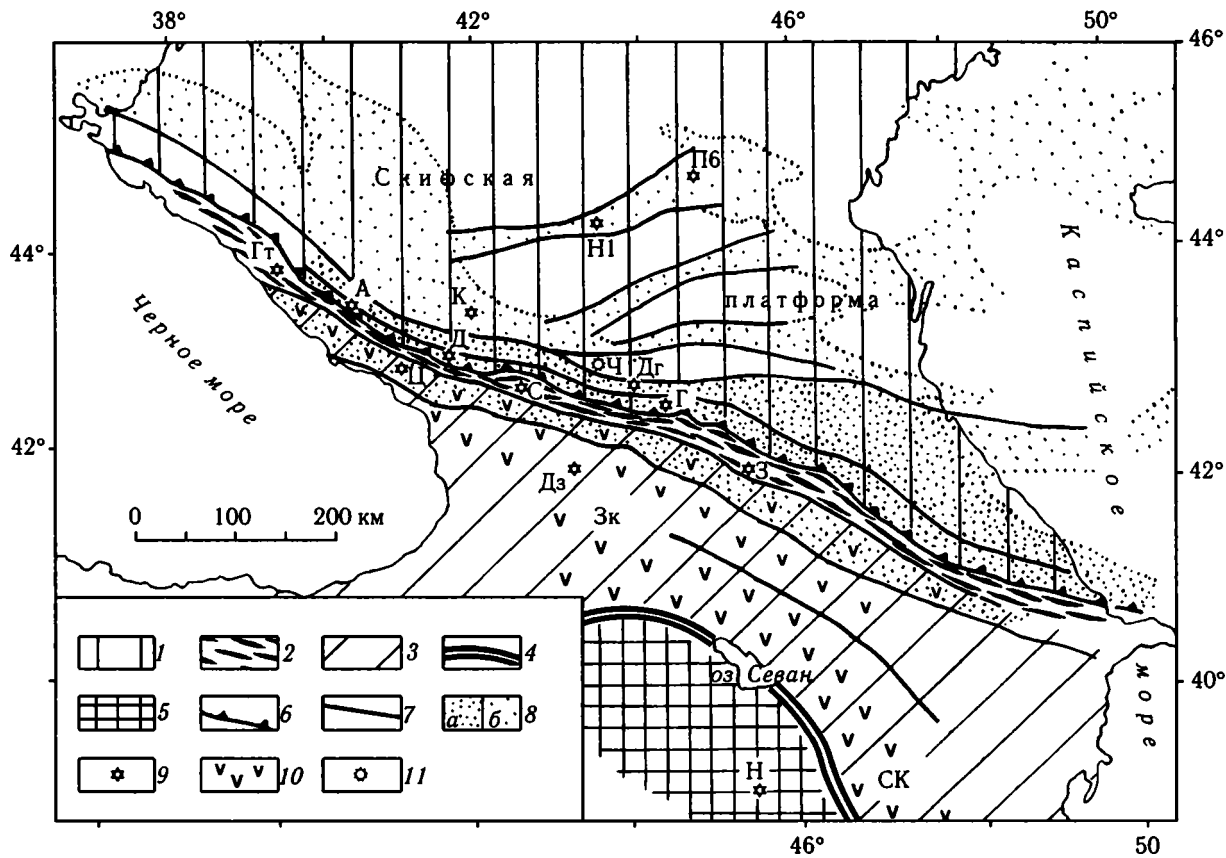


Рис. 2.23. Тектоническая приуроченность ранне- и среднеюрских вулканитов Кавказа

1–3 — тектонические единицы к северу от Малокавказской офиолитовой сутуры океана Тетис: 1 — Скифская платформа и северные тектонические зоны Большого Кавказа, 2 — тектоническая зона осевого трога Большого Кавказа (зона базальтового вулканизма) и зона южного обрамления этого трога, 3 — более южные тектонические зоны Большого Кавказа, Закавказский массив (Зк) и Сомхето-Кафанская зона (СК); 4 — Малокавказская офиолитовая сutura; 5 — Нахичеванский массив; 6 — надвиг на зону осевого трога (Главный надвиг Большого Кавказа); 7 — прочие тектонические границы; 8 — раннеюрско-ааленские осадочные бассейны Большого Кавказа (а) и Скифской платформы (б); 9 — раннеюрско-ааленские вулканиты: Карачаевская (К), Авадхарская (А), Дигоро-Осетинская (Дг), Гойтхская (Гт), Центрально-Абхазская (Ц), Нахичеванская (Н) вулканические области, а также вулканиты скважин: Наримановской 1 (Н1), Подсолнечной 6 — Кумской 1 (П6), Домбая (Д), истоков р. Геналдон (Г), Сванетии (С), Заалазанской Кахетии (З) и Дзирульского массива (Дз); 10, 11 — байосские вулканиты: 10 — наложенный Закавказский вулканический пояс, 11 — Чегемско-Черекская вулканическая область (Ч)

бережья р. Теберда на западе в бассейн р. Мара и далее на восток в верховья рек Подкумок, Эшакон и Хасаут.

Породы Карачаевской вулканической области образуют бимодальную андезит-риолитовую форма-

цию, преобладают разности с нормальной щелочностью (рис. 2.24, А). Севернее, в центральной части Скифской плиты бурением вскрыты вулканиты, сопоставляемые с породами Карачаевской вулканической области (см. на рис. 2.23, Н1 и П6).

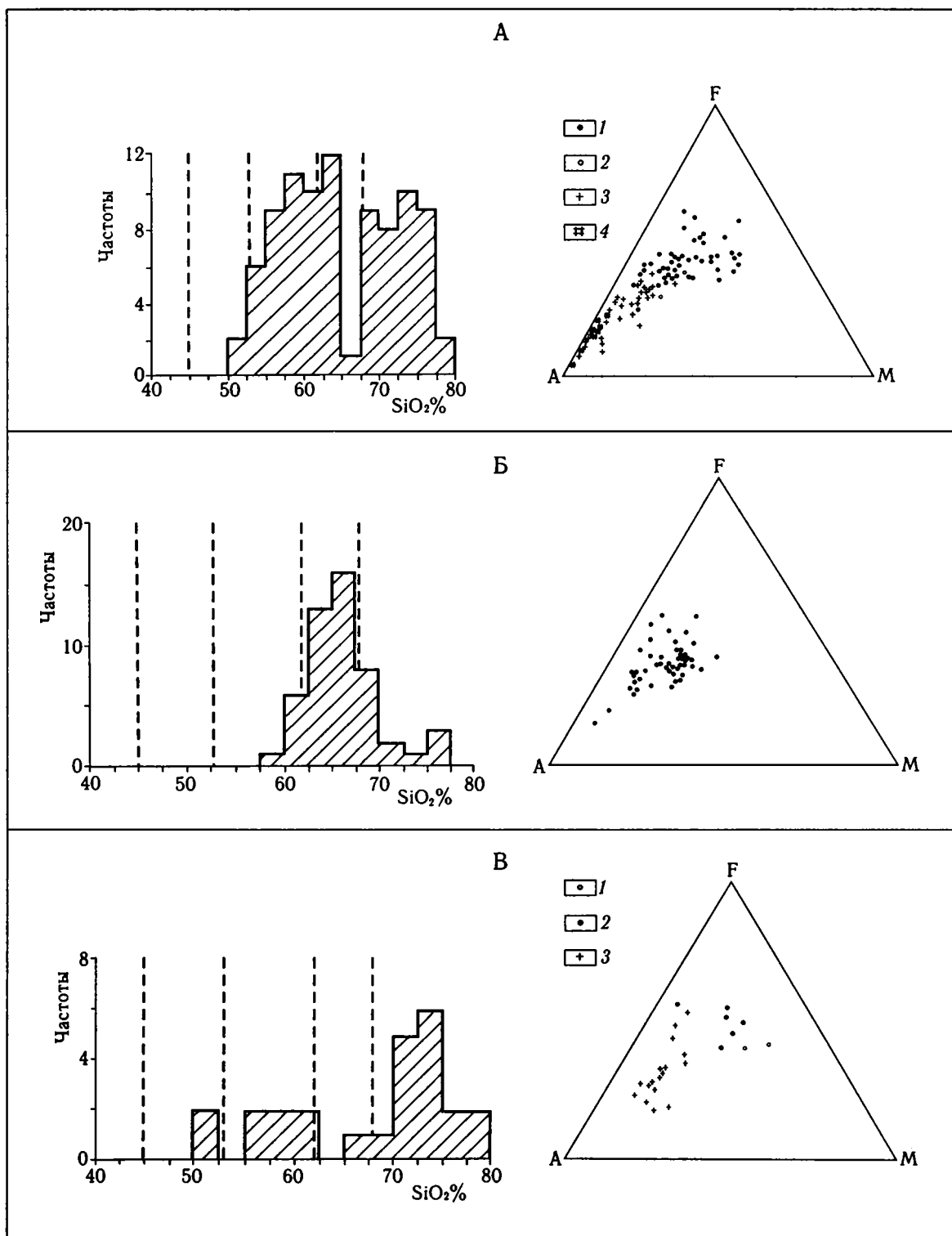
Рис. 2.24. Петрохимическая характеристика раннеюрских вулканитов. По данным М.А. Беридзе, Л.А. Варданянца, Г.М. Ефремова, А.Л. Канчавели, А.А. Кондакова, А.П. Лебедева, М.Г. Ломизе, М.М. Лось, Д.И. Панова, И.Ф. Рудянова, А.А. Цветкова

А — Скифская платформа, Карачаевская вулканическая область, андезит-риолитовая формация, плинсбах: 1 — андезиты и дациты, 2 — высококальциевые андезиты, 3 — риолиты, 4 — высококальциевые риолиты; Б — северный борт бассейна Большого Кавказа, Дигоро-Осетинская вулканическая область, дацитовая формация, поздний синемюр — ранний плинсбах; В — бассейн Большого Кавказа, северное обрамление осевого трога, Авадхарская вулканическая область и Домбай, базальт-андезит-риолитовая формация, ранний плинсбах: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — риолиты и дациты. Показаны: петрохимическая структура формаций (соотношение пород разной кремнекислотности) и диаграммы АГМ, где А — сумма щелочей, F — железо в пересчете на FeO, М — MgO. Пунктирные линии разграничивают поля пикритов, базальтов, андезитов, дацитов и риолитов

В грабенообразном Чернолесском прогибе (скважина Наримановская 1) это около 200 м риолито-дацитовых туфов и залегающих на них андезитов. В Восточно-Маньчжурском прогибе вскрыты андезиты приблизительно такой же мощности (скважи-

на Подсолнечная 6) и несколько десятков метров риолито-дацитовых туфов (скважина Кумская 1) [Панов, Стафеев, 2000].

Северный борт бассейна Большого Кавказа. Магматизм проявился на одном отрезке этой



тектонической единицы — в Дигоро-Осетинской вулканической области, главным образом от верховьев р. Урух до правобережья р. Фиагдон (см. рис. 2.23, Дг). Вулканические образования принадлежат садонской свите (синемюр — нижний плинсбах), которая лежит с резким несогласием на гранитах и других породах палеозойского фундамента. Мощность вулканитов от 120–160 и до 650–900 м, она уменьшается в западном направлении, а также близ южного края области [Цветков, 1977]. Состав пород дацитовый, реже андезитовый. Преобладают, с одной стороны, пирокластические и туфогенно-осадочные образования, с другой — субвулканические; эффузивных сравнительно немного, их роль убывает снизу вверх по разрезу, а также при прослеживании с востока на запад. Местами наблюдается ритмичное чередование эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород. Условия формирования их были мелководно-морскими. Тектоническая структура сравнительно проста: вулканогенная толща нарушена крутыми разрывами и изогнута в крупные складки с выходами кристаллического фундамента в ядрах антиклиналей.

В петрохимическом отношении породы Дигоро-Осетинской вулканической области образуют дифференцированную дацитовую формацию известково-щелочного типа (см. рис. 2.24, Б).

Северное обрамление осевого трога бассейна Большого Кавказа. Небольшие количества вулканического материала известны там на многих участках. Они связаны с подводным вулканизмом и приурочены к верхней (раннеплинсбахской) части разреза кистинской свиты и ее аналогов. На западе это Авадхарская вулканическая область (см. рис. 2.23, А), где на р. Авадхара описано около 150 м риолитовых туфобрекчий и туфов. Пирокластический материал кислого состава известен в базальной толще лейаса в горных массивах Чугуш, Абаго и в районе перевала Псеашхо. Восточнее, на р. Санчаро и на хребте Гурджишха, согласно М.А. Беридзе [1983], есть и базальтоиды, а мощность достигает 500 м. Далее, в Домбайской депрессии, вул-

каногенный горизонт мощностью до 300 м сложен эффузивными и пирокластическими породами как среднего, так и кислого состава, а также туффитами, которые переслаиваются с глинистыми сланцами (см. рис. 2.23, Д). Есть субвулканические тела преимущественно кислого состава. Еще дальше на восток в истоках р. Геналдон, где в Чачхохской антиклинали из-под юры выступает верхнепалеозойское основание, Д.И. Панов и В.И. Шевченко описали в низах лейаса (в кистинской свите) несколько пластов альбитофинов, их лавобрекчий и туфов мощностью 5–10 м (см. рис. 2.23, Г). Они есть и в долине р. Терек. Вулканы авадхарского и домбайского горизонтов образуют сложную базальт-андезит-риолитовую формацию известково-щелочного типа (см. рис. 2.24, В), преобладает ее риолитовая составляющая.

Осевой трог бассейна Большого Кавказа. Соответствующие этой области отложения лейаса-аалена были интенсивно сжаты, перекрыты надвигами более северных тектонических единиц и занимают в современной структуре Большого Кавказа узкую полосу, расширяющуюся на северо-западном окончании и на юго-востоке горного сооружения (Бзыбско-Казбекская и продолжающая ее на востоке Мачхалор-Халахельская тектонические зоны). Именно в этой полосе обнажаются продукты раннеюрского (поздний плинсбах — начало раннего тоара) базальтового магматизма, который был приурочен к осевому трогу и выражался как глубоководными подводными излияниями (широко развиты подушечные лавы), так и внедрением многочисленных долеритовых силлов и даек, позже вовлеченных в складчатость вместе с вмещающими отложениями. Излившиеся базальты залегают среди глинистых сланцев как характерный элемент разреза циклаурской свиты и ее аналогов. На западе они описаны в бассейнах рек Шахе и Ахей, откуда прослеживаются на восток к Северной Осетии; здесь от р. Ардон до р. Терек они представлены наиболее полно. Суммарная мощность базальтов достигает там нескольких сот метров, туфобрекчий и

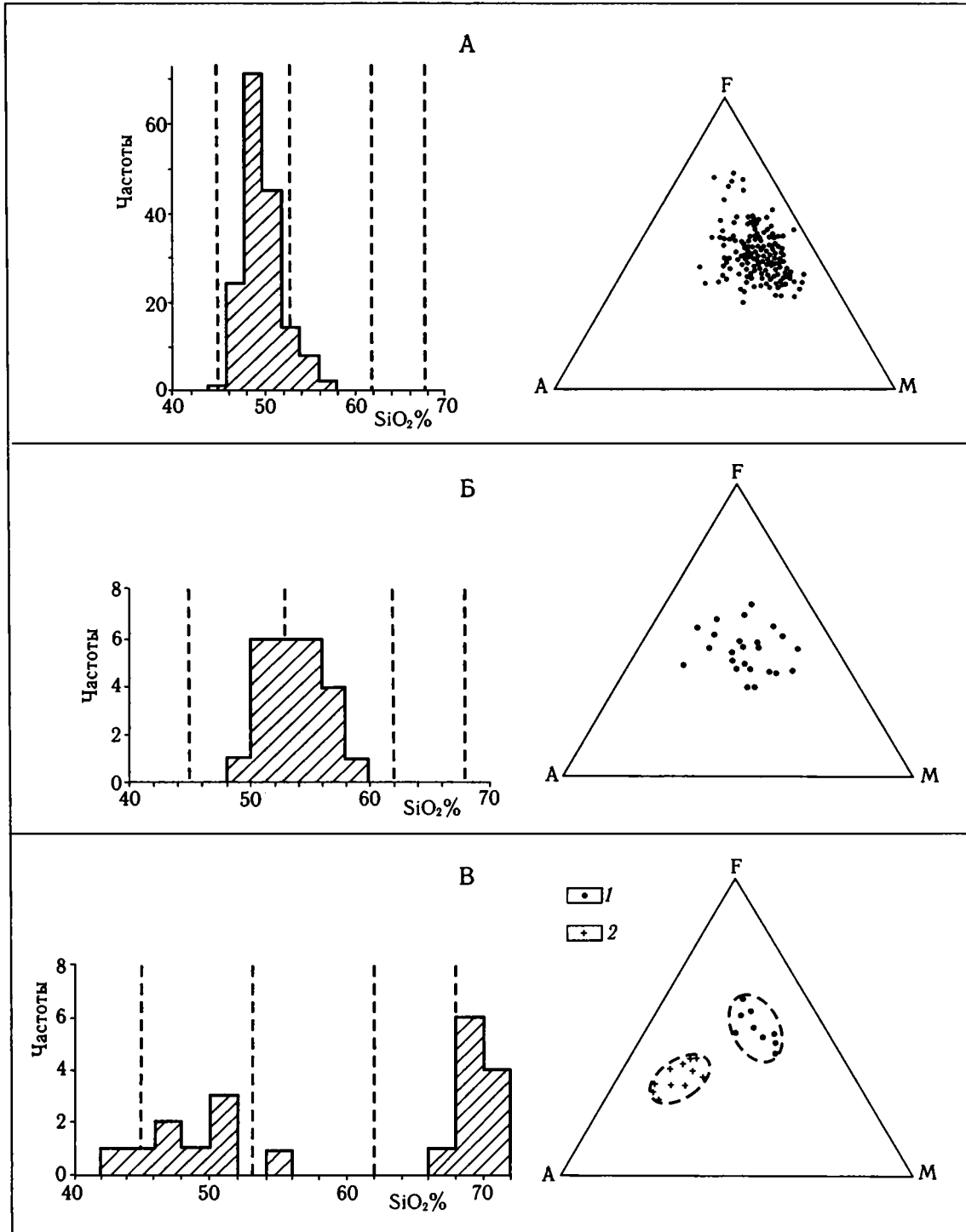
→

Рис. 2.25. Петрохимическая характеристика раннеюрско-ааленских вулканитов осевого трога в бассейне Большого Кавказа. По данным В.В. Авдониной, Г.Д. Ажгирея, Ш.А. Азизбекова, М.М. Алиева, Д.С. Белянкина, М.А. Беридзе, А.М. Борсука, В.С. Бульго, С.Л. Бызовой, Н.Ф. Гончарик, Г.С. Дзоценидзе, В.П. Еремеева, Г.М. Ефремова, М.А. Кашкая, М.С. Квиникадзе, А.П. Лебедева, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, М.Г. Ломизе, В.Н. Молотова, Д.И. Панова, К.Н. Паффенгольца, Н.Т. Романова, С.М. Рыпинского, А.Н. Соловкиной, М.К. Суханова, Н.Ф. Татришвили, И.Д. Филимонова, Л.В. Хмелевской, В.Е. Чернопятова

А — Бзыбско-Казбекская тектоническая зона, базальтовая формация, поздний плинсбах — начало раннего тоара; Б, В — Гойтхская вулканическая область: Б — андезибазальтовая формация чаталтапинской свиты, аален, В — базальт-риолитовая формация свиты горы Индюк, аален: 1 — базальты, 2 — риолиты. Показаны: петрохимическая структура формаций (соотношение пород разной кремнекислотности) и диаграммы АФМ (пояснение см. на рис. 2.24)

туфов сравнительно немного, а многочисленные долеритовые силлы обычно приурочены к низам разреза. В центральной части некоторых наиболее мощных силлов описаны микропорфировые пикриты, испытавшие серпентинизацию [Суханов, 1975]. Эффузивные и субвулканические образования циклаурской свиты подробно изучены также в останце

надвинутого на юг тектонического покрова на горе Чаухи. Базальты мощностью до 100 м прослеживаются и восточнее — в Зааазанской Кахетии (на реках Алазани и Стори, в ущельях Шромисхеви и Лагодехисхеви), а далее — в составе даккичайской свиты. По своему составу эффузивные породы нижней юры и связанные с ними субвулканические до-



лериты соответствуют толеитовому базальту (рис. 2.25, А).

Проявления вулканизма, но уже сравнительно небольшие и локальные, возобновились в осевом трого Большого Кавказа в аалене. На востоке, в Горном Дагестане и Азербайджане, это — базальты, в том числе подушечные лавы, залегающие среди глинистых сланцев халахельской свиты и ее аналогов, а также связанные с ними диабазовые дайки и силлы, особенно многочисленные среди нижележащих песчаников и аргиллитов тоара. В районе Диндидагского перевала мощность одного из горизонтов подушечных лав достигает 600 м.

Гараздо сложнее развивался ааленский вулканизм на крайнем северо-западе Большого Кавказа, где тектонические зоны, соответствующие его осевому трого, заметно расширяются. Это Гойтхская вулканическая область (см. рис. 2.23, Гт), в которой, наряду с излияниями базальтов и андезибазальтов, произошли извержения риолитовой магмы. Вулканиды и здесь залегают среди мощных и преимущественно глубоководных песчано-глинистых отложений. Это базальтоиды (около 35%) и породы риолитового состава (около 65%), а также небольшое количество (менее 0,7%) трахиандезитового и трахитового материала, образовавшегося в результате дифференциации базальтового расплава.

Вулканиды нижнего аалена¹ представлены в чаталтапинской свите, это базальтовые и андезибазальтовые лавы с подчиненными им туфобрекчиями и туфами суммарной мощностью до нескольких сот метров. Петрохимические данные указывают на заметную дифференциацию исходного расплава (см. рис. 2.25, Б), средний состав пород андезибазальтовый.

Вулканиды верхнего аалена принадлежат свите горы Индюк, они представлены главным образом риолитовым материалом: мощными горизонтами кристаллокластических туфов и субвулканическими залежами риолитов. На трех стратиграфических уровнях, в том числе вместе с риолитовым материалом, есть продукты извержения базальтов. В целом, таким образом, вулканиды верхнего аалена образуют контрастную базальт-риолитовую формацию (см. рис. 2.25, В). Предполагается, что эти вул-

каногенно-осадочные свиты, ниже- и верхнеааленская, контактируют между собой по надвику, но величина перемещения неясна и не исключено, что он лишь осложняет стратиграфическую границу двух свит.

Южное обрамление осевого трого бассейна Большого Кавказа. Так же, как и на северном обрамлении осевого трого, в синемюре — раннем плинсбахе вулканические извержения здесь были локальными, они оставили пирокластический и эффузивный материал преимущественно кислого состава, приуроченный к мелководно-морским отложениям низов юрского разреза. В Сванетии (см. рис. 2.23, С) в бассейне р. Ингури они обнажаются на обоих крыльях Сванетского антиклинория, это слоистые туфы, туфобрекчии и массивные альбитофиры мощностью в десятки и первые сотни метров, которые сопровождаются небольшими внедрениями и эруптивными образованиями близкого состава. Восточнее, в Верхней Раче, описаны туфы и туффиты кислого состава, которые обнажаются в полосе от водораздела Цхенисцкали—Риони к рекам Зопхитур и Домбрула, их мощность 15–40 м. В Зааазанской Кахетии (см. рис. 2.23, З) вулканиды вскрываются в ядрах антиклиналей на протяжении 40 км — по рекам Самкурисцкали, Хораджо, Стори, Дидхеви (Сиптисхеви), Лопота — левым притокам р. Алазань. Туфы и лавы риолитового, дацитового и андезито-дацитового состава мощностью до 100–200 м залегают среди мощной толщи песчаников, в том числе аркозовых. На р. Хораджо, где преобладают альбитофиры (по-видимому, как эффузивные, так и субвулканические), общая мощность превышает 700 м. Судя по петрохимическим данным, перечисленные вулканиды синемюра — нижнего плинсбаха образуют риолито-дацитовую формацию, включающую и некоторое количество андезитовых дифференциатов (рис. 2.26, А).

На крайнем северо-западе вулканиды есть и в верхней, ааленской, части разреза. Там среди аргиллитов анчхойской свиты от перевала Анчо в Горной Абхазии до бассейна р. Сочи известны маломощные горизонты туфов как кислого, так и основного состава.

Южный борт бассейна Большого Кавказа. Вулканизм известен только на западе, в Центральной Абхазии, где в Чедымской и Ачамгварской антиклиналях обнажаются приуроченные к ахипоской свите вулканиды мощностью до 250 м (см. рис. 2.23, Ц). Залегая в верхах относимых к плинсбаху морских песчано-глинистых отложений, они представлены туфами, туфобрекчиями и лавами риоли-

¹ Автор настоящего раздела (М.Г. Ломизе) считает необоснованным предложенное Д.И. Пановым и Н.И. Пруцким [1983] увеличение стратиграфического объема нижеааленской чаталтапинской свиты путем присоединения к ней содержащих базальты верхнеааленских отложений из более западных районов Гойтхской вулканической области.

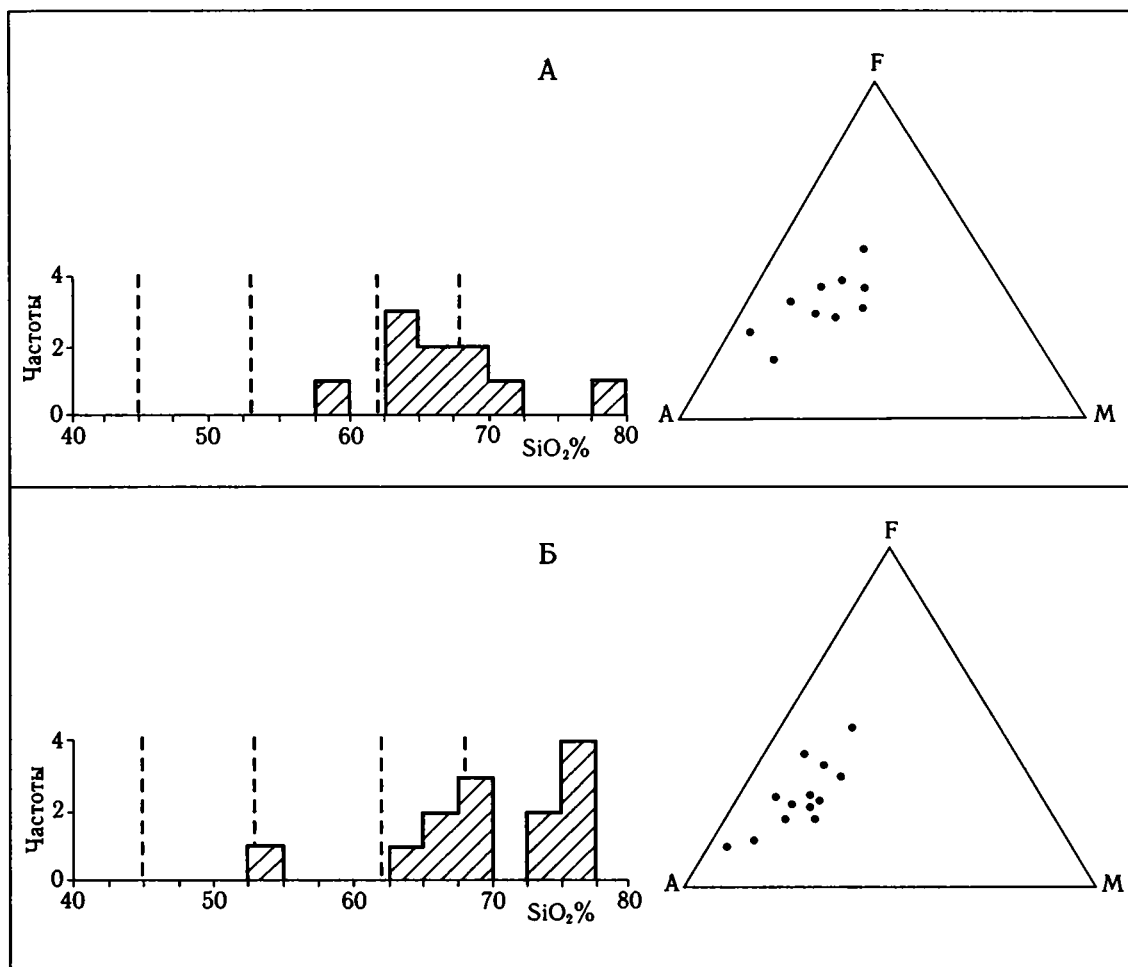


Рис. 2.26. Петрохимическая характеристика раннеюрских вулканитов. По данным М.А. Беридзе, А.Л. Канчавели, М.Г. Ломизе, Г.Р. Чхотуа

А — бассейн Большого Кавказа, южное обрамление осевого трюга (главным образом, в Сванетии и Закавказской Кахетии), риолито-дацитовая формация, синемюр — ранний плинсбах; Б — южный борт бассейна Большого Кавказа, Центрально-Абхазская вулканическая область, риолито-дацитовая формация, ранний плинсбах. Показаны: петрохимическая структура формаций (соотношение пород разной кремнекислотности) и диаграммы AFM (пояснение см. на рис. 2.24)

тового и риолито-дацитового состава, встречаются горизонты андезитов (см. рис. 2.26, Б).

Проявления вулканизма к югу от бассейна Большого Кавказа. В пределах Закавказского массива значительная часть вулканитов (так называемых нижних туффов), считавшихся прежде нижнеюрскими, оказалась палеозойской. К самым низам юры (к геттангу) относят только нарульскую свиту на Дзирульском выступе доюрского фундамента (см. рис. 2.23, Дз), где в полосе выходов Шроша–Нарула среди песчаников, гравелитов и конгломератов континентального происхождения залегает до 900 м туфов кислого состава, формировавшихся в субэралях условиях. На р. Квирила появляются также лавы основного состава. Датировка нарульской свиты остается предметом обсуж-

дения, есть мнение о ее доюрском (триасовом) возрасте [Схиртладзе, Топчишвили, 2004].

Малокавказская офиолитовая сутра, ограничивающая Закавказский массив с юга, маркирует положение самой северной ветви мезозойского океана Тетис. Среди офиолитов есть поздне триасовые и раннеюрские, а геохимические особенности пород, минералов и гомогенизированных расплавных включений, так же как и изотопные отношения Nd и Sr, указывают для этого времени на магматические проявления в условиях океанических надсубдукционных обстановок [Книппер и др., 1997; Zakariadze et al., 1996].

Наконец, в складчатую область Кавказа входит и Нахичеванский микроконтинент гондванского происхождения, находившийся в юре южнее Ма-

локавказской ветви океана Тетис. Там в юрское время в континентальных условиях произошли излияния базальтов, вулканогенная толща залегает с небольшим несогласием на верхнем триасе и с разрывом перекрыта отложениями верхнего аалена (см. рис. 2.23, Н). Мощность базальтов максимальна в Неграмском ущелье на р. Аракс (300 м), в северо-западном направлении она убывает и появляются горизонты туфов. Особенности химического состава пород характерны для континентальных толеитов [Ломизе, 1983].

Фазы вулканической активности

Вулканизм лейаса-аалена начался в геттанге, когда, видимо, произошли субаэральные извержения на небольшом участке Закавказского массива. Последующая вулканическая деятельность, уже в пределах Большого Кавказа, укладывается в три фазы: синемюр — ранний плинсбах, поздний плинсбах — начало раннего тоара и аален.

Синемюр — ранний плинсбах. На разных участках эта фаза начиналась, по-видимому, разновременно (в конце раннего синемюра, в позднем синемюре, в плинсбахе), поэтому различна и общая ее продолжительность: от 8 до 3 млн лет. Она выражена многочисленными, размещавшимися спорадически извержениями риолито-дацитовых и, в меньшем количестве, более основных магм. Вулканизм сопровождал заложение бассейна Большого Кавказа и происходил в мелководно-морских условиях вдоль обрамлений его будущего осевого трога, на бортах бассейна, а также севернее на Скифской платформе, где в это время формировались грабенообразные прогибы.

Поздний плинсбах — начало раннего тоара. На этой фазе продолжительностью до 5 млн лет вулканизм усилился, но был сосредоточен главным образом в глубоководном осевом трого бассейна Большого Кавказа. При этом состав вулканитов резко изменился, они представляли собой продукты излияния толеит-базальтовой магмы, которая не испытала существенной дифференциации. На востоке, в Заалазанской Кахетии, базальтовый магматизм охватил и южное обрамление осевого трога, где наряду с подводными излияниями формировалось большое количество субвулканических тел. Небольшие извержения лав иного состава, преимущественно андезитовых, произошли в наземных или мелководно-морских условиях на Скифской платформе.

Аален. Эта фаза, сравнительно кратковременная (до 3,5 млн лет), выразилась возобновлением вулканизма в осевом трого Большого Кавказа, но он локализовался на юго-востоке, а также на северо-западном окончании трого, где наряду с базальтовыми и андезито-базальтовыми произошли извержения риолитов внутрикорового происхождения. Небольшое количество туфового материала, как кислого, так и основного состава, известно там и на южном обрамлении осевого трого.

Геодинамические условия вулканизма

Вопрос о геодинамических условиях, в которых проявился на Большом Кавказе вулканизм лейаса-аалена, решается пока на геологическом материале с учетом петрохимических особенностей вулканитов, однако нет достаточных геохимических и изотопных данных, необходимых для более полного сопоставления с характерными вулканическими продуктами современных геодинамических обстановок.

О природе проявлений начальной фазы вулканизма (синемюр — ранний плинсбах) можно судить по тому, что и во времени, и по размещению они увязываются с заложением рифтогенных структур: бассейна Большого Кавказа и более мелких прогибов на Скифской платформе. Образование множественных внутрикоровых очагов дацитовой и риолитовой магмы выражает степень нагрева испытывавшей растяжение сиалической коры, который происходил при сопровождавшем рифтинг подъеме астеносферного вещества. Вулканиты начальной фазы, обнажающиеся по разные стороны от комплексов осевого трого, во многом сходны по своему составу. Петрохимические характеристики дацитовых и риолитовых пород согласуются с возможностью палингенного происхождения их магматических источников за счет пород континентальной коры.

На некоторых участках (в Авадхарской вулканической области и в Центральной Абхазии) параллельно с извержениями известково-щелочной кислой магмы изливалось небольшое количество толеитовых базальтов. Таким образом, уже в синемюре — раннем плинсбахе, на стадии заложения рифтогенного бассейна Большого Кавказа, под ним, в астеносферном выступе, началось выплавление той толеит-базальтовой магмы, которая в дальнейшем определяла характер вулканизма.

На следующей, второй, фазе вулканизма (поздний плинсбах — начало раннего тоара) не только

усилилась генерация этой магмы, но она получила свободный выход на поверхность в глубоководном осевом трог бассейна Большого Кавказа, где растяжение и утонение континентальной коры было максимальным. Большой объем связанных с этой фазой базальтоидов, слагающих эффузивные горизонты, силлы и дайки, не поддается полному определению, поскольку осевой трог был впоследствии тектонически сжат, перекрыт надвигами и его первоначальная ширина остается неизвестной.

По своему составу базальты принадлежат толеитовому типу. Они во многом сходны с континентальными толеитами, но в них меньше калия, понижена насыщенность кремнеземом, повышены глиноземистость, а также содержание натрия, который, по-видимому, привносился при зеленокаменных изменениях². Отмечаются и черты сходства с океаническими толеитами [Лордкипанидзе, 1980]. Однородность состава пород и низкая степень дифференциации исходного расплава (дисперсия по кремнезему 4,8), отсутствие или невысокая контаминация веществом коры, господство афировых структур указывают на быстрый подъем магмы к поверхности. В пределах наблюдаемого разнообразия пород отчетливо выражен толеитовый тренд дифференциации с накоплением железа на ранних стадиях процесса, что отражает «сухость» толеит-базальтовой магмы и служит еще одним свидетельством против существенного взаимодействия с богатыми водой породами сиалической коры.

К северу от бассейна Большого Кавказа, на Скифской платформе, извержения кислой магмы тоже сменились в позднем плинсбахе более основными, но главным образом андезитовыми, что может быть следствием взаимодействия глубинной базальтовой магмы с породами коры. Заметны геохимические признаки ее воздействия на внутрикоровые очаги плавления. По данным Ю.С. Хесса и др. [1993], для лейасовых (включая и нижнеплинсбахские) пород Карачаевской вулканической области изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мономинеральных фракциях плагиоклаза и апатита из андезитов, дацитов и риолитов невысоки (0,7039–0,7053), что, вероятно, свидетельствует о влиянии мантийного источника. На то же указывает и изотопный состав

кислорода в плагиоклазах из тех же пород: значения $\delta^{18}\text{O}$ небольшие, от +6,6 до +7,4‰.

Завершающая, ааленская, фаза вулканизма, которая полностью контролировалась осевым трогом бассейна Большого Кавказа, но проявилась только на его окончаниях, заметно уступает предыдущей фазе по интенсивности, однако примечательна в том отношении, что на северо-западе (в Гойтхской вулканической области), наряду с базальтоидным вулканизмом, проявился риолитовый. В отличие от более ранних толеитовых базальтов осевого трога, большая часть ааленских вулканитов основного состава, приуроченная там к чаталтапинской свите, представлена андезибазальтами (53,74% SiO_2) с менее отчетливыми признаками толеитового типа, сильно повышенной глиноземистостью, вариациями содержаний железа, титана, магния. Сходные особенности заметны там и в базальтах контрастной базальт-риолитовой формации свиты горы Индюк. Все это может быть следствием взаимодействия мантийной базальтовой магмы с породами континентальной коры при отсутствии тектонических условий для ее быстрого выхода на поверхность. Кроме того, небольшая часть этой магмы претерпела далеко зашедшую дифференциацию в направлении трахиандезита — натрового трахита, ее продукты проявились локально и связаны, вероятно, с отдельными очагами периферического типа.

Специфичны риолитовые породы этой контрастной формации, они обнаруживают как петрохимические, так и минералогические (вкрапленники альмандина, ксенокристаллы силлиманита) признаки палингенного происхождения за счет пород сиалической коры. На высокую флюидность риолитовой магмы указывает характер вулканических эксплозий, продукты которых, паремещенные по уклону морского дна, отлагались в виде мощных и весьма необычных кристаллотуфов [Ломизе, 1969]. Это своеобразные субаквальные аналоги игнимбритов, сложенные плагиоклазом, кварцем, K-Na полевым шпатом, биотитом и редкими зернами альмандина — сравнительно грубой фракцией пирокластических выбросов, более тонкая стекловатая фракция которых отделялась и уносилась течением. Можно полагать, что формирование внутрикорового риолитового очага происходило при воздействии более глубинного резервуара базальтовой магмы мантийного происхождения: петрохимические особенности указывают на разобшенность двух магматических источников, но чередование риолитовых и базальтовых извержений свидетельствует об их сосуществовании во времени. Таким образом, по-

² При обобщении этого петрохимического материала не могли быть полностью исключены те долериты, которые принадлежат более позднему (байосскому) поколению даек. Состав последних тоже толеит-базальтовый, так что указанная погрешность не должна была привести к существенным искажениям.

явление риолитовых пород в Гойтхской вулканической области, вероятно, тоже связано с затрудненным доступом к поверхности глубинной базальтовой магмы — с теми же особенностями тектонических условий ааленского времени, которые способствовали контаминации первичной базальтовой магмы коровым веществом и ее дифференциации в локальных очагах этой части осевого трога.

Близость лейасовых базальтов осевого трога континентальному типу толентов, так же как признаки взаимодействия базальтовой магмы аалена с сиалическим материалом, должны учитываться при решении давно обсуждаемого вопроса о характере корового субстрата под глубоководной частью бассейна Большого Кавказа. На северо-западе бассейна прямым указанием на наличие континентального основания служат ааленские риолиты с признаками палингенного происхождения. Поскольку в основании заключающей риолиты свиты горы Индюк предполагается надвиг [Панов, Пруцкий, 1983], значимость этого указания зависит от решения спорного вопроса о величине и направлении надвига³.

Таким образом, для ранней юры — аалена все проявления вулканизма в области Большого Кавказа находят свое место в процессе заложения и развития его рифтогенного бассейна, они служат одним из источников информации об этом бассейне. Между тем, часть этих проявлений нередко интерпретируется как признак существования в ранней юре зоны субдукции, ушедшей под северное обрамление бассейна Большого Кавказа и оставившей Северо-Кавказский вулканический пояс.

Когда в конце 70-х годов автор настоящего раздела вместе с М.К. Сухановым и А.А. Цветковым предложили для ранней юры концепцию Северо-Кавказского вулканического пояса, подобного поясам активных континентальных окраин, мы подчеркивали ограниченность и условность такой аналогии: латеральная петрохимическая полярность выражена неоднозначно, извержения связаны с небольшими разобщенными ареалами и многие из них размещались у самого края бассейна Большого Кавказа (т.е. без характерного arc-trench gap) [Ломизе и др., 1980]. Мы не предполагали формирования в этом бассейне океанической литосферы,

без которой невозможна нормальная субдукция. Приходится признать, что такая аналогия с вулканизмом активных континентальных окраин и в те годы не могла быть продуктивной.

В последующие десятилетия и другие авторы предполагали на северной границе раннеюрского бассейна Большого Кавказа зону субдукции и ее вулканический пояс [Лордкипанидзе и др., 1984; Evolution..., 1986]. Вопрос специально рассмотрели А.А. Цветков с соавторами [1986], однако при этом совместили в одном латеральном ряду структур «палеоостровной дуги» такие разновозрастные элементы, принадлежащие различным этапам развития, как толентовые базальтоиды Бзыбско-Казбекского трога (середина лейаса), известково-щелочные вулканы Дигоро-Осетинской, Авадхарской и Карачаевской вулканических областей (начало лейаса) и даже среднеюрский (байос) субщелочной комплекс Чегемско-Черекской вулканической области. Первый элемент полученного таким образом латерального ряда (глубоководный трог с толент-базальтовым вулканизмом) квалифицируется как «прижелобная часть островной дуги», что вызывает недоумение.

Для Карачаевской вулканической области тот же вопрос рассмотрели Ю.С. Хесс с соавторами [1993]. Их геодинамическая интерпретация выразилась изображением погружающейся на север зоны океанической субдукции, но этот вывод никак не аргументирован приводимым в статье геохимическим материалом, который, как справедливо отмечают авторы, указывает лишь на заметное участие мантийных источников в процессах магмогенеза.

Вулканизм байосского времени

Наблюдаемая по всему Кавказу резкая смена тектонических условий, которая произошла в раннем байосе, отчетливо видна в развитии вулканизма. До этого, в лейасе-аалене сравнительно слабые вулканические проявления были связаны с развитием бассейна Большого Кавказа, и их размещение определялось четкой продольной тектонической зональностью, т.е. рифтогенным дроблением континентальной коры по системе сбросов. После предбайосской фазы деформаций начался новый этап вулканизма, гораздо более мощного и охватившего обширную область современного Закавказья. Вулканы, преимущественно известково-щелочные, мощностью от первых сотен до 3000 м, распространены, начиная от Малокавказской офиолито-

³ Если предполагать надвигание свиты горы Индюк на чаталтапинскую, то, согласно общей вергентности тектонической структуры, более вероятно перемещение с севера, а не с юга, как это предложили Н.И. Пруцкий и В.А. Лаврищев [1989].

вой сутуры до южных склонов Большого Кавказа, перекрывая все оказавшиеся на этом пространстве тектонические единицы. Вместе с комагматичными гранитоидными комплексами они образуют вытянутый широтно Закавказский вулканоплутонический пояс, приуроченный к активной окраине юрского океана Тетис. На Большом Кавказе представлены также пояс долеритовых даек, маркирующий зоны растяжения земной коры в тылу вулканического пояса, и очень небольшие вулканические центры, которые размещались еще севернее, на краю Скифской платформы.

Закавказский вулканический пояс и геодинамические условия его формирования

Вдоль южных склонов Большого Кавказа вулканические породы байоса («порфиритовая серия») образуют почти непрерывную полосу выходов от р. Шахе до р. Большая Лиахва (Абхазо-Рачинская тектоническая зона, называемая также Гагра-Джавской), а далее на восток наблюдаются их небольшие разрозненные выходы в бассейне р. Ксани, в районе Душети, в долине р. Иори, на Кахетинском хребте и в районе Цители-Цкаро, а также близ Кахи, Шеки и Вандама. Во всей этой полосе извержения начались и завершились в байосе, между тем как южнее, ближе к фронту вулканического пояса, они продолжались и позже — вплоть до позднего мела (сантона) в Сомхето-Кафанской тектонической зоне. Накопление порфиритовой серии происходило в морской, преимущественно мелководной обстановке.

Продукты вулканизма на южных склонах Большого Кавказа главным образом андезибазальтовые и андезитовые (рис. 2.27, А), много пирокластических образования. При этом снизу вверх происходит направленное изменение состава пород, которое на центральном отрезке полосы выходов (в Верхней Раче и Южной Осетии) уточнил Г.Г. Ананиашвили [1988]: 1) базальты (преобладают), андезибазальты и андезиты, главным образом лавы и гиалокластиты с геохимическими признаками островодужных толентов; 2) андезиты (преобладают), андезибазальты, андезито-дациты и их пирокластиты (40–60%), геохимическая специализация преимущественно известково-щелочная; 3) андезито-дациты, дациты, а также подчиненные им андезиты и риолиты, представляющие собой дифференцированную известково-щелочную серию, существенно обогащенную некогерентными элементами, преоб-

ладают пирокластиты, много экструзивных тел и куполов выжимания. Значительная часть пород верхнего комплекса была уничтожена предпозднеюрской эрозией. На западе, в Абхазии, в верхах разреза есть трахиандезиты и другие породы с повышенным содержанием щелочей, особенно калия (шошонитовая серия), они резко обогащены редкоземельными элементами. Этих пород еще больше в крайних на востоке выходах Вандамского поднятия (Азербайджан).

При общем ареальном характере вулканизма многочисленные центры извержения контролировались сеткой разнонаправленных разломов. В среднем течении р. Ингури, где вулканогенная толща эродирована и вскрыты дайки, служившие подводными каналами, они образуют системы меридионального, широтного и диагональных направлений. Поскольку даже на участках с большой мощностью порфиритовой серии длительно сохранялась мелководная обстановка, весьма вероятно, что накопление вулкаников сопровождалось их компенсационным опусканием, сопряженным с разгрузкой магматических очагов.

Некоторое количество вулканического материала поступало на север в более глубокий морской бассейн с песчано-глинистой седиментацией, размещавшийся в тылу вулканического пояса. Там образовались небольшие по мощности горизонты, которые прослеживаются вдоль края пояса от р. Сочи на западе (негошская толща) к массиву Ачишхо на р. Мзымта, в бассейны рек Авадхара и Бзыби (кутыкухская свита). Сходное положение занимают, по-видимому, вулканы хребта Чутхаро и р. Лухунисцкали в Верхней Раче, а также горы Шакриани в Заазазанской Кахетии. Есть и вулканокластические турбидиты.

С байосской «порфиритовой серией» Закавказья связаны полифазные преимущественно гранитоидные интрузии, внедрившиеся главным образом в конце байоса — бате. Это Горабско-Келасурский интрузивный комплекс посреди поля вулкаников, а также Кардывачский, Санчаро-Бзыбский, Эцерско-Мулахский и Кирарско-Абакурский комплексы в полосе, протянувшейся севернее. Учитывая позднеальпийское сжатие и надвигание флишевых зон Южного склона, можно предположить, что эта полоса образовалась на некотором удалении от края вулканического пояса в его тылу. Согласно О.З. Дудаури и др. [2004], габброиды первых фаз внедрения комагматичны вулканитам байоса, а гранитоидная магма последующих фаз формировалась при воздействии мантийной магмы на сили-

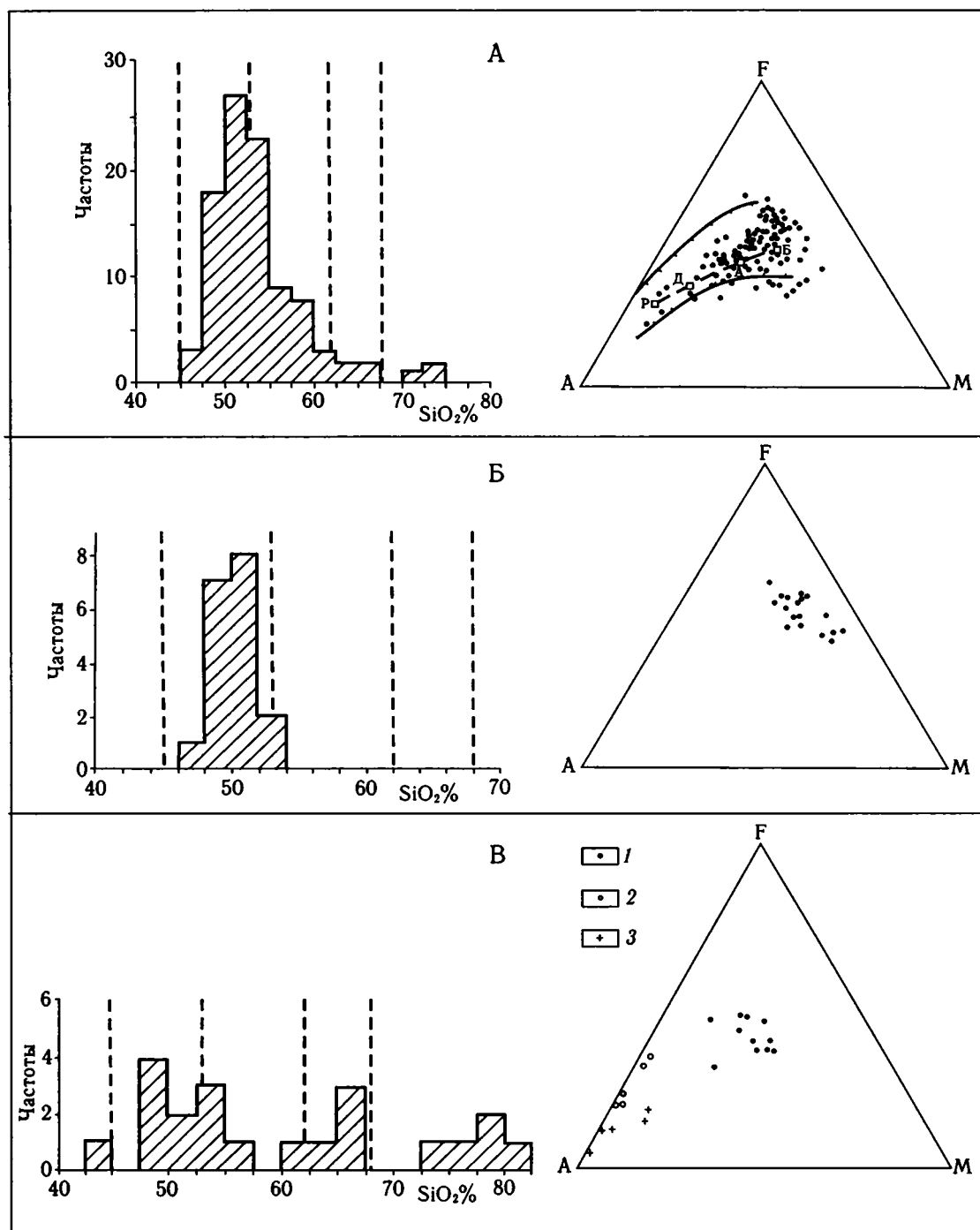


Рис. 2.27. Петрохимическая характеристика среднеюрских вулканитов и пород дайкового комплекса. По данным Ш.А. Адамия, Д.С. Белянкина, М.А. Беридзе, Л.А. Варданянца, Т.В. Джанелидзе, Г.С. Дзоценидзе, В.П. Еремеева, Б.В. Залесского, Г.М. Заридзе, В.А. Зухбая, М.А. Кашкая, А.П. Лебедева, М.Г. Ломизе, В.П. Петрова, М.К. Суханова, А.А. Цветкова, В.П. Цейтлина

А — часть Закавказского вулканического пояса в пределах южных тектонических зон Большого Кавказа, андезибазальтовая формация, байос (окопировано поле мезозойско-кайнозойского окраинно-материкового вулканического пояса Анд; Б, А, Д, Р — средние базальт, андезит, дацит и риолит современных вулканов в Андах по: [Dequelle, 1977]); Б — долериты дайкового пояса Большого Кавказа, комплексы Армхи-Аргун и Махис-магали; В — Чегемско-Черекская вулканическая область, Северный Кавказ, тешенит-риолитовая формация, байос: 1 — тешениты, 2 — трахиты, 3 — риолиты. Показаны: петрохимическая структура формаций (соотношение пород разной кремнекислотности) и диаграммы АФМ (пояснение см. на рис. 2.24)

ческую кору и ее частичном плавлении. С учетом новых радиологических датировок предложена двуступенчатая модель формирования единой вулканоплутонической ассоциации — от подъема мантийных базальтовых магм в байосе к прогреву сиалической коры, палингенезу и становлению гранитоидов в конце байоса — бате.

Как уже отмечалось выше, полоса байосских вулканитов Большого Кавказа — это всего лишь краевая часть более широкого Закавказского вулканического пояса субдукционного происхождения, который формировался вдоль активной континентальной окраины океана Тетис [Адамия и др., 1977; Лордкипанидзе, 1980; Ломизе, 1983]. Сиалический коколь, перекрытый осадочным чехлом, выступает из-под вулканитов в Шамхорском, Локском, Храмском, Дзирульском поднятиях и в антиклиналях Центральной Абхазии.

Особенности состава пород и тектонической структуры, характерные для энсиалических поясов субдукционного вулканизма, хорошо выражены и

в той краевой части Закавказского пояса, которая оказалась в пределах Большого Кавказа. Сопоставление с мезозойско-кайнозойским окраинно-материковым вулканическим поясом Анд показало большое сходство как в содержаниях петрогенных элементов, так и в трендах дифференциации (см. рис. 2.27, А). Распределение наиболее характерных элементов, нормированных по MORB, подтверждает сходство с породами субдукционных вулканических поясов, особенно энсиалических (рис. 2.28). Невысокие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах и андезитах (0,7032–0,7046) [Лордкипанидзе, 1980] и в габброидах интрузивных комплексов (0,7042–0,7057) [Дудаури и др., 2004] указывают на мантийные источники магмы.

Прослеживается латеральная петрохимическая полярность Закавказского вулканического пояса. При его ширине 150–200 км среднее содержание K_2O в андезибазальтовых породах нарастает по мере удаления от фронта пояса с 0,75% в Сомхето-Кафанской зоне до 1,11% — на Дзирульском

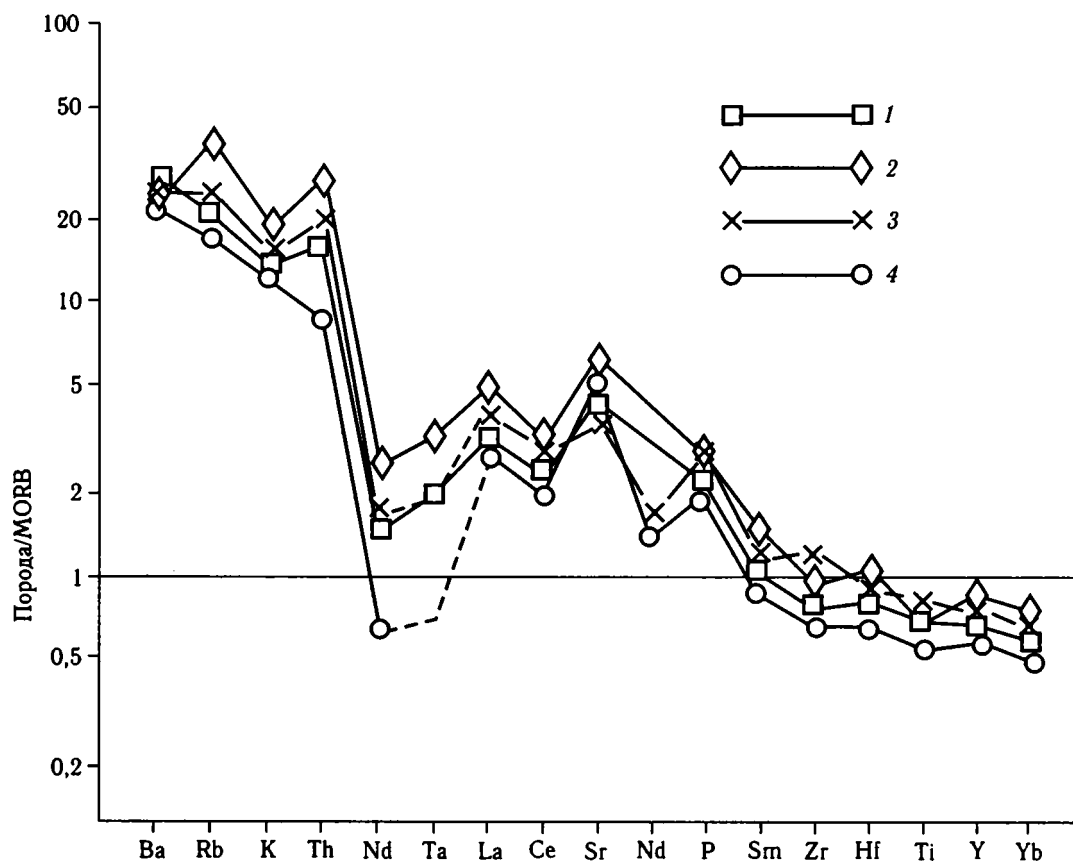


Рис. 2.28. Средний базальт (1) и средний андезит (2) андезибазальтовой формации Закавказского вулканического пояса (байос) в южных тектонических зонах Большого Кавказа между реками Мзымта и Кодори. Для сравнения даны современные базальты островных дуг: энсиалической Зондской (3) и энсиматической Новогёбридской (4). По К.Менгелу и др. [1993]

массиве и 1,79% — на южных склонах Большого Кавказа. При этом наблюдается также и характерное для субдукционных поясов снижение насыщенности кремнеземом по мере удаления от желоба: от $Q = 2,2$ до $OI = 5,7$ согласно расчетам нормативного состава андезибазальтов по CIPW. Особенности состава вулканитов фронтальной части пояса (Сомхето-Карабахской зоны) исследовали Г.С. Закариадзе с соавторами [1987], которые показали на геохимическом материале, что это главным образом породы толеитового типа, резко преобладающие над известково-щелочными и сходные с вулканитами Алеутской, Зондской и фронтальной зоны Японской островных дуг. Толеитовая специализация магм сохранялась там в течение всей средней юры, в то время как на удалении от вулканического фронта она уже в байосе успела смениться известково-щелочной, а в тылу пояса — и шошонитовой. В низах и середине разреза в Сомхето-Карабахской зоне немало высокомагнезиальных пород бонинитового типа, характерных для стадии заложения вулканических поясов над новообразованными зонами субдукции.

На северном краю вулканического пояса, у его границы с формациями глубоководного задугового бассейна Большого Кавказа, становится больше базальтовых лав, испытавших заметную альбитизацию. Среди андезитов замечена смена известково-щелочных разностей толеитовыми. В полосе шириной 20–30 км, как это детально проследили И.И. Абрамович и У.А. Березкина [1989], содержание K_2O быстро убывает от 2,5–3 до 0,5% (в пересчете на базальты с 50% SiO_2). Мы, однако, несогласны с выводом указанных авторов, которые сочли такое изменение состава вулканитов (в узкой краевой полосе пояса!) достаточным свидетельством существования в байосе еще одной зоны субдукции, наклоненной из Бзыбско-Казбекского бассейна на юг.

Мы считаем, что пока не находит подтверждения и другая идея — о принадлежности байосских вулканитов Закавказья не одному, а двум вытянутым параллельно субдукционным вулканическим поясам (островным дугам) с северной петрохимической полярностью, которые разделялись гипотетическим бассейном океанического типа. М.Б. Лордкипанидзе с соавторами [1984] высказали такое предположение, исходя из разницы в определениях палеомагнитной широты для северного и южного Закавказья, а также учитывая неравномерное размещение центров извержения и мощности вулканитов. Изложенные выше данные, в том числе

различия байосского магматизма на Малом и на Большом Кавказе, укладываются в схему единого широкого вулканоплутонического пояса, заложившегося в начале байоса над самой северной, краевой, зоной субдукции юрского океана Тетис, которая погружалась на север под континентальную окраину Лавразии.

Магматические проявления в тылу Закавказского вулканического пояса и на Скифской платформе

К северу от Закавказского вулканического пояса магматизм представлен дайковым поясом Большого Кавказа и небольшими вулканическими центрами на краю Скифской платформы.

Дайковый пояс Большого Кавказа. Протяженный пояс долеритовых даек прослеживается вдоль высокогорной части Большого Кавказа более чем на 700 км — от истоков р. Пшеха и верховьев р. Белая до рек Ахтычай и Усухчай (правые притоки р. Самур) [Ломизе, Суханов, 2006]. Составляющие его дайковые рои размещаются в полосе шириной до 20 км, на западе и на востоке пояс скрывается под чехлом келловейских и более молодых отложений (рис. 2.29).

Дайковый пояс следует согласно общему простиранию структур Большого Кавказа, но, вместе с тем, свободно наложен на четкую тектоническую зональность лейаса-аалена. Преобладают круто наклоненные и почти вертикальные дайки, секущие складчатость вмещающих пород. Точное определение границ и внутреннего строения пояса затруднено сходством принадлежащих ему долеритовых даек с такими образованиями, как многочисленные долеритовые силлы и дайки в циклаурской свите лейаса, а также как эффузивные базальтоиды этой свиты или (на Восточном Кавказе) аалена, особенно при крутом залегании слоев. На центральном отрезке пояса, где он пересекает выходы доюрского кристаллического фундамента, не менее трудна задача выделить принадлежащие поясу дайки среди разновозрастных базитовых даек фундамента.

Проблему разграничения преимущественно интрузивной «диабазовой формации Чимгис-кльде, Колотани и Ассы» и сходной по составу преимущественно эффузивной «диабазовой формации Чаохи и Рошки» еще в конце XIX в. обозначил Ф.Ю. Левинсон-Лессинг. Вслед за ним, Д.С. Белянкин, Л.А. Варданянц и многие более поздние исследователи поддерживали подобное разграничение и пыта-

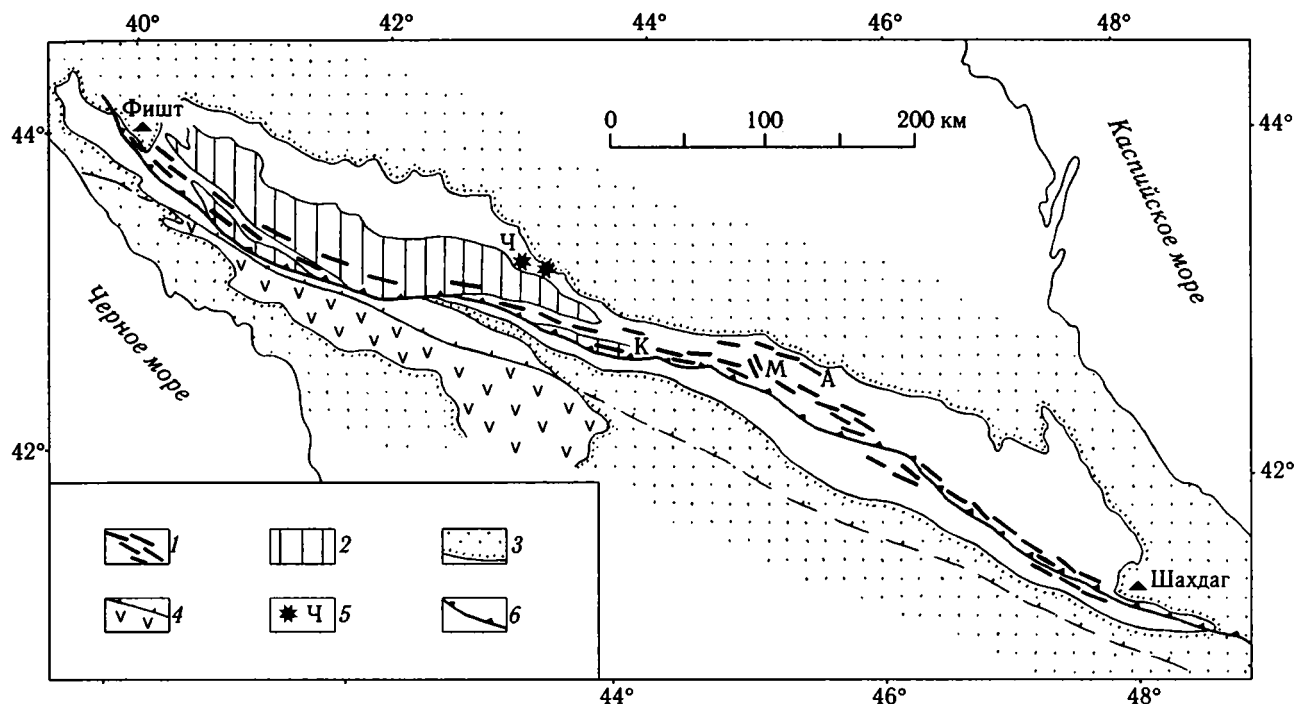


Рис. 2.29. Дайковый пояс Большого Кавказа, долериты послеааленского (байосского?) возраста

1 — размещение долеритовых даек, в том числе Казбекский (К) «диабазовый пояс», по Л.А. Варданянцу [1935], дайковые рой Армхи-Аргун (А) и Махис-магали (М), по М.К. Суханову [1975]; 2 — выходы доюрского фундамента; 3 — чехол келловейских и более молодых отложений; 4 — северная граница Закавказского вулканического пояса (по «порфиритовой серии» байоса); 5 — Чегемско-Черекская вулканическая область (байос); 6 — Главный надвиг Большого Кавказа

лись найти для него петрографические критерии (сохранность первичного плагиоклаза, уралитизация пироксена и т.д.), однако оказалось, что вторичные изменения в разновозрастных долеритах в зависимости от условий очень разнообразны и что глубокое преобразование пород встречается даже в относительно молодых дайках.

Дайковый пояс Большого Кавказа образовался главным образом вдоль Псеашхинской и продолжающей ее на востоке Метлюта-Ахтычайской тектонических зон, но выходит за их пределы как южнее (на Восточном Кавказе, где он наложился на сильно сжатые при складчатости комплексы осевого трога), так и севернее — в краевую часть Архыз-Гузерицкой и продолжающей ее Дигоро-Осетинской тектонических зон. Внутреннее строение пояса определяется неравномерным распределением даек. Отчетливо обособлены, в частности, вытянутые почти параллельно Казбекский «диабазовый пояс», выделенный Л.А. Варданянцем [1935], и прослеженный М.К. Сухановым [1975] рой даек шириной до 6 км, протянувшийся на 60 км от р. Армхи (правый приток р. Терек) до р. Аргун вдоль северного края пояса, где он наложен на край Дигоро-Осетинской тектонической зоны и интрузирует

юрские отложения до аалена включительно (дайковый комплекс Армхи-Аргун, см. рис. 2.29).

Для Казбекского «диабазового пояса» есть данные о структуре роя даек, который вскрыт в ущелье Терека. Согласно Д.К. Андрееву [1945], при общей ширине роя 7 км, на дайки приходится более 1 км (всего 450–460 даек). В подробно описанном 4-километровом отрезке профиля средний процент насыщения дайками (рассчитанный на каждые 400 м) — от 13 до 27% в центральной части роя. При этом доля даек, выражающая величину раздвига, не зависит от механических свойств вмещающих пород, которые на одних участках профиля представлены гранитами Дарьяльского и Гвилетского массивов, на других — глинистыми сланцами юры. Близкие количественные оценки получили для этого разреза Т.В. Гиоргобиани и Д.П. Закарая [2002], которые приводят данные и для соседнего пересечения по долине р. Асса, где средняя доля даек около 9% (в том числе до 25% на участках сгущения), а за пределами роя — около 0,7%. Эти авторы отмечают, что в каждом исследованном ими разрезе, наряду с дайками господствующего продольного (для Большого Кавказа) простирания, есть дайки диагональных и даже поперечного направления.

В верховьях р. Аргун в пределах Казбекского «диабазового пояса» М.К. Суханов [1975] описал вытянутый диагонально к нему дайковый рой горы Махис-магали север-северо-западного простираения шириной 3–5 км.

По своему составу долериты дайкового пояса соответствуют толеитовому базальту, весьма сходному по своим характеристикам с эффузивными и субвулканическим базальтоидами лейаса–аалена из Бзыбско-Казбекского трога (см. рис. 2.27, Б).

Время формирования дайкового пояса Большого Кавказа определяется с учетом того, что дайки были внедрены в уже кливажированные и смятые в складки отложения юры до ааленских включительно, и что они нигде не проникают в чехол келловейских и более молодых отложений. Важны соотношения, наблюдаемые в верховьях р. Белая, где пологозалегающие верхнеюрские известняки гор Фишт и Оштен выходят к водоразделу Большого Кавказа на непосредственном западном продолжении пояса, следующего вдоль Псеашхинской и краевой части Архыз-Гузери́пльской тектонических зон [Ломизе, 1969].

В свою очередь, возраст пересекаемой дайками складчатости зафиксирован предбайосским и предкелловейским несогласиями. В отношении кливажа Ю.О. Гаврилов с соавторами [1999] обращают внимание на его преимущественно доскладчатый характер и раннее начало развития еще в добайосское время. Заслуживает внимания и петролого-геохимическое сходство долеритов дайкового пояса с базальтоидами лейаса–аалена как по первичному составу пород, так и по характеру их вторичного преобразования. Таким образом, наиболее вероятен среднеюрский (байос–бат) возраст даек, принадлежащих, возможно, не одному, а нескольким поколениям в пределах этого интервала времени. Последнее может объяснить строение пояса на тех участках, где есть рои даек, секущие господствующее простираение. Развивая идею Г.С. Дзюценидзе [1948] и М.А. Беридзе [1983], мы полагаем, что внедрение большинства даек могло быть приурочено к байосскому максимуму тектономагматической активности, который выразился формированием мощной «порфиритовой серии» как главной составляющей вулканического пояса на кавказской субдукционной окраине Тетиса. Как в центральной части пояса, так и на его дагестанском отрезке описаны тектонические нарушения даек, вплоть до будинажа, особенно вблизи главных разрывных смещений.

Поскольку чехол келловейских и более молодых отложений в пределах выходов дайкового пояса

Большого Кавказа полностью эродирован, многие исследователи исходят из другой возможности и предполагают локализованное на этой площади более позднее внедрение всех или части даек, увязывая его во времени с событиями последующей тектонической истории вплоть до раннеплиоценовых (см. обзор у Т.В. Гиоргобиани и Д.П. Закарая [2002]). До появления надежных радиологических датировок такую возможность нельзя исключить, но мы считаем ее маловероятной.

Дайковый пояс Большого Кавказа выражает протянувшуюся на сотни километров зону растяжения, которая создала условия для подъема мантийной толеит-базальтовой магмы к верхам континентальной коры. Эта зона растяжения, если полагать ее возраст среднеюрским, находит свое место в латеральном структурном ряду активной окраины Тетиса: она была приурочена к геологически выраженной полосе поднятий на северном обрамлении байосско-батского задугового бассейна, образовавшегося над зоной субдукции в тылу Закавказского вулканического пояса.

Вулканические проявления на краю Скифской платформы. Небольшие и кратковременные проявления вулканизма известны для байосского времени севернее дайкового пояса Большого Кавказа на краю Скифской платформы — в Чегемско-Черекской вулканической области (Восточная Балкария), а также в бассейне Кубани по рекам Даут и Мара.

В Чегемско-Черекской вулканической области, небольшой по площади и по объему магматических пород, насчитывается до трех линзовидных вулканических горизонтов мощностью от нескольких десятков до 200 м. Они сопровождаются многочисленными субвулканическими телами главным образом пластового типа. Накопление вулканитов происходило в морской среде и местами сопровождалось подводно-оползневыми деформациями лав и пирокластических горизонтов. В низах разреза преобладают базальтоиды, выше — вулканиты среднего и кислого состава. Характерны субщелочные породы, главным образом тешениты и трахиты: исходная оливин-базальтовая магма эволюционировала вплоть до натровых трахитов и фонолитов. Однако есть и риолиты нормальной щелочности, скорее всего корового происхождения. Таким образом, в петрохимическом отношении эта байосская вулканическая формация сложна, объединяя весьма различные породы как повышенной, так и нормальной щелочности (см. рис. 2.27, В).

По аналогии с Чегемско-Черекской вулканической областью, к байосу были отнесены небольшие

лакколитообразные тела кварцевых ортофиоров, которые размещаются в границах раннеюрской Карачаевской вулканической области [Мирчинк и др., 1971]. Авторы основывались на сообщениях о том, что в долине р. Даут ортофиры внедрены в песчаники тоара, а на правобережье р. Мара подобные же породы прорывают отложения аалена.

Судя по составу пород, проявления байосского вулканизма на Скифской платформе имели глубокие мантийные корни. Эти совсем небольшие вулканические центры, вероятно, имели внутриплитную природу и образовались вне прямой связи с активной континентальной окраиной Тетиса.

2.4. Основные этапы геологического развития и геодинамика Большого Кавказа в ранней и средней юре

Из предыдущих разделов видно, что стратиграфия и состав отложений, проявления вулканизма и тектонических деформаций — все отчетливо выражает два существенно различных этапа развития, которые прошла область Большого Кавказа в ранней и средней юре: они охватывают лейас–аален и байос–бат. Определившую эти этапы резкую смену тектонических условий мы рассмотрим в контексте общей эволюции северного обрамления мезозойского океана Тетис на его кавказском отрезке. Заслуживает внимания и соотношение с тектоническими событиями глобального масштаба [Ломизе, 1987].

Бассейн Большого Кавказа как рифтогенная структура пассивной континентальной окраины Тетиса (лейас–аален)

Особенности распространения именно юрской фауны привели М.Неймайра еще в конце XIX в. к мысли о вытянутом широтно океаническом бассейне, который Э.Зюсс назвал именем Тетис. С тех пор происхождение Средиземноморского складчатого пояса, в том числе его кавказского отрезка, исследователи связывают с развитием и отмиранием океана Тетис. Уже несколько поколений палеорекоkonструкций, от основополагающих публикаций А.Сми-

та, Дж.Дьюи и Б.Бижу-Дюваля с соавторами в 70-х годах XX в. до палинспастических атласов под редакцией Ж.Деркура и др. [Evolution..., 1986; Atlas..., 1993] и работ последующего десятилетия [Stampfli, Bogel, 2002], трактуют этот процесс с новых геотектонических позиций как результат последовательного сокращения океана между пассивной Африкано-Аравийской окраиной и активной Евразийской, куда направлялась субдукция и где наращивался аккреционный пояс. При этом происходило рифтогенное дробление южных окраин с перемещением континентальных фрагментов к зонам субдукции. Следствием бывало временное прекращение («заклинивание») субдукции, и тогда на северном обрамлении океана появлялись пассивные континентальные окраины. Таково вероятное происхождение и юрских пассивных окраин начала альпийского этапа, которые могли образоваться при раскрытии мезозойского Тетиса как нового океанического бассейна к югу от прежнего [Sengor, Yilmaz, 1981].

Кавказский отрезок северной окраины Тетиса того времени наиболее благоприятен для палеорекоkonструкции, здесь сохранилось все пересечение от границы с океаном (Малокавказской офиолитовой сутуры) до Скифской платформы, где происходил переход к внутриплитным обстановкам. Новое понимание геологии региона, основанное на концепции тектоники плит, определила публикация В.Е. Хаина [1975], а вскоре Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе [1977] предложили первую реконструкцию Кавказской континентальной окраины, которую они считали активной, субдукционной для всего юрского времени. Мы видим, однако, все геологические признаки того, что субдукция началась позже, с байоса, и что для более раннего времени фактический материал дает палеорекоkonструкцию пассивной континентальной окраины [Ломизе, Панов, 1992]. Более полный вариант такой реконструкции для лейаса–аалена приводится на рис. 2.30, А и на рис. 2.31, А. Поскольку центральное положение на ней занимает бассейн Большого Кавказа, трактовка его тектонической природы и былой ширины имеет решающее значение.

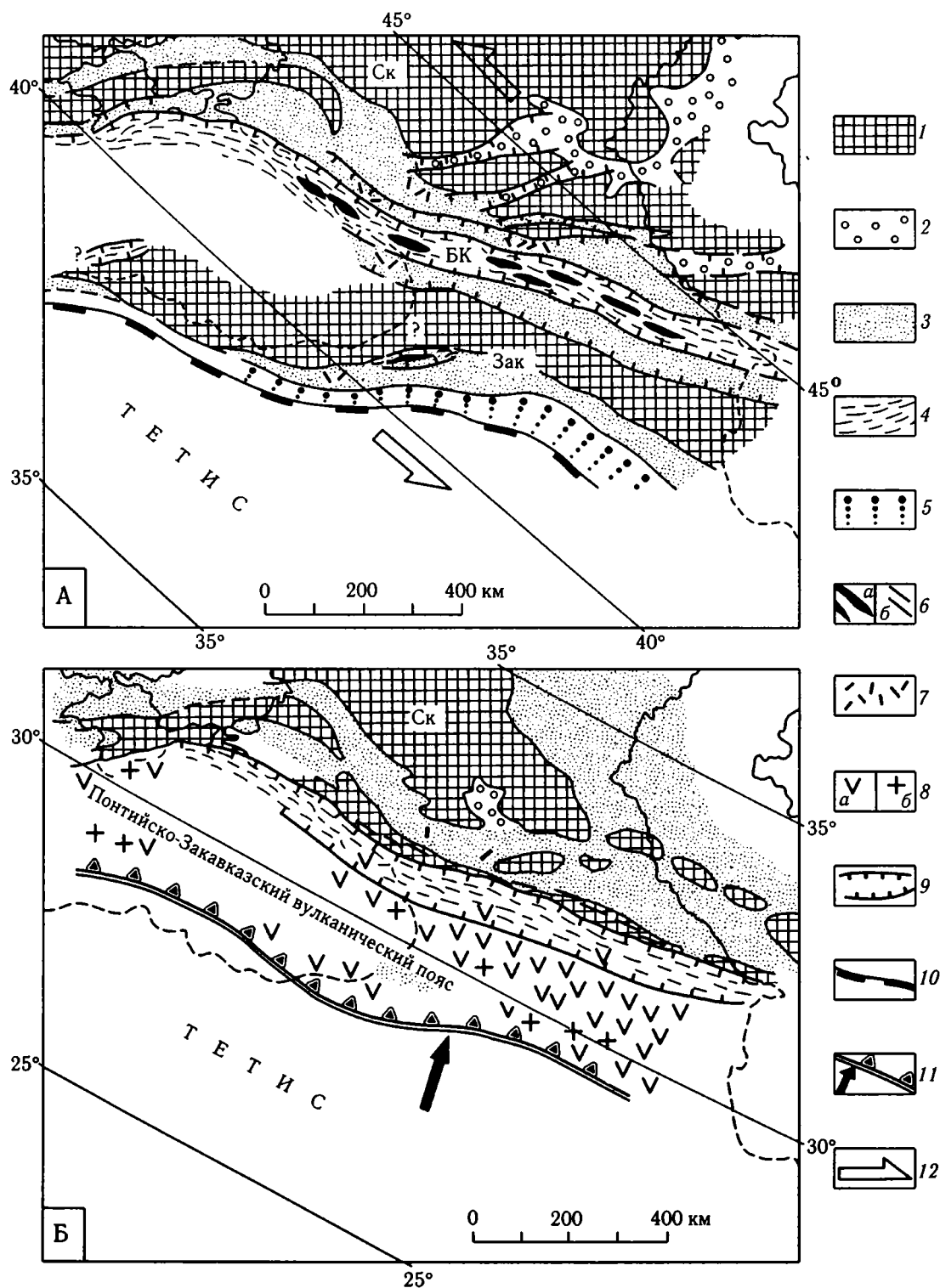
Тектоническая природа и размеры бассейна Большого Кавказа

Комплексы осевой части лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа сильно сжаты при складчатости и перекрыты надвигами, особенно на цент-

ральном отрезке. Поэтому полная ширина бассейна определяется лишь приблизительно и в зависимости от того, считать ли его рифтогенной структурой растяжения на континентальной коре, или уже раскрывшимся бассейном океанического типа,

размеры которого могли быть многократно увеличены спредингом.

Судя по устойчивой глубоководности бассейна (начиная с позднего плинсбаха), можно предположить, что он подстилался сравнительно тонкой ко-



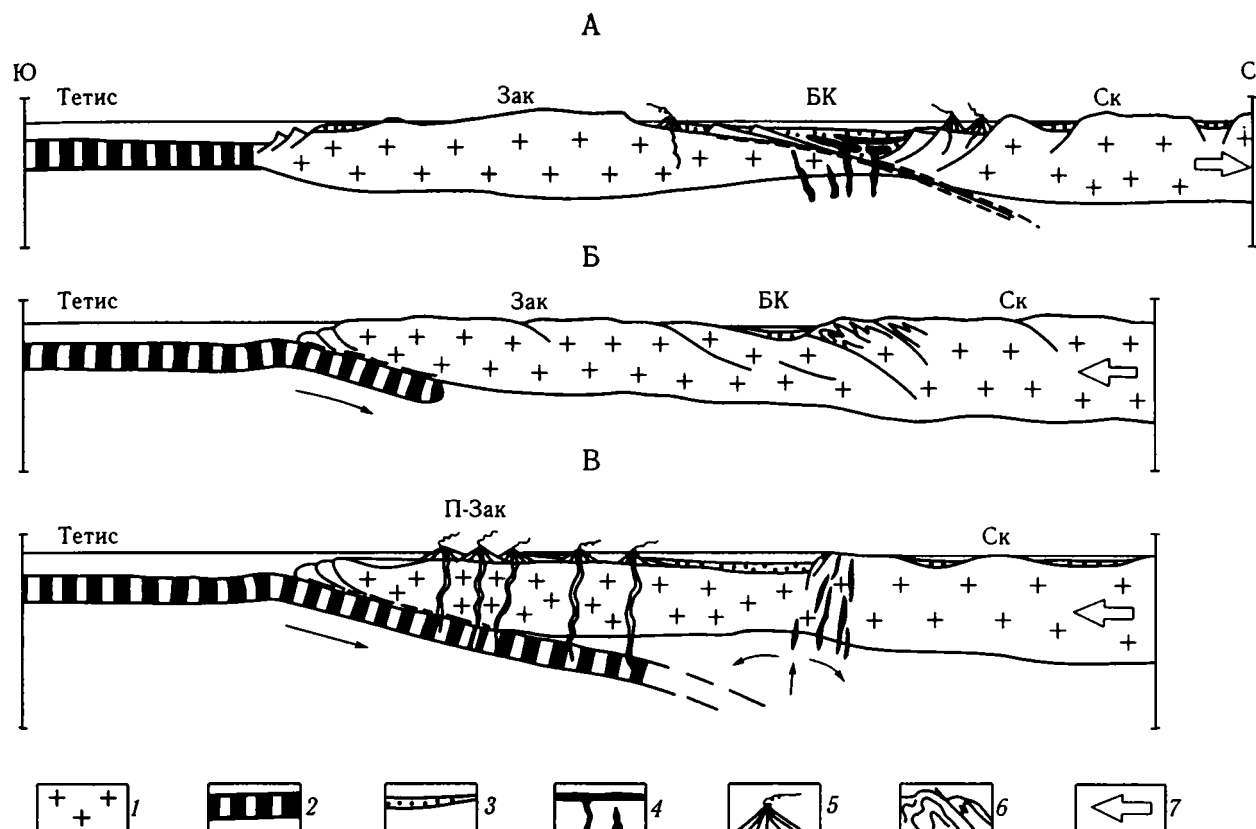


Рис. 2.31. Схема эволюции Крымско-Кавказской окраины Тетиса в ранней–средней юре [Ломизе, Панов, 2001]: пассивная континентальная окраина в ранней юре — аалене (А); амагматическая начальная фаза субдукции (конец аалена — начало байоса, 178–175 млн лет) (Б); активная континентальная окраина в байосе–бате после установления режима субдукции (В)

1 — континентальная кора Лавразии; 2 — океаническая кора Тетиса; 3 — осадочные бассейны континентальной окраины; 4 — базальтовый магматизм; 5 — сложные по составу вулканические серии; 6 — складчатость и разрывы; 7 — направление континентального дрефта.

Буквенные обозначения: Зак — Закавказский массив; БК — область Большого Кавказа; Ск — Скифская платформа; П-Зак — Понтийско-Закавказский вулканический пояс

рой, что впоследствии, с появлением горизонтальных сжимающих напряжений, определило локализацию складчатости и надвигов. Обнажения на обоих бортах бассейна и на обрамлениях его осевой части показывают, что их фундаментом служит континентальная кора. Она испытала растяжение с образованием системы почти параллельных сбросов запад–северо-западного и широтного простира-

ния, которые развивались конседиментационно и контролировали четкую продольную структурно-фациальную зональность. Океаническая кора могла бы подстилать только комплексы осевой части бассейна (принадлежащие Бзыбско-Казбекской тектонической зоне и ее аналогам), которые, весьма вероятно, были сорваны со своего основания, нигде не выступающего на поверхность.

Рис. 2.30. Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса для ранней и средней юры [Ломизе, Панов, 2001]: пассивная континентальная окраина в ранней юре — аалене (А) и активная континентальная окраина в байосе–бате, после установления режима субдукции (Б)

1 — области поднятия и размыва; 2–5 — области накопления отложений: 2 — континентальных, 3 — мелководно-морских, 4 — относительно глубоководных, 5 — в фациях континентального склона; 6 — толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 — прочие вулканы, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8 — вулканические (а) и интрузивные (б) образования Закавказского субдукционного магматического пояса; 9 — сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 — пассивная граница континент/океан; 11 — зона субдукции; 12 — вероятное направление напряжений. Палеошироты даны по Ж.Деркуру с соавторами [Atlas..., 1993]. Ск — Скифская платформа, БК — бассейн Большого Кавказа, Зак — Закавказский массив

Предположение о спрединговой, океанической природе и большой ширине осевой части лейаса-ааленского бассейна Большого Кавказа было принято в целом ряде работ [Лордкипанидзе и др., 1984; Evolution..., 1986; Дотдугев, 1989; Казьмин, Тихонова, 2005]. Однако мы исходим из того, что полное отсутствие офиолитов, их тектонических фрагментов или продуктов размыва и переотложения свидетельствует против такого предположения. Мы придаем значение и тем косвенным указаниям на континентальный характер коры, подстилавшей осевую часть бассейна, которые дает изучение образовавшихся там вулканитов. Как уже отмечалось выше, базальтоиды середины лейаса (циклаурской свиты и ее аналогов) заметно отличаются от толеитов океанических зон спрединга и обнаруживают некоторые признаки, сближающие их с континентальными толеитами. Эти признаки проявились еще отчетливей в базальтоидах аалена. Но наиболее убедительные данные есть для той части бассейна на северо-западе Большого Кавказа, где распространены риолитовые породы аалена с петрохимическими и минералогическими признаками палингеного происхождения за счет пород сиалической коры.

Таким образом, можно полагать, что и под осевой частью бассейна сохранялась континентальная кора, судя по его глубоководности, — сильно утоненная. Детальный седиментологический анализ в северных тектонических зонах выявил импульсный характер тектонического опускания дна с периодичностью от нескольких сотен тысяч до 1,5 млн лет: в начале каждого импульса интенсивность опускания была максимальной, затем оно замедлялось и, возможно, даже прекращалось [Гаврилов, 2002]. При этом распределение фаций контролировалось конседиментационными разломами, так что прерывистость опусканий скорее всего выражает режим сбросовых смещений в ходе рифтогенеза. Подчиненная роль базальтового материала (вулканических и субвулканических образований) в заполнении бассейна Большого Кавказа служит мерой той сравнительно небольшой доли от общего расширения рифтогенного бассейна, которая компенсировалась не деформационным утонением коры, а внедрением даек, питавших базальтовые излияния и образование силлов. Общее расширение, скорее всего, ограничивалось несколькими десятками километров.

Главный максимум меридионального растяжения, определявшего развитие рифтогенного бассейна Большого Кавказа, пришелся на поздний плинс-

бах — начало раннего тоара, когда скорости опускания дна резко возросли, обособился глубоководный осевой трог и в нем произошли массовые излияния мантийных базальтов. Как отмечалось выше при описании вулканитов, однородность состава, низкая степень дифференциации базальтового расплава и преобладание в излившихся породах афировых структур указывают на свободный быстрый подъем магмы к поверхности. Еще один вероятный максимум отмечен базальтоидами аалена, однако на этот раз выход мантийной магмы на поверхность был затруднен, что видно по петрохимическим признакам ее взаимодействия с сиалической корой и по более высокой дифференцированности. Происходивший при этом прогрев коры привел к палингенезу и образованию малоглубинных риолитовых очагов.

Если в бассейне Большого Кавказа не было океанического спрединга, то не могло быть и той зоны субдукции, которая предполагалась в ряде реконструкций на северной границе бассейна и которая увязывалась с проявлением там лейасового вулканизма. Как было показано выше, для этого вулканизма более вероятна связь с заложением рифтогенного бассейна.

Судя по некоторой асимметрии раннеюрско-ааленского бассейна Большого Кавказа (в том числе и в размещении ранних проявлений вулканизма), вполне возможно, что он развивался по известной модели асимметричного рифтинга, т.е. над пересекавшим кору пологим вязким сбросом (см. рис. 2.31, А). Северный наклон последнего мог предопределить южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций [Ломизе, 1996].

Латеральный ряд структур пассивной континентальной окраины

Располагавшийся на юге океанический бассейн — Малокавказская ветвь Тетиса — оставил офиолитовую сутуру, которая проходит от Амасии к оз. Севан и р. Воротан, отделяя структуры евразийской окраины от Нахичеванского массива гондванского происхождения (см. рис. 2.23). Среди этих офиолитов есть поздне триасовые и раннеюрские, что доказано находками радиолярий в вулканогенно-осадочных образованиях, а также Sm-Nd датировками габбро (225 млн лет) и базальтов (230–200 млн лет) [Книппер и др., 1997; Zakariadze et al., 1996]. При реконструкции обрамления Тети-

са (см. рис. 2.30, А) мы замкнули глубоководные впадины Черного моря, поэтому континентальный блок Понтид смещен к северу на 150–200 км. На центральном отрезке, где особенно важны альпийская складчатость и надвиги, расширена область Большого Кавказа и пододвинутого под него Закавказского массива, так что крайние тектонические единицы оказались южнее на 100–130 км. Это, по-видимому, минимальная величина смещения, которое, судя по палеомагнитным данным, могло быть и вдвое большим [Bazhenov, Burtman, 2002]. Соответственно изменилась проведенная по офиолитовой сутуре конфигурация границы континент/океан на нашей схеме.

На палеорекострукции для ранней юры — аалена вырисовывается пассивная континентальная окраина шириной до 500–600 км, где литосфера испытывала растяжение, выразившееся дифференцированным опусканием ее поверхности ниже уровня моря, а также заложением линейно вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Лейасовая трансгрессия пришла на эту окраину с юга и перекрыла сложное, гетерогенное основание. Опускания начались в геттанге, еще в континентальных условиях, в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа и на Закавказском массиве. В раннем синемюре морская трансгрессия захватила эту область и осевую часть бассейна Большого Кавказа, а в позднем синемюре распространилась на его северный борт. Наконец, в плинсбахе трансгрессия проникла на южную окраину Скифской платформы, а в тоаре–аалене — в ее внутренние бассейны.

Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа представляла собой непосредственно примыкавшую к океану часть пассивной окраины, постепенно погружавшуюся в его сторону. Континентальные грубообломочные отложения мошеванской свиты (геттанг?) соответствуют первой стадии погружения еще в континентальных условиях. Вышележащие мелководно-морские песчаники локчайской свиты (синемюр — нижний плинсбах) отвечают стадии распространения на погружавшуюся окраину шельфового морского бассейна, а флишонидные песчано-глинистые отложения джандарской свиты (верхний плинсбах — аален) формировались, по-видимому, уже на континентальном склоне [Панов, 2004а].

Дальше от края, в центральной части Закавказского массива, поднятия соседствовали с областями накопления маломощных мелководных отложений шельфа. В основном это была размываемая

суша, поставлявшая обломочный материал на север. Площадь ее была больше современной, она уменьшилась впоследствии при пододвигании массива под структуры Южного склона Большого Кавказа. Скорее всего в геттангское время в континентальных условиях началось формирование впадин, заполненных обломочными отложениями и вулканитами нарульской свиты. В синемюре на части территории был мелководный морской бассейн с накоплением песчаников мартотубанской свиты. С плинсбаха до аалена этот по-прежнему мелководный бассейн расширялся, в нем формировались мергели квирильской и органогенные известняки шрошинской свит.

Главная из рифтогенных структур континентальной окраины — бассейн Большого Кавказа — протянулся параллельно границе с океаном в 200–300 км к северу от нее. Вначале, в синемюре — раннем плинсбахе, преобладали условия мелководья с нестабильным режимом осадконакопления, происходило сравнительно медленное и равномерное погружение дна [Гаврилов, 2002]. В осевой части бассейна уже в это время накапливались глинистые осадки, а на ступенчато погружавшихся бортах формировались фациально изменчивые толщи гравелитов, кварцитов, глинисто-алевритовых пород иногда с линзами известняков. Локальные проявления вулканизма были распространены спорадически почти по всему бассейну, преобладали извержения кислой магмы из внутрикоровых очагов, выражающих прогрев коры с началом рифтогенеза. Этот процесс проходил при участии более глубоких очагов базальтовой магмы, небольшие количества которой тоже выходили на поверхность.

В позднем плинсбахе — аалене бассейн значительно расширился и резко углубился, продолжая заполняться песчано-глинистыми отложениями, а в осевом трого и, отчасти, на его южном обрамлении происходили трещинные излияния базальтов с внедрением многочисленных долеритовых силлов и других субвулканических тел.

Вдоль северного края бассейна Большого Кавказа следовала цепочка узких грабенных Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, заполненных мощными мелководно-морскими отложениями плинсбаха–аалена. Тогда же далее к северу, в Предкавказье, формировалась система грабенообразных впадин восток–северо-восточного простирания, заполненных континентальными, часто угленосными обломочными отложениями, среди которых встречаются вулканиты.

В целом, Кавказская континентальная окраина начала альпийского этапа, обширная и развивавшаяся в обстановке растяжения, во многом напоминает современный Западно-Арктический шельф Евразии с его системой рифтогенных «структур тектонического отрыва», утонением земной коры и большими мощностями отложений во впадинах.

Проявления тектоники растяжения, в том числе рифтинг, признаны для ранней юры характерной чертой пассивных континентальных окраин в масштабах всего Тетиса [Atlas..., 1993], они отражали обстановку уже назревавшего в то время распада Пангеи. В таком контексте может быть определенным образом интерпретирован и структурный рисунок размещения рифтовых впадин Кавказской пассивной окраины. Впадины Предкавказья, располагаясь эшелонированно, образуют оперяющую систему по отношению к бассейну Большого Кавказа, вытянутому параллельно границе континент/океан. Ориентировка этих оперяющих структур, соответствующая левостороннему сдвигу, позволяет заключить, что еще в лейасе—аалене определилось то напряженное состояние, которое уже в бате—келловее (с началом раскрытия Центральной Атлантики) переросло в левостороннее смещение между Гондваной и Лавразией, происходившее вдоль Тетиса.

Таким образом, в лейасе—аалене бассейн Большого Кавказа представлял собой отчетливо выраженную рифтогенную структуру, образовавшуюся в условиях растяжения и опускания пассивной континентальной окраины. Между тем, есть немало работ, в которых он трактуется как задуговой бассейн в тылу раннеюрской островной дуги, отделявшей его от океана Тетис [Лордкипанидзе, 1980; Evolution..., 1986; Nikishin et al., 2001]. Мы считаем, что заложение новой, мезозойской, зоны субдукции на кавказском обрамлении Тетиса достаточно надежно датировано концом аалена — началом байоса и что до этого, как уже показано выше, тектоническая обстановка соответствовала условиям пассивной континентальной окраины. Во все время формирования и заполнения бассейна Большого Кавказа еще не было островной дуги. Именно с началом субдукции в конце аалена континентальная окраина испытала то общее сжатие, поднятие и складчатость, которые положили конец развитию этого бассейна и других рифтогенных структур лейаса—аалена [Ломизе, Панов, 2001]. И только тогда образовались как Закавказская островная дуга, так и ее задуговой бассейн («бассейн Южного склона Большого Кавказа»).

Область Большого Кавказа как часть активной континентальной окраины Тетиса (байос и бат)

Палеорекострукция для байосского и батского времени представлена на рис. 2.30, Б и рис. 2.31, В. Граница континент/океан смещена на ней, по сравнению с лейасом—ааленом, несколько севернее, что условно отражает эффект предбайосской складчатости и надвигов.

Абхазо-Рачинская (Гагра-Джавская) тектоническая зона как северный край Закавказского вулканического пояса

Заложившийся в байосе Закавказский вулканический пояс был самым ранним звеном того неоднородного и разновозрастного в разных своих частях субдукционного пояса, который формировался и разрастался вдоль северной границы мезозойского Тетиса, начиная с этого времени и вплоть до палеогена. Пояс (вулканоплутонический, если учесть приуроченные к нему интрузии) протянулся на 2,5 тыс. км от Закавказья через Понтиды в Среднегорье Болгарии и далее до Баната и гор Апусени. Давно уже высказанная идея о единстве всего этого пояса [Bergougnan, Fourquin, 1980] находила в дальнейшем все новые подтверждения. Характерно выраженный субдукционный магматизм, вместе с тектоническими преобразованиями, означал превращение пассивной континентальной окраины в активную.

Самое полное развитие, как по длительности (с байоса по начало сантона, около 90 млн лет), так и по объему вулканитов, этот пояс получил как раз на кавказском отрезке, где он занимает главенствующее положение в структурном ряду активной континентальной окраины. Максимум субдукционного вулканизма пришелся здесь на самое начало — на байосское время, когда ширина пояса достигала 200 км. Но уже начиная с батского века магматизм сосредоточился на юге, вдоль фронтальной части пояса, которая известна как Сомхето-Кафанская тектоническая зона. Поэтому тот удаленный от вулканического фронта край пояса, который попадает в пределы Большого Кавказа как его самая южная Абхазо-Рачинская тектоническая зона, представлен только байосской «порфиритовой серией», рассмотренной в предыдущих разделах. Ее перекрывают мелководно-морские песчано-глинистые отложения батского яруса.

В зоне субдукции в ходе ее последующего развития возникали условия, благоприятные для тектонической эрозии. К сенону, когда произошло замыкание Малокавказской ветви океана и субдукция завершилась, уже был срезан весь комплекс пород активной окраины между вулканическим фронтом байосского времени и желобом, так что наиболее ранние вулканы Закавказского пояса оказались в непосредственной близости от офиолитовой сутуры [Ломизе, 1988].

Тектонические обстановки Большого Кавказа в тылу Закавказского вулканического пояса

В тылу субдукционного вулканоплутонического пояса в байосе–бате размещался неширокий, но глубоководный задуговой бассейн, наложенный на южную часть лейас-ааленского осевого трога и ее обрамление. Бассейн заполнялся глинистыми и флишеидными толщами, которые прослеживаются вдоль Южного склона Большого Кавказа, залегают согласно с ааленскими (возможно, даже без перерыва?) и так же, без видимого несогласия, перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. В байосе, когда вулканизм был максимальным, вулканический материал попадал и в краевую часть задугового бассейна. Так образовались линзовидные горизонты вулкаников, которые прослеживаются среди глинистых толщ байоса в полосе Игош–Ачишхо–Кутыкух–Чутхаро–Шакриани. Для байосско-батского задугового моря, так же как и для лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа (см. выше), мы, в отличие от некоторых авторов [Шрейдер и др., 1997], считаем маловероятным предположение об обширном бассейне с океанической корой.

Непосредственно севернее, на месте северных тектонических зон лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа, к началу байоса образовались поднятия, выраженные цепочкой островов, отделявших расположенные далее широкие, но мелководные бассейны Скифской платформы. Продукты размыва этих островов представлены в байосских песчаниках юрскими породами на Восточном Кавказе и аркозовым материалом на Центральном Кавказе, где из-под юры выступал кристаллический фундамент.

Там же, в пределах полосы поднятий, проявились растяжения и открылся выход мантийной толлит-базальтовой магмы: внедрились долериты, образующие дайковый пояс Большого Кавказа. Судя по данным, приведенным выше при описании пояса,

суммарная мощность даек на его пересечениях, т.е. величина связанного с их внедрением раздвига (разрастания) верхов континентальной коры, по-видимому, не превышала 1–2 км. Тем не менее, это выразительный элемент латерального структурного ряда среднеюрской активной окраины: растяжения над зоной субдукции не ограничивались образованием задугового бассейна, но дали еще и линейно вытянутую зону раздвига в его тылу.

К северу от полосы поднятий, на Скифской платформе, располагались возникшие в результате байосской трансгрессии эпиконтинентальные мелководно-морские бассейны, заполнявшиеся песчано-глинистыми отложениями [Панов, Стафеев, 2000].

В целом обстановка Кавказской активной окраины Тетиса после установления режима субдукции обнаруживает наибольшее сходство с современной окраинно-континентальной Зондской системой, с ее мощной вулканической островной дугой и обширными, главным образом энсиалическими, задуговыми бассейнами. В средней юре одновременно с Кавказской такой же была и Андская окраина, главный тектонотип активных континентальных окраин [Ломизе, 1983].

Начало субдукции на рубеже аалена и байоса можно рассматривать как восстановление того активного режима, который господствовал на северных континентальных окраинах Тетиса еще с палеозоя. Но какие тектонические причины определили именно этот переломный момент времени? Для более поздней истории океана Тетис, начиная с поздней юры, заложение новых зон субдукции коррелируется с относительными сдвиговыми перемещениями обрамлявших его континентов и с неравномерностью их встречного разворота, сокращавшего ширину бассейна [Evolution..., 1986; Atlas Tethys..., 1993]. Для средней юры такие события неизвестны. Напротив, согласно палеомагнитным определениям, ширина океана, по-видимому, оставалась почти постоянной.

Одна из возможных причин — тот дополнительный импульс активности, который получили окружающие Пангею зоны субдукции в связи с началом межконтинентального спрединга и центобежного дрефта ее фрагментов. Активизация этих зон субдукции выражена увеличением их магматической продуктивности не только на северном обрамлении Тетиса, но и на многих отрезках Американско-Антарктической окраины [Bartolini, Larson, 2001]. Другая причина, которая, возможно, имела значение для Кавказской континентальной окраины, это резкая смена направления континентального дрефта Ев-

разии: к началу средней юры северный дрейф сменился южным [Gurnis, Torsvik, 1994]. Начавшееся надвигание континента на океаническую литосферу также могло способствовать заложению зон субдукции и превращению пассивной континентальной окраины в активную. Поскольку ширина океана в это время существенно не менялась, субдукция должна была компенсироваться спредингом в южной части бассейна.

Проявления амагматической начальной фазы субдукции (конец аалена — начало байоса)

Кавказский отрезок юрской окраины Тетиса дает достаточно полный материал для того, чтобы восстановить события, сопровождавшие там образование зоны субдукции, превращение пассивной континентальной окраины в активную. Наибольший интерес представляет геологическое выражение той амагматической начальной фазы субдукции, которая предваряет формирование островодужных (или окраинно-материковых) вулканических поясов. Она соответствует отрезку времени от заложения зоны субдукции до момента, когда через несколько миллионов лет уходящая вниз океаническая плита достигает тех глубин, где начинает инициировать магнообразование. Этот отрезок времени был отмечен на Кавказе отмиранием рифтогенных структур растяжения и их магматизма, которое происходило в условиях поднятия пассивной континентальной окраины, сопровождавшегося складчато-разрывными деформациями сжатия.

Общее поднятие континентальной окраины выражено почти повсеместным перерывом осадконакопления в конце аалена — начале байоса (см. рис. 2.15). В самых южных тектонических единицах, непосредственно прилегавших к краю Тетиса, стратиграфический перерыв охватывает весь поздний аален, а также зону *Sonninia sowerbyi* и большую часть зоны *Otoites sauzei* раннего байоса, севернее он варьирует по продолжительности, но, как минимум, отвечает средней части зоны *Sonninia sowerbyi*. В этот узкий возрастной интервал поднятия охватили наибольшую площадь. Перерыв не зафиксирован только на Южном склоне Большого Кавказа в основании относительно глубоководных байосско-батских отложений. Его там не было, или он не замечен, так как контакты аалена и байоса во многих случаях тектонические. Таким образом, судя по разному объему стратиграфического перерыва, сначала была приподнята ближайшая к океану часть

континентальной окраины, а затем поднятия распространились на всю ее ширину. Последовавшие вскоре опускания охватили континентальную окраину почти одновременно.

Показательно, что осушение и размыв Кавказской континентальной окраины в конце аалена — начале байоса не согласуется с эвстатической кривой. В рамках соответствующего секвентно-стратиграфического цикла средней юры они произошли при самом высоком уровне Мирового океана [Naq et al., 1987] и, следовательно, выражают собственное поднятие континентальной окраины. Это поднятие, сопряженное, как мы полагаем, с началом субдукции, было столь интенсивным, что проявилось вполне отчетливо даже на фоне эвстатического максимума.

В обстановке поднятия уже в начале байоса произошли сжатие и почти полное замыкание бассейна Большого Кавказа с существенным сокращением его ширины, которое компенсировалось складчатостью и надвигами южной вергентности. Как мы уже отмечали выше, эта вергентность была, вероятно, predetermined в лейасе — аалене соответствующей глубинной асимметрией рифтогенного бассейна. Закрылись и узкие грабенообразные прогибы Пшекиш-Тырныузской шовной зоны у северной границы бассейна. С севера на них был надвинут край Скифской платформы (ее Лабино-Малкинской зоны), что способствовало складчатости. Висячем крыле надвига также заметны предбайосские складки. Наконец, еще севернее, в закрытых районах Предкавказья, на наибольшем удалении от границы континент/океан, предбайосская складчатость не установлена, но развитие грабенообразных впадин лейаса — аалена завершилось и там. Таким образом, деформации сжатия в конце аалена — начале байоса проявились почти по всей Кавказской континентальной окраине. Распределение складчатости и надвигов, крайне неравномерное, контролировалось размещением и ориентировкой сокращавшихся рифтогенных структур.

Не случайно эта складчатость, обычно называемая «предбайосской», не вписывается ни в одну из канонических глобальных фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом. Она представляет собой региональное явление, так что грузинские геологи предложили для нее специальное, местное, название «дзирульская фаза складчатости», по Дзирульскому горному массиву в Закавказье [Цагарели, 1980]. Обусловленная началом субдукции, эта фаза вписывается как один из эпизодов в проявления «ким-

мерийской складчатости» на северной окраине океана Тетис, где они были тесно связаны с последовательной аккрецией. Знаменательно, что, выделяя эту складчатость в начале XX в., Г.Штилле назвал ее по Киммерийским горам (горам Крыма и Добруджи), хотя, как выяснилось впоследствии, она проявилась еще полнее вне Тетиса, на внешних окраинах раннемезозойской Пангеи, которые сошлись в дальнейшем как обрамление Тихого океана.

Интересны данные о том, что на центральном отрезке Большого Кавказа, где горизонтальное сжатие рифтогенного бассейна в предбайосскую фазу было наибольшим, а смятые в складки толщи лейсааленских отложений перекрыл надвиг кристаллических пород фундамента, последние испытали прогрев с соответствующим омоложением К-Аг датировок. Такое омоложение произошло во фронтальной части тектонического покрова у Главного надвига — в «Перевальной тектонической подзоне» шириной до 10 км, где ранне- и среднепалеозойские метаморфиты макерской и буульгенской серий дали определения с максимумом по мусковиту и биотиту в интервале 160–140 млн лет [Сомин, 2000б]. По биотитам из палеозойских гранитов Дарьяльского массива их омоложение датируется в интервале 182–163 млн лет [Дудаури и др., 2000б]. Эти заниженные датировки указывают время последнего прогрева пород, которое, как мы полагаем, могло быть следствием утолщения сиалической коры в результате складчатости и надвигов при замыкании осевого трога Большого Кавказа в средней юре. М.Л. Сомин [2000а] приводит и другие признаки того, что, вопреки традиционным представлениям, для зоны Главного надвига роль юрских деформаций может оказаться главенствующей, а позднекайнозойское коллизийное сокращение локализовалось южнее, в полосе складчатости и надвигов на границе флишевых зон с Закавказским массивом. Отмечается, в частности, что принадлежащий среднеюрскому интрузивному комплексу Эцерский гранитоидный массив в Верхней Сванетии «залечивает» соответствующий участок Главного надвига, контактируя на северном крыле с древними кристаллическими породами и их верхнепалеозойско-лейсовым чехлом, а на южном крыле — с глинистыми сланцами лейаса другой тектонической зоны.

Наряду с общим поднятием, складчатостью и надвигами, на время преобразования Кавказской пассивной окраины в активную приходится также и пауза магматической деятельности, когда сам характер магматизма коренным образом изменился.

Прекратился свойственный лейасу—аалену рифтогенный вулканизм, его самые молодые проявления известны в осевом троге бассейна Большого Кавказа в верхах серии Гойтх, которые отнесены к зоне *Ludwigia munchisonae* верхнего аалена. Магматизм возобновился уже как субдукционный при заложении Закавказского вулканоплутонического пояса, его проявления начались в середине раннего байоса с зоны *Stephanoceras humphriesianum*, а места, возможно, с конца зоны *Otoites sauzei*.

Все в целом — прекращение рифтогенного магматизма, сжатие и подъем континентальной окраины, сопровождавшиеся складчатостью, надвигами и локальным прогревом коры, — мы рассматриваем как проявление амагматической начальной фазы субдукции. Ее продолжительность, около 3 млн лет (178–175 млн лет по шкале: [Gradstein et al., 1994], 173–170 млн лет по шкале: [Haq et al., 1987]), близка к расчетному времени перемещения переднего края слэба до глубин, инициирующих магмообразование в современных зонах субдукции. Учет амагматической начальной фазы позволяет точнее датировать заложение зоны субдукции при детальных палеореконструкциях (см. рис. 2.31, Б).

Устойчивое горизонтальное сжатие Кавказской континентальной окраины Тетиса в течение всей начальной фазы субдукции это — признак высоких сил сцепления на формировавшейся в то время конвергентной границе. Одна из вероятных причин — молодость и соответствующая плавучесть начинавшей субдуцировать океанической литосферы, возраст которой в средней юре, вероятно, не превышал 50 млн лет (если судить по поздне триасовым и раннеюрским датировкам офиолитов) или был несколько большим. При заложении зоны субдукции такая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и пододвигаться только при большом горизонтальном сжатии, преодолевающим силы сцепления. А оно поддерживалось до тех пор, пока фронт океанической плиты, уходя на глубину, все еще взаимодействовал с механически эффективной литосферой.

Только когда фронт субдуцировавшей плиты вошел в относительно вязкое вещество астеносферы, сжимающие напряжения снизились, Кавказская континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, а деформации сжатия прекратились. Приблизительно в то же время субдукция достигла глубин, где она инициирует магмообразование. Амагматическая начальная фаза завершилась, и уже с середины раннего байоса, с появлением За-

кавказского вулканического пояса, субдукция вступила в зрелую фазу своего развития.

Возможность подобной палеорекострукции подтверждается тем, что все главные элементы намеченной последовательности событий, происшедших на рубеже аалена и байоса, наблюдаются на современных активных границах плит: первые проявления сжатия с образованием взбросов и надвигов — в зоне Садо-Окусири у восточного края Японского моря; поднятие и деформационное сжатие висячего крыла при начале субдукции, а вскоре его опускание, прекращение деформаций и появление первых вулканов — в зоне Пуйсегюр (южнее Новой Зеландии); переход к нормальной субдукции, уходящей под новообразованный вулканический пояс — в Филиппинской зоне [Ломизе, 2003].

Выводы

Подводя итог изложенному, выделим некоторые выводы, касающиеся дискуссионных или не рассматривавшихся прежде вопросов геодинамики Большого Кавказа в ранней и средней юре.

Подтверждая представление о рифтогенной природе юрского бассейна Большого Кавказа (для лейаса—аалена), мы полагаем, что под ним, даже в осевой части бассейна, сохранялась континентальная кора. Об этом свидетельствуют состав излившихся базальтов, а также петрохимические и минералогические признаки риолитовых вулканитов, образовавшихся за счет пород сиалического фундамента. Четко выраженная продольная тектоническая зональность контролировалась рассекавшими доюрский фундамент конседиментационными сбросами с прерывистым режимом смещений. Расширение рифтогенного бассейна компенсировалось главным образом деформационным утонением коры, а внедрение даек, питавших базальтовые излияния и силлы, имело подчиненное значение. Предположение о спрединговой, океанической

природе и значительной ширине осевой части лейаса—ааленского бассейна Большого Кавказа не находит подтверждения, что согласуется с полным отсутствием офиолитов, их тектонических фрагментов или продуктов размыва и переотложения.

Рифтогенный бассейн Большого Кавказа развивался в течение лейаса—аалена как структура растяжения и опускания на пассивной континентальной окраине океана Тетис. Поскольку заложение зоны субдукции, преобразившей тектонический режим этой окраины, мы датируем концом аалена — началом байоса, исключается прежняя трактовка лейаса—ааленского бассейна как задугового: во все время его формирования и заполнения еще не было островной дуги. Именно с началом субдукции в конце аалена континентальная окраина испытала то общее сжатие, поднятие и складчатость, которые положили конец развитию этой и других рифтогенных структур. И только тогда, с байоса, образовались как Закавказская островная дуга, так и ее задуговой бассейн («бассейн Южного склона Большого Кавказа»).

Судя по некоторой асимметрии лейаса—ааленского бассейна Большого Кавказа (в том числе и в размещении ранних проявлений вулканизма), вполне возможно, что он развивался по модели асимметричного рифтинга, т.е. над пересекавшим континентальную кору пологим вязким сбросом. Северный наклон последнего мог предопределить южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций.

Мы считаем несостоятельной гипотезу о зоне субдукции, уходившей из лейаса—ааленского бассейна Большого Кавказа под его северное обрамление и оставившей там след в виде вулканических образований. Это согласуется с выводом об отсутствии на дне бассейна необходимой для субдукции океанической литосферы. Что касается соответствующих проявлений вулканизма, то как по составу пород, так и по их размещению относительно осевого трога они вписываются в процесс заложения и раннего развития рифтогенного бассейна.

Глава 3

Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа

М.Л. Сомин

Принято считать, что альпийский Большой Кавказ относится к числу достаточно полно исследованных складчатых сооружений Альпийского пояса. Действительно, длительное изучение региона позволило дать весьма полную характеристику стратиграфии и литологии его мезозойских и кайнозойских отложений, магматических комплексов, отчасти морфологии складчатых дислокаций и ряда других аспектов геологического строения. Тем не менее, к началу 90-х годов прошлого века оказалось, что тектонический стиль Большого Кавказа и происхождение его альпийской структуры трактуются принципиально по-разному. Многие авторы придерживаются традиционного взгляда на Большой Кавказ как на асимметричное складчатое сооружение антиклинорно-синклинорного типа. Но при этом разные исследователи предполагают различные причины деформации.

В.В. Белоусов [1989] и последователи его школы [Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993] считали, что формирование альпийской структуры Кавказа происходило под воздействием местных сил и не сопровождалось общим сокращением (уменьшением в поперечном направлении) исходной ширины подвижного пояса. В качестве главной причины деформаций называют процессы глубинного диапиризма, или адвекции, — сложного перемещения объемов горных пород, обусловленного нарушением их равновесия из-за появления инверсии плотности в пределах осадочного чехла. Иницирующим эти процессы явлением, по мнению названных авторов, а также М.М. Мстиславского [1970], было гранитизирующее воздействие альпийских гранитоидов. Другая версия [Шевченко, 1984], также отрицающая общее сокращение, связывает деформации с увеличением объема пород чехла, происходящим из-за привноса вещества. Был предложен и ком-

промиссный вариант [Яковлев, 1997], в котором предполагается одновременное проявление процессов общего сокращения и адвекции.

По мнению другой группы исследователей, альпийские деформации на Большом Кавказе происходили в обстановке общего горизонтального сжатия и сокращения ширины подвижного пояса. Однако масштаб сокращения, его механизм, геометрия результирующих структур, возраст главных деформаций понимаются неодинаково. Так, в некоторых работах предполагается, что сокращение сопровождалось субдукцией океанической или континентальной коры [Адамия, Беридзе и др., 1987; Адамия, Кипиани, Чичуа, 1987; Баранов и др., 1990], в других это явление отрицается [Сомин, 2000 б, г]. Традиционный взгляд на структуру деформированного альпийского чехла как на складчатую предлагает заменить ее интерпретацией как чешуйчатой [Панов, 2002]. Некоторые авторы считают, что основная фаза сокращения на всем Большом Кавказе имела позднеальпийский (эоцен и позже) возраст, но многие полагали и полагают, что сокращение было дифференцированным во времени и пространстве и что важное значение имели докелловейские фазы, а одним из первых об этом писал Л.А. Варданянц (1956 г.). Наиболее распространено представление, что альпийские деформации на Большом Кавказе связаны с поддвижением Закавказского массива, наряду с этим предложено рассматривать их в рамках модели «сдвига» [Расцветаев, 1997, 2002].

Особое место среди публикаций этой группы занимают работы С.И. Дотдугева [1986] и Г.И. Баранова с соавторами [1990], в которых Большой Кавказ трактуется как область «толстокожей» тектоники, напоминающей тектонику Гималаев. Постулируется, что ороген состоит из трех крупных тектонических пластин мощностью до 15 км (рис. 3.1).

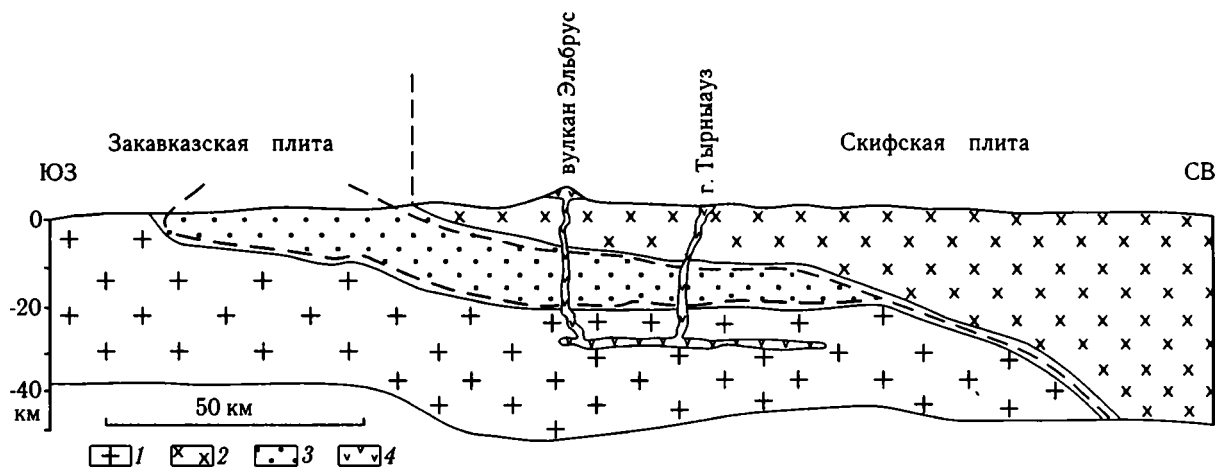


Рис. 3.1. Модель структуры Большого Кавказа. По О.М. Розену и В.С. Федоровскому [2001], с упрощениями 1 — Закавказская плита; 2 — Скифская плита; 3 — область Южного склона; 4 — области генерации магматических расплавов Эльбруса и эльджуртинских гранитов

Самая верхняя сложена фундаментом эпигерцинской Скифской плиты (Главный хребет и более северные территории) и перекрывающими его отложениями верхнепалеозойского–мезозойского чехла; предполагается, что эти комплексы по плоскости так называемого «надвига Главного хребта» были в постэоценовое время перемещены к югу на расстояние не менее 100 км относительно нижележащей пластины зоны Южного склона, сложенной породами дизской серии (комплекс основания) и мощными деформированными толщами мезозоя. Под эту пластину пододвинута самая южная пластина, состоящая из Закавказского массива и его мезозойского чехла. Эта точка зрения получила отражение в монографии В.Е. Хаина [2001] и легла в основу новой петрологической модели альпийского Большого Кавказа [Розен, Федоровский, 2001] (см. рис. 3.1).

Исследование структурно-стратиграфических соотношений между фундаментом и чехлом, особенностей альпийской деформации всех комплексов основания Большого Кавказа, позиции мезозойских интрузивных комплексов в его структуре, морфологии некоторых разрывных и складчатых структур и термической истории региона позволяет обсудить названные трактовки его строения и происхождения. Наш анализ будет в основном касаться той орографически осевой части Большого Кавказа, в пределах которой на поверхность выходят доюрское основание и которую обычно называют Центральным, или Северо-Западным, Кавказом.

Под *фундаментом* здесь понимаются комплексы пород, испытавшие региональный метаморфизм

выше начальной (филлитовой) стадии и отделенные структурно-метаморфическим несогласием от вышележащих неметаморфизованных комплексов. *Комплекс основания* — совокупность как метаморфизованных, так и неметаморфизованных пород, отделенных структурным несогласием от комплексов альпийского доорогенного чехла. *Кристаллиникумом* мы называем совокупность метаморфических и глубинных магматических (чаще гранитоидных) пород.

Напомним, что на Большом Кавказе стратиграфический объем и возраст комплексов основания разный в разных зонах (подробнее см. главу 1). На крайнем севере альпийской Лабино-Малкинской зоны (в палеозойской структуре это Бечасынская зона) фундамент представлен метаморфическим бечасынским комплексом; в состав основания здесь входят также отложения нижнего палеозоя, силура и девона и локально сохранившиеся молассы верхнего палеозоя, позднепалеозойские гранитоиды. Южнее, в пределах Передового хребта, комплекс основания представлен палеозойским кристаллиникумом, неметаморфизованными толщами девона — нижнего карбона, офиолитами, кристаллиникумом ацгаринского покрова, молассами верхнего палеозоя — триаса и одновозрастными с ними карбонатными отложениями на северо-западе региона. В зоне Главного хребта широко развит метаморфический фундамент, а в комплекс основания входят также отложения верхнего палеозоя. В альпийской зоне Южного склона основание представлено в основном палеозой-триасовой дизской серией, а альпийский дислоцированный чехол начинается с отложений синемюра (рис. 3.2).

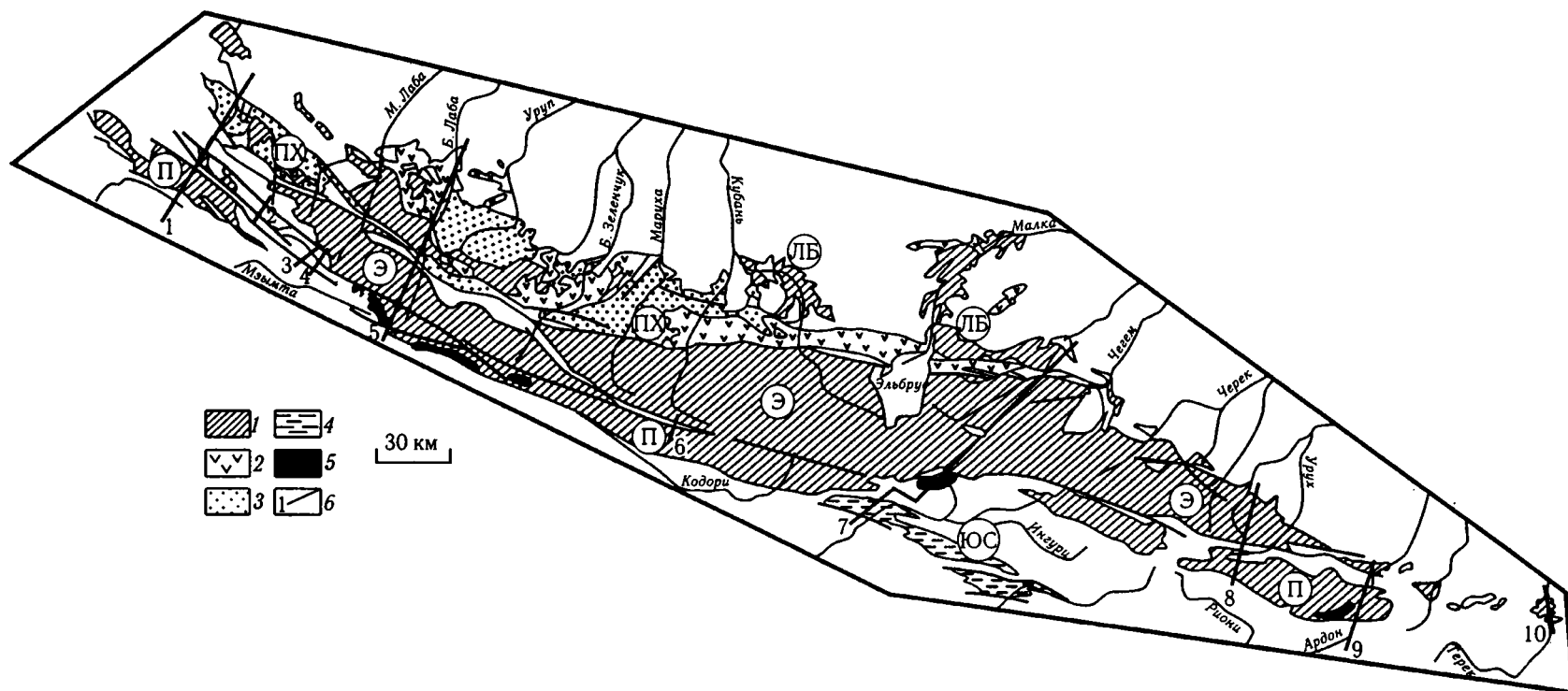


Рис. 3.2. Схема геологического строения северных и осевых зон Большого Кавказа

1 — метаморфические породы и гранитоиды доальпийского фундамента; 2 — вулканогенные и осадочные неметаморфизованные образования Передового хребта; 3 — верхнепалеозойские молассы и известняки Передового хребта; 4 — девон-триасовые отложения дизской серии Сванетии; 5 — батские интрузивные породы; 6 — положения геологических разрезов и их номера.

Буквы в кружках: ЛБ — Лабино-Малкинская (альпийская) зона; доальпийские зоны: ПХ — Передового хребта, Э — Эльбурская подзона зоны Главного хребта, П — Перевальная подзона зоны Главного хребта, ЮС — альпийская зона Южного склона

Подробная характеристика чехольного комплекса Большого Кавказа приведена в других главах этой книги. Нижняя, основная, часть чехла представлена терригенными, в небольшой мере вулканогенными породами лейаса-аалена. В байосе в южной части региона проявился мощный вулканизм окраинно-континентального типа; в бате здесь снова происходило терригенное осадконакопление. Отложения лейаса-аалена формировались в едином бассейне с общими этапами седиментации в пределах всех выделяемых для этого времени зон (см. главу 2 данной книги). Здесь не выявляется никаких аномальных, экзотических типов разреза, которые указывали бы на горизонтальную тектоническую аккрецию материала. Во всех зонах, за исключением Бзыбско-Казбекской, с несомненностью устанавливается залегание нижнеюрских отложений на дислоцированном доюрском основании. Учитывая присутствие толеитов, иногда предполагают что Бзыбско-Казбекская зона могла иметь энсиматическое происхождение и сформироваться в результате полного разрыва континентальной коры. Однако полное отсутствие хотя бы единичных линз серпентинитов или следов абиссальных кремнистых осадков среди обширного пространства интенсивно дислоцированных мезозойских отложений Большого Кавказа, включая зоны их тектонических контактов с породами фундамента, позволяют поставить это предположение под сомнение.

Более вероятно, что осадконакопление в юрское время происходило на континентальном основании, которое могло испытать значительное утонение. В последующей истории Большого Кавказа, судя по характеру осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, также не было эпизодов разрыва континентальной коры. Расчеты, учитывающие суммарную мощность осадков в области Южного склона, или трога Большого Кавказа, также показывают, что в начале кайнозоя, перед началом плиоцен-четвертичного горообразования, кора здесь могла иметь мощность порядка 15–17 км, т.е. быть утоненной континентальной [Ershov et al., 2003].

Палеотектонические интерпретации альпийской эволюции Большого Кавказа неоднозначны. Согласно одним авторам, раннеюрское прогибание продолжило без перерыва осадконакопление, начавшееся еще в среднем палеозое; этот непрерывно развивавшийся прогиб Большого Кавказа рассматривается как часть Тетиса [Адамия и др., 1977]. По нашему мнению, даже в приосевой части прогиба, в Сванетии, лейас (или, что полностью не исключено, отложения от самых верхних горизонтов

триаса до лейаса) залегают на более древних отложениях со структурным несогласием [Сомин, 1971]. Мощность кристаллической части коры здесь, вероятно, была меньше, чем севернее и южнее, что, видимо, и предопределило заложение осевой части юрского рифтогенного трога. В целом же в добайосское время территория Большого Кавказа была пассивной, испытавшей рифтогенез северной окраины Тетиса [Ломизе, Панов, 2001; глава 2 данной книги], а начиная с байоса, на ней начал формироваться окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс.

3.1. Особенности структурных соотношений комплексов основания и чехла

Характер и величина деформаций лейас-ааленских отложений чехла на Большом Кавказе существенно изменяются как от зоны к зоне, так, хотя и в меньшей степени, и в пределах единых зон ранне-среднеюрского времени. В целом они отчетливо и, вместе с тем, очень неравномерно нарастают с севера на юг, достигая максимальных величин в пределах осевых (Псеашхинской и Бзыбско-Казбекской) и Сванетской зон.

На севере, в Лабино-Малкинской зоне, нижнеюрские отложения деформированы очень слабо и слагают пологие моноклинали, осложненные крутыми разрывами и связанными с ними локальными складками, а также структурами конседиментационного (оползневого) типа. Почти во всех местах, где позволяет обнаженность, можно видеть хорошо выраженные базальные горизонты лейаса и их непосредственное налегание, часто с резким угловым несогласием, на комплексы основания. По данным Д.И. Панова [2002], в некоторых случаях моноклинали структура нарушена надвигами с южной вергентностью.

В пределах Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны деформации крайне неравномерны. Так, на ее восточном окончании, в районе Тырныауза и р. Герхожан, фиксируется очень крутое, до субвертикального, положение базальных пачек лейаса (фото 1, см. вкл.), что соответствует также крутому и даже локально опрокинутому положению фолляции контактирующих кристаллических сланцев и гнейсов Главного хребта и Бечасынской зоны. При этом сохранившиеся в истоках балки Большой Мукулан отложения лейаса смяты в тесно сжатые складки,

в целом составляющие щелевидную грабен-синклиналь, и несут круто ориентированный кливаж. Под воздействием Эльджуртинских гранитов эти отложения здесь метаморфизованы в андалузитовые роговики. В отдельных местах в этом районе известны и южновергентные надвиги [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2002]. Вместе с тем, еще восточнее, на правобережье р. Чегем, в пределах южной (Джунгусской) части данной зоны отложения лейаса залегают на метаморфических породах блыбского комплекса очень полого, трансгрессивно, с легким наклоном на север, примерно таким же, как и полосчатость метаморфитов.

На Северо-Западном Кавказе нижнеюрская Загеданская депрессия, к западу от Архыза разделяющая зоны Главного и Передового хребтов, структурно асимметрична. В ее южном борту отложения лейаса со срывами небольшой амплитуды трансгрессивно перекрывают кристаллические сланцы Главного хребта. При этом наклон слоев лейаса достигает 50° . Примерно такое же залегание имеет фолляция кристаллических сланцев в крутых северных бортах куполовидных антиформ Аркасара и Имеретинка. В самой депрессии залегание отложений лейаса близко к моноклиальному, под средними углами, и комплексы Передового хребта контактируют с этой структурой по крупноамплитудному крутому взбросу.

Северо-западнее расположена наиболее широкая и сложная часть Пшекиш-Тырныузской зоны, которую В.Н. Робинсон называл Промежуточной зоной. Выходы нижней и средней юры здесь чередуются с выступами основания, представленного метаморфитами и гранитоидами ацгаринского покрова, вулканитами девона, молассами верхнего палеозоя и известняками триаса. Характер залегания юрских отложений здесь четко зависит от того, в какой части структуры они расположены. На своде Пшекишского поднятия они залегают очень полого, без срыва, полностью сохраняя базальные горизонты. На юго-западном и юго-восточном бортах этого поднятия наклон этих отложений сначала составляет $15\text{--}30^\circ$, но на небольшом ($0,5\text{--}1$ км) удалении от поднятий быстро возрастает до $40\text{--}60^\circ$, и здесь появляются открытые складки. Крупными разломами, сопровождаемыми узкими горст-антиклинальными выступами основания (выступ горы Экспедиции и др.), состав которых аналогичен таковому Пшекишского поднятия, эти выходы лейаса отделены от Молчепинской депрессии, структурно относящейся к Промежуточной зоне и выполненной толщами Архыз-Гузери́льского типа, хотя и

отличающимися от опорных разрезов большей полнотой, мощностью и отсутствием континентального материала.

Сохранившиеся в северо-восточном борту этой депрессии базальные слои, без срыва перекрывающие круто залегающие известняки триаса, наклонены к юго-западу под углом не менее 40° и выше по разрезу сменяются сильно деформированными микроритмитами. Изменения в характере деформаций отложений лейаса при переходе от южного тектонического ограничения Пшекишского поднятия в Молчепинскую депрессию хорошо видны при следовании вверх по р. Белая (рис. 3.3). Почти непосредственно у названного ограничения, в 1 км севернее пос. Гузери́ль, отложения лейаса залегают круто (фото 2, см. вкл.) и смяты в мелкие складки с нейтральной или северной вергентностью. Здесь в еще слабоизмененных глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках, кливаж проявляется лишь в зачаточной форме в виде неправильной скорлуповатой отдельности, несогласной по отношению к слоистости. Однако уже на южной окраине Гузери́ля кливаж совершенно отчетлив и сопровождается крупными (десятки метров по ширине волны) сначала открытые, а далее к югу уже опрокинутые к северу складки. Переход к следующей в юго-западном направлении Кишинской депрессии в структурном отношении происходит незаметно: в каньоне р. Белой продолжают выступать мощные монотонные, интенсивно кливажированные крутозалегающие и частью с явно опрокинутым залеганием микроритмиты с отдельными горизонтами песчаников.

Фундамент этой депрессии выступает юго-восточнее. Он сложен гранитами и кристаллическими сланцами Софийского поднятия Главного хребта. Здесь на расстоянии около 15 км между истоками р. Чистая и правобережьем р. Холодная отчетливо прослеживается довольно мощная базальная, лишь локально (р. Уруштен) сорванная толща лейаса. Около фундамента она наклонена в сторону депрессии под углами $20\text{--}40^\circ$, однако по мере перемещения к ее осевой части залегание становится все более крутым, появляются складки и кливаж.

Очень показательным является изменение стиля деформаций отложений лейаса — аалена и подстилающего их фундамента в следующей к юго-западу структуре Главного хребта — Атамажинском поднятии. Последнее выделяется благодаря появлению из-под отложений юры ряда небольших выступов пород основания — Абаго, Чессу, Верхнекишинского и других на северо-западе, сложенных метаморфическими породами, и Малолабинского на

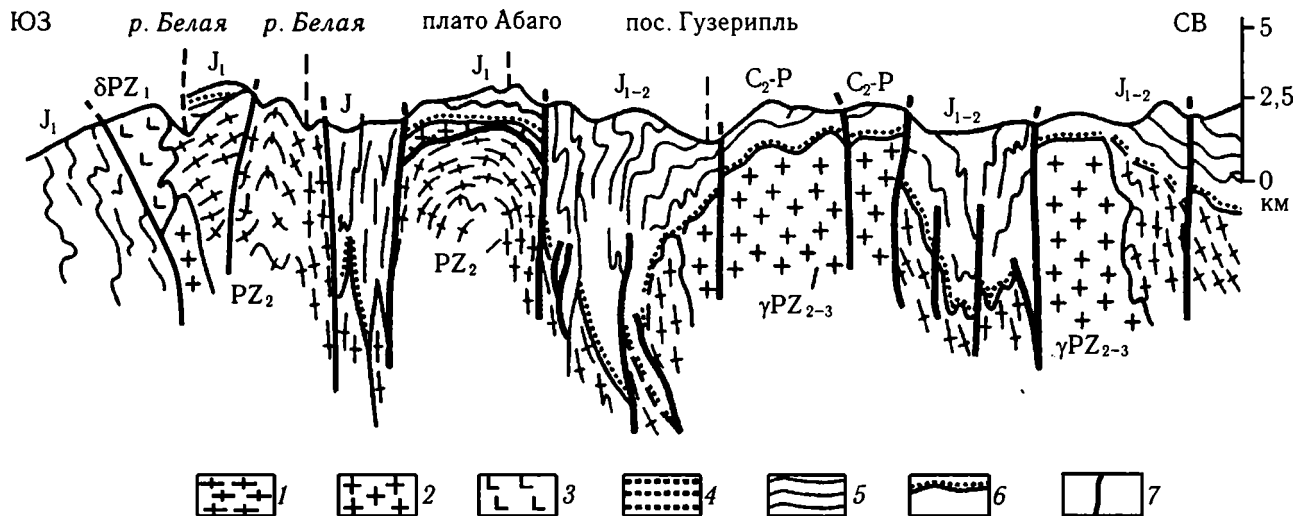


Рис. 3.3. Схематизированный геологический разрез по линии 1 (см. рис. 3.2): Чугушский выступ — Гузерипль — р. Белая

1 — метаморфические породы и положение их фолляции; 2 — докембрийские гранитоиды; 3 — палеозойские диориты; 4 — отложения верхнего палеозоя; 5 — отложения лейаса-аалена; 6 — базальные слои лейаса; 7 — разломы (здесь и далее).

Здесь и на других разрезах вертикальный масштаб равен горизонтальному

юго-востоке, представленного как метаморфитами, так и породами верхнего палеозоя. В схеме структурно-фациальной зональности ранней-средней юры эта область отвечает Псеашхинской зоне. Сейчас наиболее полно изучены районы выступов Абаго [Сомин, Смутьская, 2004] и Малолабинского [Сомин, Видяпин, 1987].

Выступ Абаго отделен с северо-востока и юго-запада региональными крупноамплитудными разломами от Кишинской и Теплякской нижнеюрских депрессий, в пределах которых, как уже отмечалось, в отложениях лейаса-аалена, представленных в основном микроритмитами, видны крутостоящие субизоклинальные складки, сопровождаемые интенсивным кливажем. Однако из-за малого числа пластов песчаника и труднодоступности каньона р. Белой трудно сказать, создают ли эти складки систему. Можно лишь утверждать, что залегание

не только кливажа, но и слоистости здесь очень крутое. Совершенно иначе выглядят строение и условия залегания пород чехла непосредственно над сводом выступа Абаго (рис. 3.4). Разрез выше базального тектонического срыва и небольшого пласта глинистых сланцев включает грубые аркозы (около 8 м) и выше — толщу мощностью около 300 м, обогащенную пластами песчаников и содержащую, по сообщению Д.И. Панова, горизонт кислых вулканитов и далее сменяющуюся упомянутыми микроритмитами. Залегание слоистости здесь везде устойчиво пологое (5–15°) (фото 3, см. вкл.), лишь слегка осложненное небольшими открытыми складками. Тем не менее, и здесь в пачках глинистого состава хорошо выражен крутой кливаж, имеющий общекавказскую ориентировку. При приближении к пограничным разломам наклон слоистости становится более крутым, структура усложня-

Рис. 3.4. Схематическая геологическая карта выступа Абаго (А) и разрез по линии А–В–С (Б)

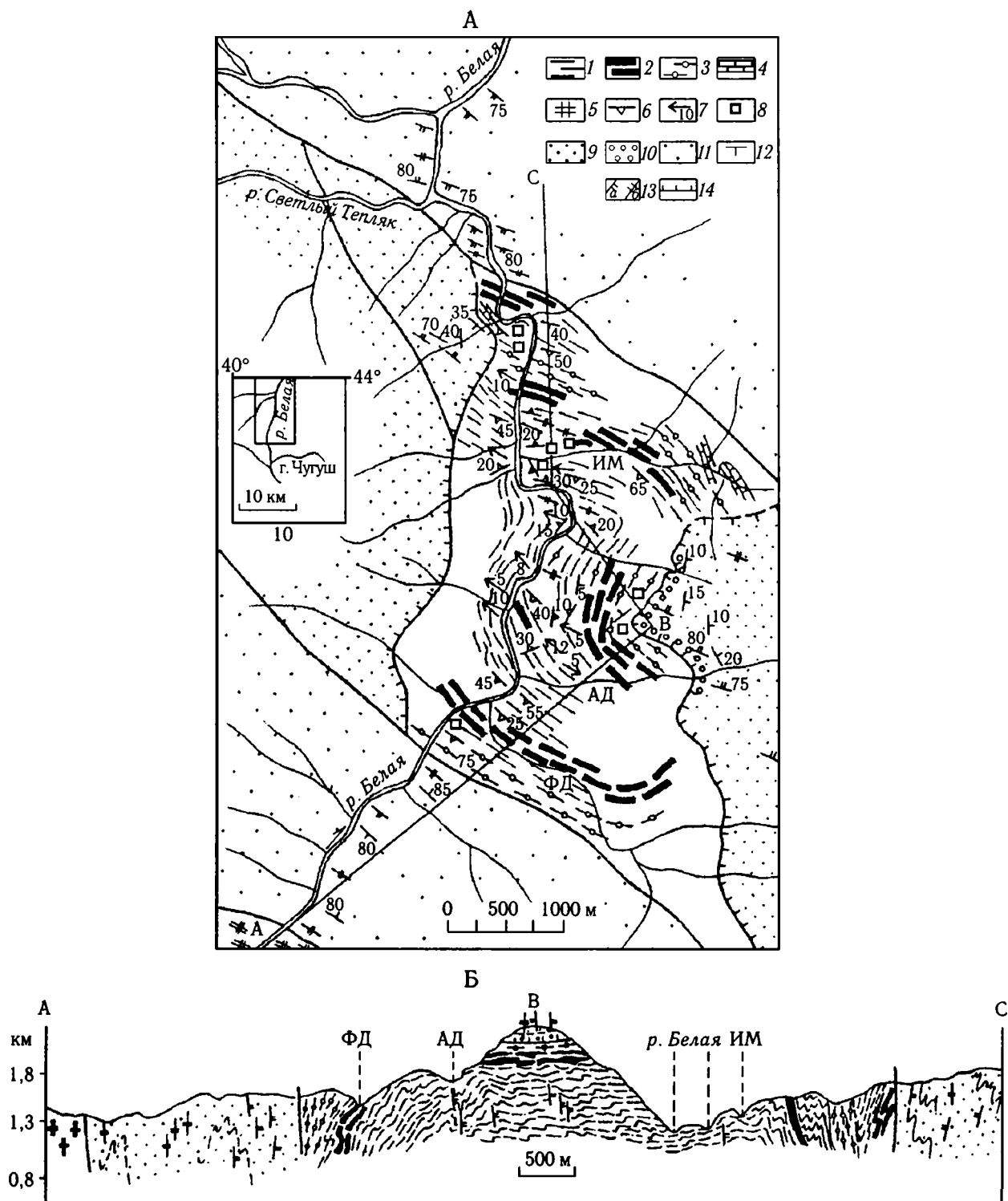
1–8 — породы доюрского фундамента и связанные с ними структурные элементы: 1 — биотит-гранатовые гнейсы и blastsмилониты по ним, 2 — метабазиты и blastsмилониты по ним, 3 — ортогнейсы по диоритам и гранитоидам, 4 — мраморы, 5 — ортогнейсы Чугушского выступа, 6 — положение плоскостей blastsмилонитовой фолляции, 7 — положение шарниров складок этой фолляции, 8 — участки с макроскопически различимыми реликтами высокотемпературных минералов; 9–13 — отложения юрского чехла и его структурные элементы: 9 — толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев нижней части лейаса, 10 — базальные аркозы в этой части разреза, 11 — микроритмиты верхней части лейаса, 12 — положение слоистости, 13 — положение плоскостей альпийского кливажа в отложениях лейаса и породах фундамента: а — наклонное, б — вертикальное; 14 — сорванные стратиграфические контакты.

Буквенные обозначения: ИМ, АД, ФД — названия балок (Имеретинка, Андриад, Федотова). На врезке — географическое положение района

ется, однако до какой степени здесь реализуется флексурный перегиб слоистости чехла от свода к бортам выступа, выяснить пока не удалось. Скорее всего, полного перегиба здесь нет.

Фундамент выступа Абаго представлен зелено-сланцевыми доальпийскими бластомилонитами по

высокотемпературным кристаллическим сланцам, метабазитам и ортогнейсам [Сомин, Смутьская, 2004]. Положение фолiae этих пород в центральной части выступа в целом пологое, а непосредственно на контакте с отложениями лейаса в области свода угловое несогласие между фундаментом и



чехлом практически отсутствует. В краевых частях выступа залегание фолiaeи метаморфитов становится все более крутым, а на севере, вероятно, опрокинутым. В результате ориентировка плоскостных текстур метаморфитов сближается с ориентировкой кливажа и осевых поверхностей складок в этих краевых зонах. Таким образом, структура фундамента имеет вид куполовидно-коробчатой складки с опрокинутым северным крылом, и сформировалась она при решающем вкладе альпийских (очевидно, киммерийских) движений. В пользу этого говорит и спорадическое появление в наиболее мелкозернистых разностях метаморфитов системы крутых слабоминерализованных трещин, секущих бластомилонитовую фолiaeию, ориентировка которых совпадает с таковой кливажа в отложениях лейаса (фото 4, см. вкл.).

Наблюдения в юго-восточной части Атамажинского поднятия (пересечения по р. Киша и ее притокам) показали, что и здесь непосредственно над выступами фундамента (например, в правом борту р. Киша) отложения лейаса залегают очень полого, хотя обычно сорваны. Однако выше по разрезу структура заметно усложняется — развиты открытые складки с пологой ориентировкой зеркала

складчатости, умеренным ($35-50^\circ$) наклоном слоев на крыльях и, в пачках глинистого состава, с отчетливо проявленным крутостоящим кливажем. Параллельно ему располагаются многочисленные дайки диабазов. В небольших тектонических клиньях пород фундамента проявлены субвертикальные зоны милонитизации, ориентированные аналогично плоскостям альпийского кливажа. Сходная картина наблюдается в истоках р. Лаура (рис. 3.5).

Можно заметить, что величина деформаций в этой области в целом существенно выше, чем непосредственно над выступами фундамента, но ниже, чем в структурных «щелях», одна из которых разделяет Атамажинское и Чугушское поднятия, а другая — рассекает сам Чугушский выступ вдоль р. Березовая.

Величина деформаций юрских отложений к юго-востоку от Чугушского поднятия также не остается постоянной. Близ этого поднятия толщи толсто-слоистых массивных песчаников наклонены моно-клинально под небольшими углами к северо-востоку. Кливаж здесь представлен редкой системой крутостоящих трещин. С узким крутым клином кристаллических сланцев, протягивающимся параллельно р. Ачипсе по ее левобережью, эти отложения

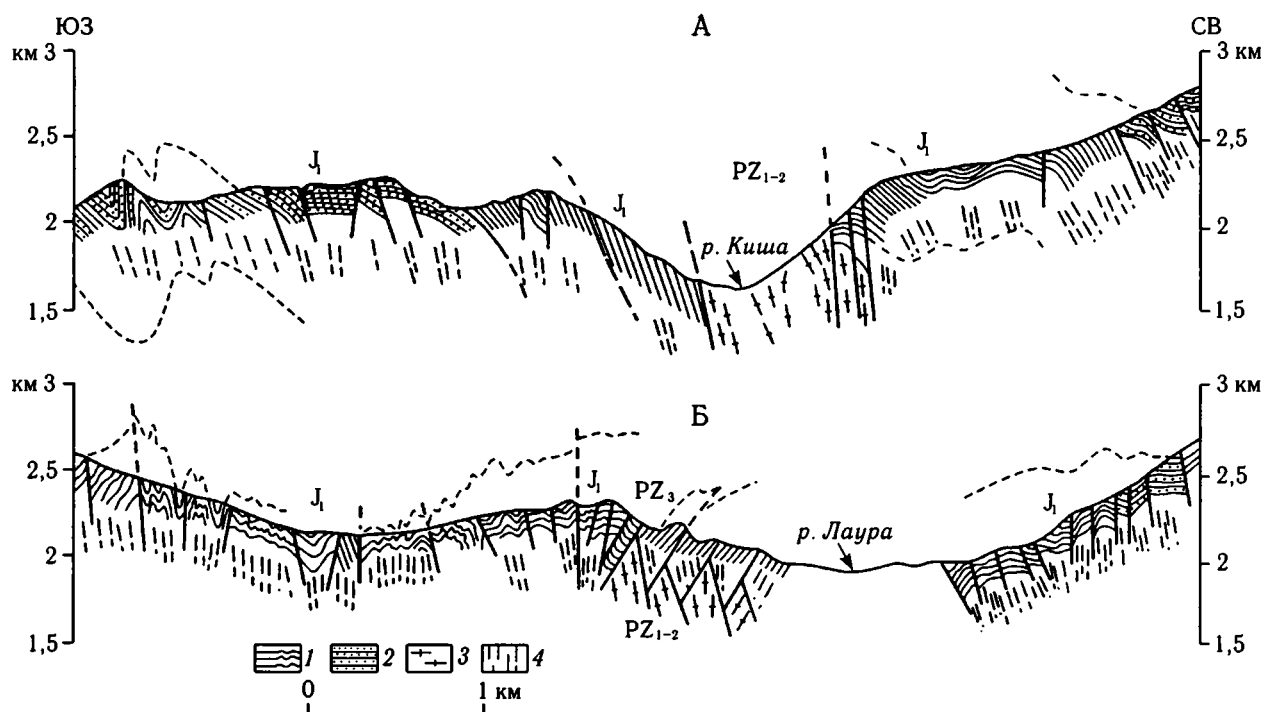


Рис. 3.5. Геологические разрезы Перевальной подзоны Главного хребта в истоках рек Киша (А) и Лаура (Б) по линии 2 (см. рис. 3.2)

1 — глинистые сланцы и алевролиты лейаса-аалена; 2 — толщи песчаников лейаса-аалена; 3 — метаморфические породы фундамента; 4 — положение кливажа в отложениях лейаса-аалена

контактируют по сравнительно пологой наклоненной к северо-востоку поверхности крупноамплитудного срыва. Юго-восточнее, на правом берегу р. Мзымта, в истоках ее притока р. Пслух, в области, примыкающей с севера к «надвику Главного хребта», отложения нижней и средней юры деформированы больше, чем чугушские песчаники. Если значительно более интенсивное распространение кливажа можно связать с более глинистым составом отложений, то большее распространение складок и достаточно крутой наклон их крыльев можно объяснить лишь общим нарастанием деформации.

Особый интерес представляет участок этой (Псеашхинской) зоны, расположенный между истоками рек Уруштен и Малая Лаба (в области ледников Псеашха) и названный нами Малолабинским выступом. Здесь был обнаружен [Сомин, Видяпин, 1987] выход древних ортогнейсов и кристаллических сланцев, трансгрессивно перекрытых конгломератами верхнего карбона и, выше, — метаморфизованными известняками перми и кремнисто-туфогенными породами также предположительно пермского возраста, над которыми располагаются дислоцированные отложения нижней юры (рис. 3.6). Соотношения между названными комплексами сильно осложнены крутыми разломами, субгоризонтальными срывами и замаскированы обильными дайками диабазов. Поверхность ортогнейсов деформирована и тектонически перекрыта пластичными пермскими мраморами, ниже которых в западинах рельефа сохранились фрагменты верхнекаменноугольных конгломератов. Пермские и юрские отложения дислоцированы в субизоклинальные складки с пологим зеркалом. Параллельно осевым поверхностям этих складок и субпараллельно зонам древних бластомилолитов в ортогнейсах развиты крутые альпийские зоны милонитизации.

В истоках р. Чистая кристаллические сланцы фундамента благодаря своей весьма совершенной фолиации оказались способными участвовать в чисто пликтивных дислокациях верхнепалеозойского — нижнеюрского чехла. Они составляют здесь ядро большой опрокинутой к северу складки, хорошо различимой в скальных уступах западного борта ледника Псеашха Южный (рис. 3.7). Эта картина аналогична установленной в Верхней Сванетии близ горы Ушба с той только разницей, что там конгломераты верхнего карбона и вышележащие отложения лейаса слагают ядро большой сильно сжатой Квишской синклинали [Сомин, 1971; Хуцишвили, 1972].

Для суждения о характере дислокаций нижнеюрского чехла и древнего основания в расположен-

ных юго-восточнее районах обратимся к области Архызско-Клычской депрессии, рассекающей фундамент Главного хребта на расстоянии около 30 км. Ширина депрессии почти не зависит от высоты рельефа, так что можно считать, что ее глубина не менее 4 км, а ограничивающие депрессию разрывы имеют субвертикальное положение [Долгинов, 1958] (фото 5 и 6, см. вкл.). Нижнеюрские отложения, выполняющие эту депрессию, характеризуются субвертикальным положением слоистости, развитием интенсивного вертикального кливажа и, по крайней мере, мелких изоклинальных складок, сопряженных со слайдами.

В северном борту депрессии в разрезе по р. Бульген, на правом берегу Домбай-ульгена и в районе перевала Халега (водораздел рек Аксаут и Маруха) сохранились базальные слои лейаса. В первом случае вдоль них проходит срыв, а сами слои, включающие здесь линзу вулканитов, круто наклонены к юго-западу, т.е. находятся в нормальном положении; во втором случае слои несколько запрокинуты к югу близ крутого разлома. В районе перевала Халега на высоте 2800 м базальные слои без заметного срыва перекрывают кристаллические сланцы фундамента и наклонены к югу под углом около 30°, так же, как и фолиация сланцев (рис. 3.8). В Домбае, также высоко над депрессией близ вершины Мусатчери и на склоне массива Семеновбаши тоже сохранились нижние горизонты лейаса с мощными плохо сортированными валунными базальными конгломератами, которые залегают в этих районах очень полого и состоят исключительно из продуктов разрушения слюдяных сланцев нижежащего макерского комплекса (фото 7, см. вкл.). На хребте Мусатчери ниже конгломератов проходит срыв. Фолиация кристаллических сланцев на северном борту депрессии круто наклонена под нее, однако на некотором удалении к северу, например, в районе месторождения Кти-Теберда, она приобретает очень пологое положение.

Таким образом, Архызско-Клычская депрессия представляет собой асимметричную щелевидную структуру. Ее южное тектоническое ограничение вертикально, залегание слоистости и кливажа отложений лейаса здесь субпараллельно положению фолиации и полосчатости метаморфитов буульгенского комплекса. Северный борт депрессии можно рассматривать как сильно осложненную крутыми разрывами флексуру, крутую и частью даже запрокинутую к юго-западу внизу и все более пологую по восстанию крыла и, очевидно, переходящую на севере в субгоризонтальный свод. Вместе с тем,

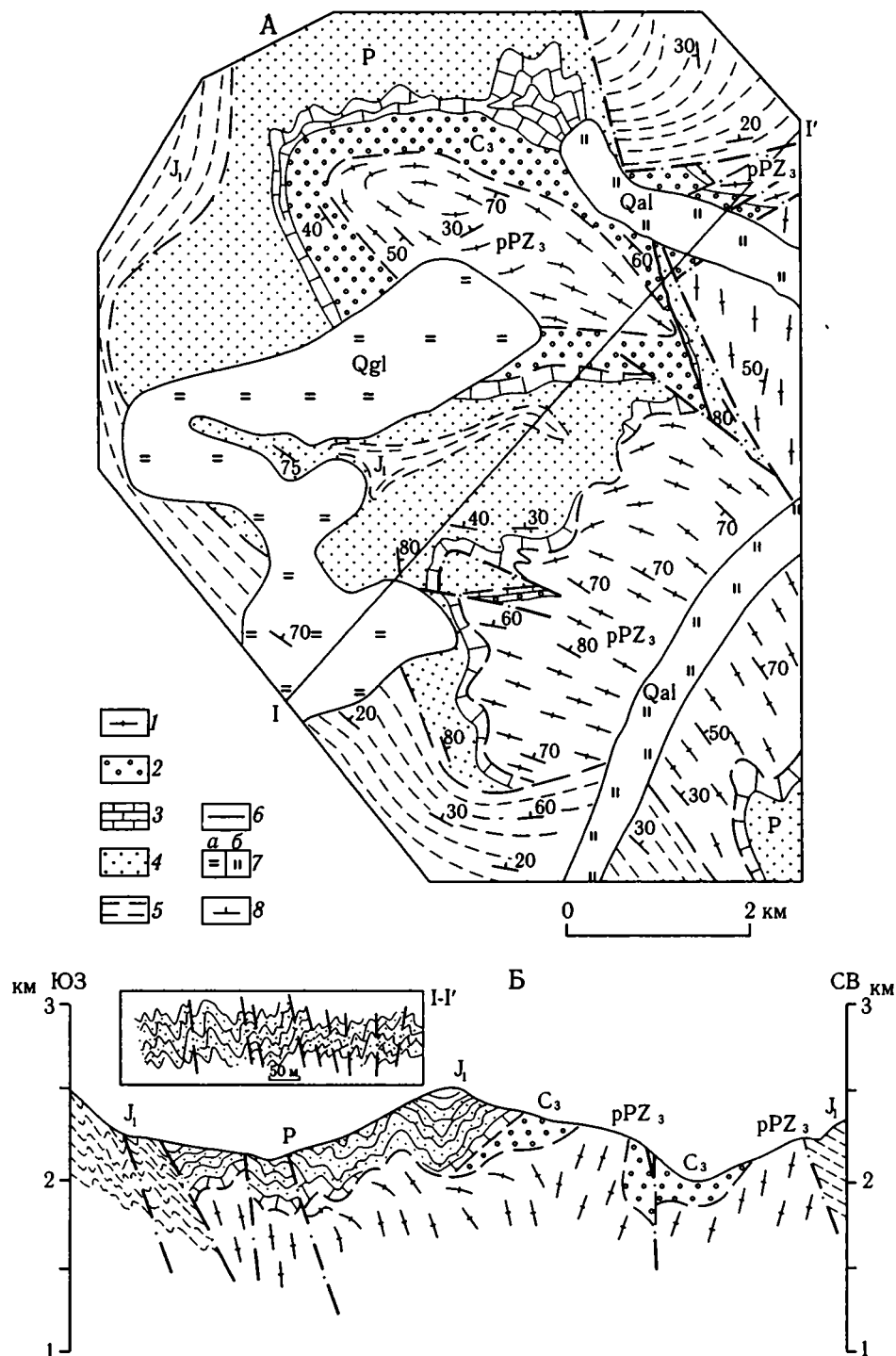


Рис. 3.6. Схематическая геологическая карта Малолабинского выступа и его обрамления (А) и разрез по линии I-I' [Сомин, Видяпин, 1987] (Б)

1 — ортогнейсы и кристаллические сланцы доверхнепалеозойского фундамента; 2 — гравелиты и песчаники верхнего карбона; 3 — мраморизованные известняки перми; 4 — филлитовидные сланцы и яшмоиды перми; 5 — глинистые сланцы и алевролиты лейаса; 6 — разрывные нарушения; 7 — ледники (а) и аллювий р. Малая Лаба (б); 8 — положение слоистости осадочных и фоллиации метаморфических пород

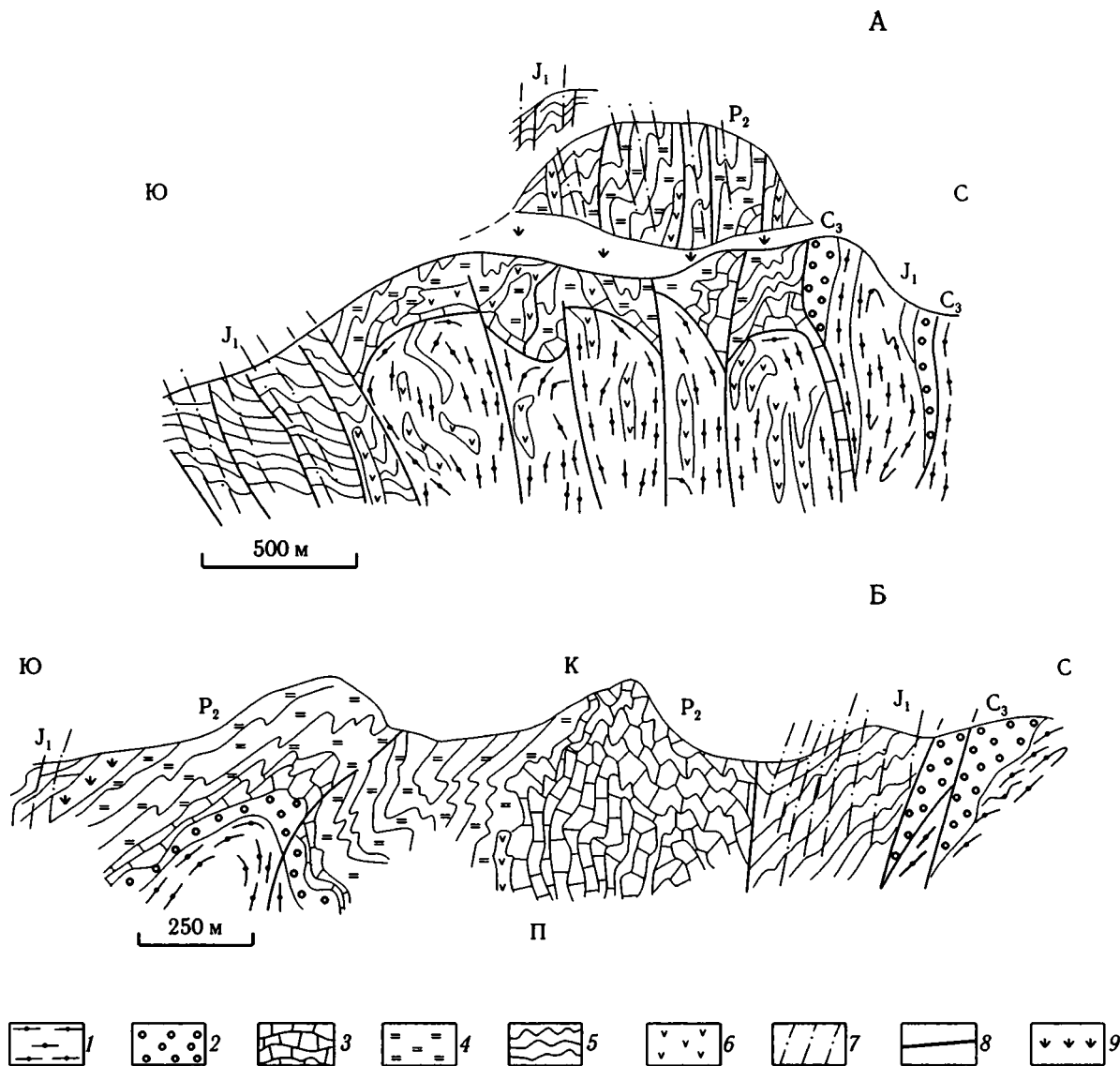


Рис. 3.7. Геологические разрезы через Малолабинский выступ (А, обобщенный) и вдоль западного борта ледника Псеашха — истоки р. Чистая (Б) по линиям 3 и 4 (см. рис. 3.2)

1 — ортогнейсы и кристаллические сланцы доверхнепалеозойского фундамента; 2 — конгломераты, гравелиты и песчаники верхнего карбона; 3 — мраморизованные известняки перми; 4 — филлитовидные сланцы и яшмоиды перми; 5 — глинистые сланцы и алевролиты лейаса; 6 — дайки среднеюрских диабазов; 7 — кливаж в отложениях лейаса; 8 — разломы; 9 — коллювиальные отложения

признаки срезания флексуры снизу пологой тектонической поверхностью, или ее перехода в такую поверхность, отсутствуют, поэтому это крыло не может трактоваться как подвернутая чешуя. Такие морфологические особенности этого южного крыла были фактически установлены еще Е.А. Долгиновым [1958].

В области данной флексуры и свода устанавливаются признаки совместной пликативной деформации чехла с фундаментом, отражающиеся в суб-

конкордантном положении слоистости чехла и фолляции метаморфических пород фундамента; это однозначные свидетельства формирования этой части структуры в обстановке горизонтального сжатия, отраженные в присутствии здесь складок и ассоциирующего с ними кливажа.

Депрессия первоначально, возможно, имела структуру синклинали. Хотя базальные слои в южном борту депрессии отсутствуют и о полной симметрии в ее строении говорить не приходится, от-

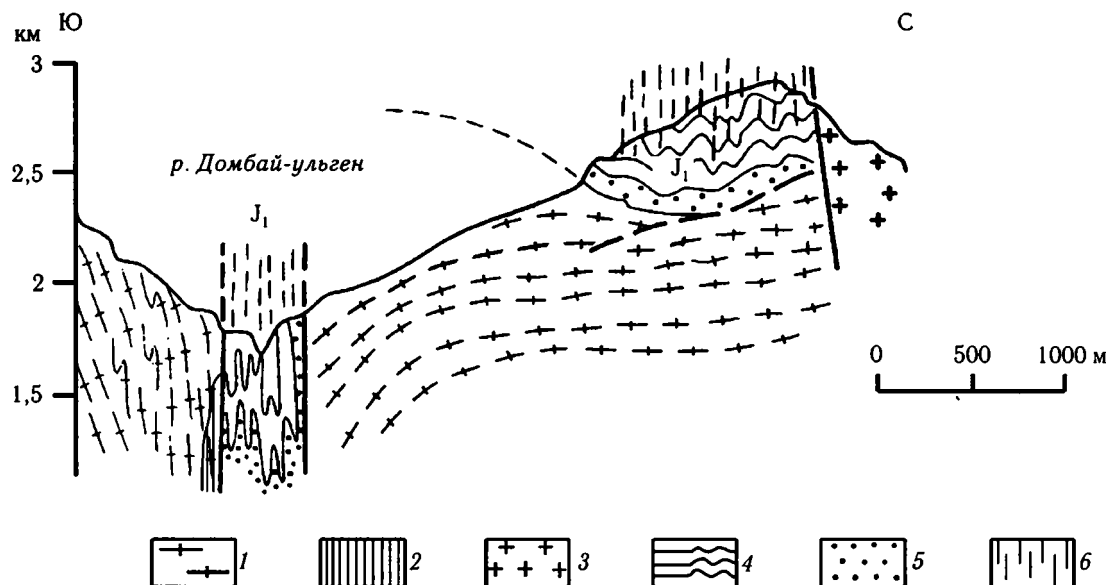


Рис. 3.8. Геологический разрез через Архызско-Клычскую депрессию и хребет Мусатчери по линии 6 (см. рис. 3.2)

1–3 — фундамент: 1 — метаморфические породы макерского и буульгенского комплексов, 2 — апогранитоидные бластомилоны, 3 — гранитоиды; 4, 5 — чехол: 4 — глинистые сланцы и алевролиты лейаса, 5 — базальные конгломераты лейаса; 6 — кливаж в отложениях лейаса

метим, что в верховьях р. София у южного тектонического контакта лейаса с породами фундамента появляются песчаники, отсутствующие севернее, и это позволяет допускать, что южное крыло также существовало, но было почти полностью тектонически срезано.

Как уже было давно отмечено Е.А. Долгиновым [1958], заложение Архызско-Клычской депрессии, вероятно, было predetermined наличием древней ослабленной зоны, вдоль которой контактируют два контрастных метаморфических доальпийских комплекса Большого Кавказа — буульгенский и макерский — и где развиты линейные тела апогранитоидных бластомилонов.

Посмотрим, что представляет собой как альпийская структура обширное Софийское поднятие фундамента, составляющее юго-западное обрамление рассмотренной депрессии, а к северо-западу — обрамление Пшекиш-Тырнаузской зоны. Это поднятие занимает несогласное положение относительно альпийской (киммерийской) структуры. Его широкая северо-западная часть принадлежит Архызско-Гузерицкой зоне, а узкая юго-западная полоса от района горы Псеашха до истоков р. Бзыбь и дальше от меридиана Архыза относится к Псеашинской зоне. Соответственно характер альпийской структуры поднятия также изменяется. В первом случае (на северо-западе) альпийская структу-

ра поднятия — это горст-антиклиналь коробчатого типа с обширным сводом и наклоном крыльев до $40-50^\circ$. О пологом залегании юрских отложений на своде структуры мы говорим в связи с тем, что к северо-западу от р. Дамхурц фолляция кристаллических сланцев фундамента на значительной площади имеет очень пологое, субгоризонтальное положение, так что отложения лейаса здесь могли залегать, очевидно, только еще положе (см. ниже рис. 3.16), т.е. так же, как на Атамажинском выступе. При этом на юго-западном крыле структуры фолляция чаще всего наклонена под чехол, т.е. отмечаются признаки совместной пластической деформации с образованием открытых структур.

К юго-востоку от истоков р. Малая Лаба ситуация изменяется. Малолабинский выступ взброшен на чехол; последний сильно деформирован и в целом находится в опрокинутом положении. Вместе с тем, немного юго-восточнее, в истоках рек Безымянка и Авадхара и на водоразделе рек Авадхара и Мзымта, над отдельными небольшими выходами фундамента присутствуют базальные слои юры, содержащие органические остатки ниже-средне-лейасового возраста [Адамия, 1968]. Над этими слоями в глинисто-сланцевой толще плинсбахского возраста появляется вулканогенный авадхарский горизонт [Ломизе, Сомин, 1962]. Если отсюда следовать далее к юго-востоку вдоль области стыка зон

Главного хребта и Южного склона, то выявляется очень четкая картина. В истоках рек Лашипсе и Бавю параллельно основной линии «надвига» Главного хребта проходят дополнительные взбросы, которые выносят к поверхности фрагмент кристаллического фундамента — ортогнейсы горы Каменистой. На нем субгоризонтально без признаков срыва располагаются базальные палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего лейаса [Букия, 1954], выше согласно сменяющиеся толщей аспидных сланцев и песчаников с обильными фоссилиями среднего и верхнего лейаса (рис. 3.9). Дальше к юго-востоку упомянутый выступ кулисно подставляется Санчарским, который также трансгрессивно, хотя и со значительным базальным срывом, перекрыт отложениями лейаса, включающими здесь мощную, слегка метаморфизованную толщу вулканитов, аналогичную авадхарской [Сомин, 19656]. Подчеркнем, что упомянутые вулканы располагаются по разные стороны от линии «Главного надвига», что указывает на очень незначительную возможную величину горизонтального смещения по нему. Ю.П. Видяпин, детально изучавший район Санчарского перевала, установил сложный характер совместных преобразований кристаллического фундамента и юрского чехла; здесь фиксируются как пликативные деформации, так и система узких крутых тектонических клиньев, ориентированных вдоль альпийского кливажа (рис. 3.10).

Еще восточнее, в долине р. Чхалта, южный край Софийского поднятия максимально сближен с отложениями самой южной Абхазо-Рачинской (или Краснополянской) зоны ранней—средней юры: местами отделен от нее лишь полосой шириной около 4 км, выполненной терригенными породами нижнего лейаса—аалена, находящимися в опрокинутом залегании. Нижние горизонты лейаса известны в пределах этой полосы только в пересечении рек Хецквара и Клыч в виде пачек песчаников и гравелитов, круто наклоненных под фундамент параллельно граничному разлому [Адамия, 1968].

Фундамент в южной части центрального сектора Софийского поднятия в истоках рек Дамхурц, Цахвоа, Лашипсе и Макера деформирован в большую Дамхурцевскую синклинали (синформу), с юга и юго-востока сочлененную с несколькими узкими антиклиналями. В восточной части Софийского поднятия строение фундамента расшифровано в области верховьев рек Клыч и Гвандра [Сомин, 1971]. Основу структуры здесь составляет крупная опрокинутая к югу Клычская антиклиналь, развитая в породах буульгенского комплекса и осложненная

складками такой же морфологии. Южное крыло антиформы субпараллельно плоскости «Главного надвига» и находящимся также в опрокинутом положении слоям лейаса. Отсюда следует, что перед альпийскими деформациями угловое несогласие между породами фундамента и юрского чехла здесь было незначительным и что имела место большая совместная существенно пластическая деформация этих сред.

Структура той части Центрального Кавказа, которая находится к востоку от р. Чегем, близка к таковой Северо-Западного Кавказа, но не идентична ей. Фундамент здесь представлен только породами зоны Главного хребта. Юрской Штулу-Харесской депрессией он разделен на две главные области. Северная — это обширный, шириной до 15 км, Балкаро-Дигорский выступ; в составе более узкой южной области выделяются Шхарский и Адайхохский выступы.

Кристаллические породы Балкаро-Дигорского выступа вдоль почти всего северо-восточного края трансгрессивно перекрыты полого наклоненным к северу юрским чехлом. Это преимущественно отложения нижней—средней юры, однако местами и они, и фундамент перекрываются более молодым плащом, начинающимся с верхов средней юры, и местами (гора Ваза-хox) включающими даже отложения верхней юры. Выступ разбит сложной, в основе субортогональной системой крутых крупноамплитудных разломов допозднеюрского возраста, создавших сложную блоковую структуру. Часть из опущенных блоков представляют собой ниже-среднеюрские депрессии. Наиболее значительные из них расположены в междуречье рек Черек Безенгийский и Балкарский. В структурном отношении северная из них — это пологая Думалинская синклинали с нарушенным разломом (взбросо-надвигом) северо-восточным крылом. Сланцы макерского метаморфического комплекса здесь полого погружаются под чехол, демонстрируя признаки определенной совместной деформации. В южной (Балкарской) депрессии юрские отложения под углом до 45° наклонены к северу.

Граница Балкаро-Дигорского выступа со Штулу-Харесской депрессией имеет исключительно тектонический характер и представлена крутым Штулинским взбросом, амплитуда которого местами достигает 6 км [Леонов Ю., 19676]. В.И. Шевченко [1984] рассматривает его как взбросо-надвиг с наклоном сместителя в 45–50°, однако, по нашим наблюдениям, плоскость сместителя в данном случае более крутая.



Рис. 3.9. Пологий свод структуры аркадного типа в истоках р. Лашипсе, Горная Абхазия

Светлая, изгибающаяся влево полоса (J_1s) — базальный горизонт лейаса; скальные обрывы под ним ($\gamma gnPZ$) — доальпийские ортогнейсы горы Каменистой. Скалы на дальнем плане — дайка альпийских альбитофиров

Структура Штулу-Харесской депрессии на первый взгляд кажется простой. В ее южном борту отложения лейаса с конгломератами в основании перекрывают кристаллические породы Адайхохского выступа. Там, где фундамент представлен кристаллическими сланцами, видно, что и базальные слои, и сланцы залегают субконкордантно, с наклоном к северо-востоку под средними углами, а срывы в основании чехла незначительны или совсем отсутствуют. Вышележащая часть разреза лейаса-аалена залегают «моноклинорно», однако структура сильно нарушена крутыми взбросами, вдоль которых появляются узкие выходы цоколя и происходит тектоническое сдвигание разреза (рис. 3.11). Складки почти отсутствуют в этой части структуры за

исключением узкой зоны, прилегающей к Штулинскому взбросо-надвику. Однако повсеместно развит интенсивный кливаж, плоскости которого круто наклонены к северо-востоку параллельно южному борту депрессии. Это наводит на мысль, что депрессия может представлять собой южное крыло большой опрокинутой к югу синклинали, северное крыло которой полностью срезано Штулинским взбросо-надвигом. На возможность такой интерпретации наводят на мысль разрезы, опубликованные В.И. Шевченко [1984].

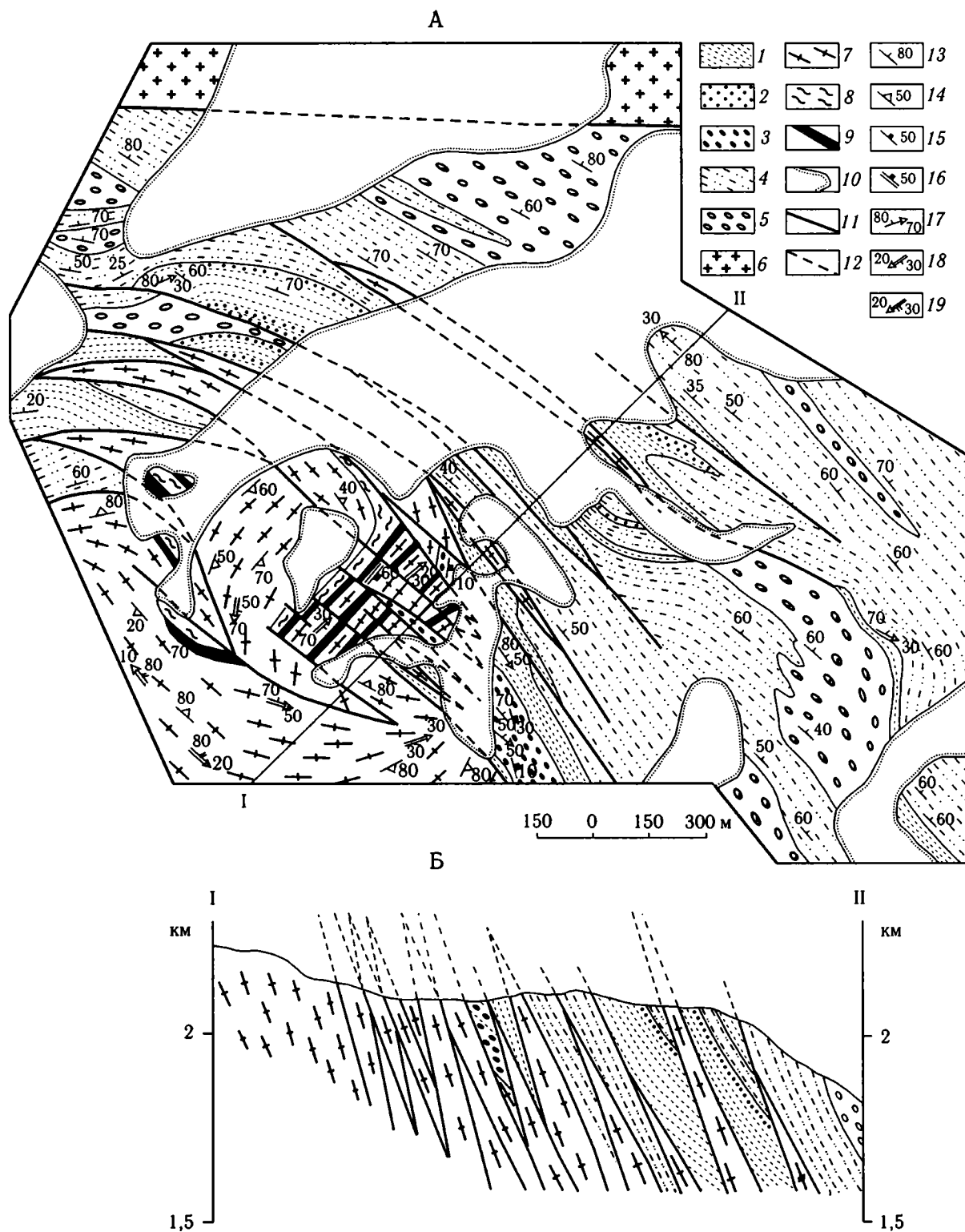
Важные данные имеются в отношении области северо-западного погружения Адайхохского выступа. По наблюдениям ряда геологов [Долгих, 1972; Тучкова, Макаров, 1994], здесь к западу от ледни-

Рис. 3.10. Схематическая геологическая карта района перевала Санчаро (А) и разрез по линии I–II (Б). По Ю.П. Видяпину

1–5 — отложения юрского чехла: 1 — филлитовидные глинистые сланцы, 2 — алевролиты и песчаники, 3 — гравелиты, 4 — рассланцованные туфы альбитофиров, 5 — рассланцованные лавобрекчии альбитофиров; 6–8 — доальпийский фундамент: 6 — плагиогранитоиды, 7 — слюдяные сланцы, 8 — амфиболиты; 9 — батские гранитоиды Санчарского массива; 10 — четвертичные отложения; 11, 12 — разрывы: 11 — достоверные, 12 — предполагаемые; 13, 14 — плоскостные текстуры и их ориентировка: 13 — кливаж в отложениях лейаса, 14 — фолляция кристаллических пород; 15 — слоистость отложений лейаса; 16 — полосчатость в кристаллических породах фундамента; 17, 18 — ориентировки шарниров и осевых поверхностей складок первой генерации: 17 — в лейасе, 18 — в фундаменте; 19 — ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок второй генерации

ка Эдена, в истоках р. Риони снова появляются хорошо выраженные базальные слои лейаса, налегающие на древние гранитоиды фундамента и периклинально обрамляющие Адайхохский выступ с за-

пада. Еще более существенное значение имеет характеристика южного контакта фундамента этого выступа с юрскими отложениями. Разрыв, проходящий вдоль этого контакта, является частью «над-



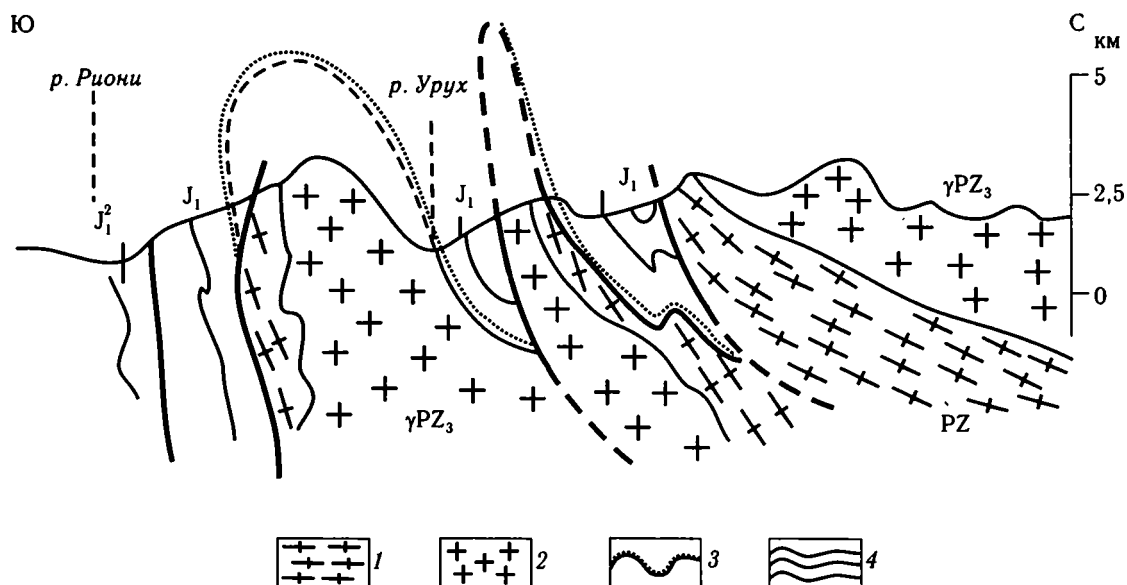


Рис. 3.11. Схематизированный геологический разрез через Перевальную полосу Главного хребта между истоками рек Риони и Урух по линии 8 (см. рис. 3.2)

1, 2 — доальпийское основание: 1 — кристаллические сланцы и гнейсы, 2 — гранитоиды; 3, 4 — альпийский чехол: 3 — базальные толщи лейаса, 4 — отложения лейаса-аалена

вига Главного хребта»; его называют также Адайкомским разломом [Леонов Ю., 1967]. В непосредственном соприкосновении с кристаллическими породами фундамента в западной части этой области находятся глинисто-сланцевая толща с прослоями песчаников, в ней обнаружены редкие фоссилии ниже-среднелейасового возраста [Адамия, 1968]. Толща сильно кливажирована, испещрена обильными дайками диабазов и круто, согласно с плоскостью разлома, наклонена под породы фундамента. Однако на небольшом расстоянии от Адайкомского разлома по параллельным разрывам к поверхности снова выведены кристаллические породы. В разрезах рек Зопхитур и Чвешура они трансгрессивно, без видимых срывов перекрыты довольно мощными (до 80 м) базальными конгломератами нижнего лейаса и согласно залегающей выше песчано-глинистой толщей [Адамия, 1968]. Нетрудно заметить, что эта геологическая ситуация аналогична таковой верховьев рек Лашипсе, Санчаро и Бавю.

Близ восточного окончания Адайхохского выступа, в бассейне р. Ардон, базальные слои не сохранились, однако появление в разрезе песчано-глинистой пачки небольшого прослоя кислых вулканитов — маркирующего горизонта всего лишь в 300 м к югу от контакта с фундаментом указывает скорее всего на плинсбахский возраст осадков.

В последнее время появились данные, позволяющие судить об условиях залегания отложений чехла непосредственно на своде Адайхохского выступа: А.Н. Письменный [2003] закартировал поло-го залегающий останец трансгрессивно залегающего лейаса в районе ледника в истоках правых притоков р. Урух.

Таким образом, альпийская структура Адайхохского выступа может интерпретироваться как огромная крутая антиклиналь с крутым нормальным или (в бассейне р. Ардон) опрокинутым к северу северным и повсеместно опрокинутым южным крылом и несколько приплюснутым сводом (рис. 3.12). Южное крыло существенно осложнено разрывом, проходящим субпараллельно напластованию отложений чехла. В силу такого положения данный разрыв, как уже отмечал В.И. Шевченко [1984], имеет характер большого срыва взбросового типа вдоль подошвы чехла.

Такое же заключение, по-видимому, может быть сделано и в отношении альпийской структуры расположенного северо-западнее Шхарского поднятия. Трансгрессивное (но с большим срывом) и крутое залегание лейаса на северном крыле выступа видно в левом борту Улличиранского ледника. Ряд небольших несмещенных выходов базальных слоев на южном борту поднятия зафиксирован примерно в такой же позиции, как в верховьях р. Риони и

в истоках р. Ингури (ледник Твибери и др. [Хуцишвили, 1978 а,б]), а также на восточном погружении Шхарского поднятия.

На примере восточной части Адайхохского выступа наиболее отчетливо выясняется характер структурных преобразования фундамента в этих самых южных выходах фундамента Главного хребта. В бассейне р. Ардон южная часть фундамента сложена метаморфитами доверхнепалеозойской кассарской свиты. Она имеет слоистое строение и деформирована в систему сильно сжатых складок, крутые осевые поверхности которых наклонены на севере на юг и к северу (с южной вергентностью) на юге. Среди этих складок выявляются формы трех генераций. Вдоль южного контакта кассарской свиты с юрскими отложениями в ущелье р. Ардон прослеживается маломощный (метры) пласт предположительно пермских мраморов. Они залегают субвертикально, параллельно генеральному положению фолляции кассарской свиты, и деформированы в складки двух генераций, аналогичные складкам этой свиты. Отложения лейаса, в нижней части разреза превращенные в слюдисто-графитовые кордиерит-хиастолитовые сланцы, залегают на мраморах без видимого несогласия. В них развиты круто наклоненные к югу складки, шарниры и осевые поверхности которых ориентированы так же, как в породах основания [Сомин, 1994] (рис. 3.13).

Небольшие узкие крутозалегающие фрагменты складок пород перми и верхнего карбона в поле кас-

сарской свиты известны также к востоку от р. Ардон в области Ардон-Баддонского междуречья. Они характеризуются северной вергентностью и более сильной сжатостью синклиналей по сравнению с антиклиналями [Моргунов, Марочкин, 1966].

Таким образом, здесь налицо совместная пластическая деформация фундамента, отложений верхнего карбона, перми и лейаса и изменение вергентности складок с северной на южную при движении в южном направлении. Деформация сопровождалась срывами вдоль границ этих стратиграфических единиц и метаморфизмом нижней части чехла (и находящихся в нем диабазовых даек), который можно связать с проявлением термического «эффекта цоколя»: поступавшее снизу тепло экранировалось и поглощалось водонасыщенным глинисто-сланцевым чехлом, что способствовало сгущению изотермальных поверхностей [Глико, Сомин, 1998].

Среднюю часть разреза Адайхохского выступа в разрезе по р. Ардон составляют палеозойские кассарские гранитоиды. В своей восточной части они трансгрессивно перекрыты деформированными в большие открытые умеренно сжатые складки отложениями верхнего карбона и перми. Это позволяет предполагать, что поверхность гранитоидов дислоцировалась. По наблюдениям Ю.П. Видяпина, при альпийских дислокациях здесь возникла сложная система сколовых смещений и, в краевых частях массива, крутые зоны милонитизации. Здесь нет регулярной сети вертикальных трещин, параллельных

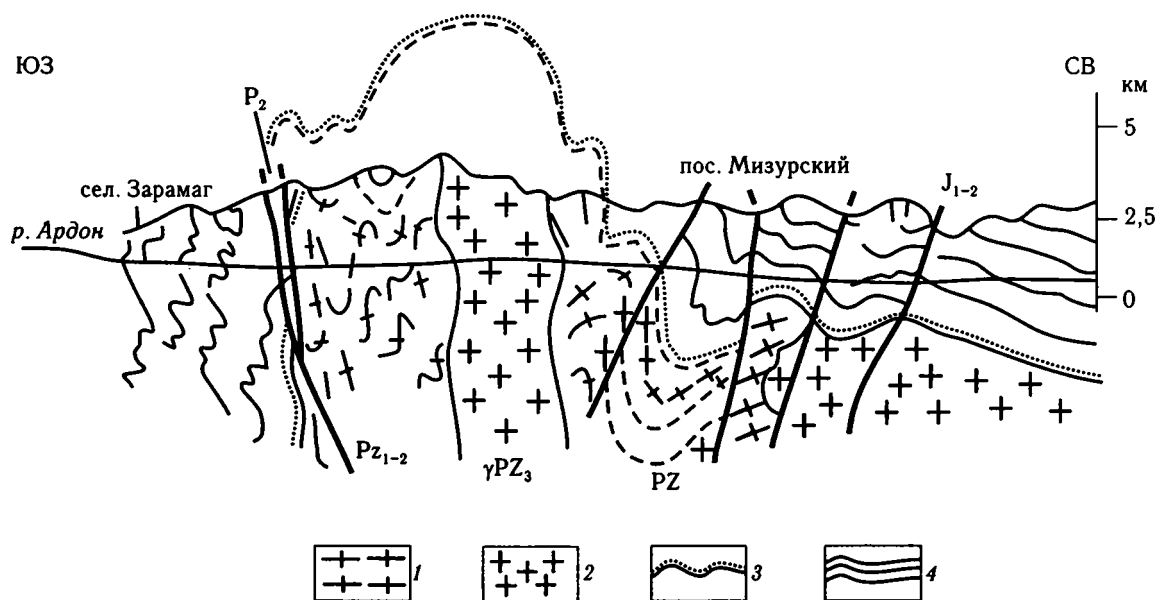


Рис. 3.12. Схематизированный геологический разрез вдоль р. Ардон по линии 9 (см. рис. 3.2)
Условные обозначения см. на рис. 3.11

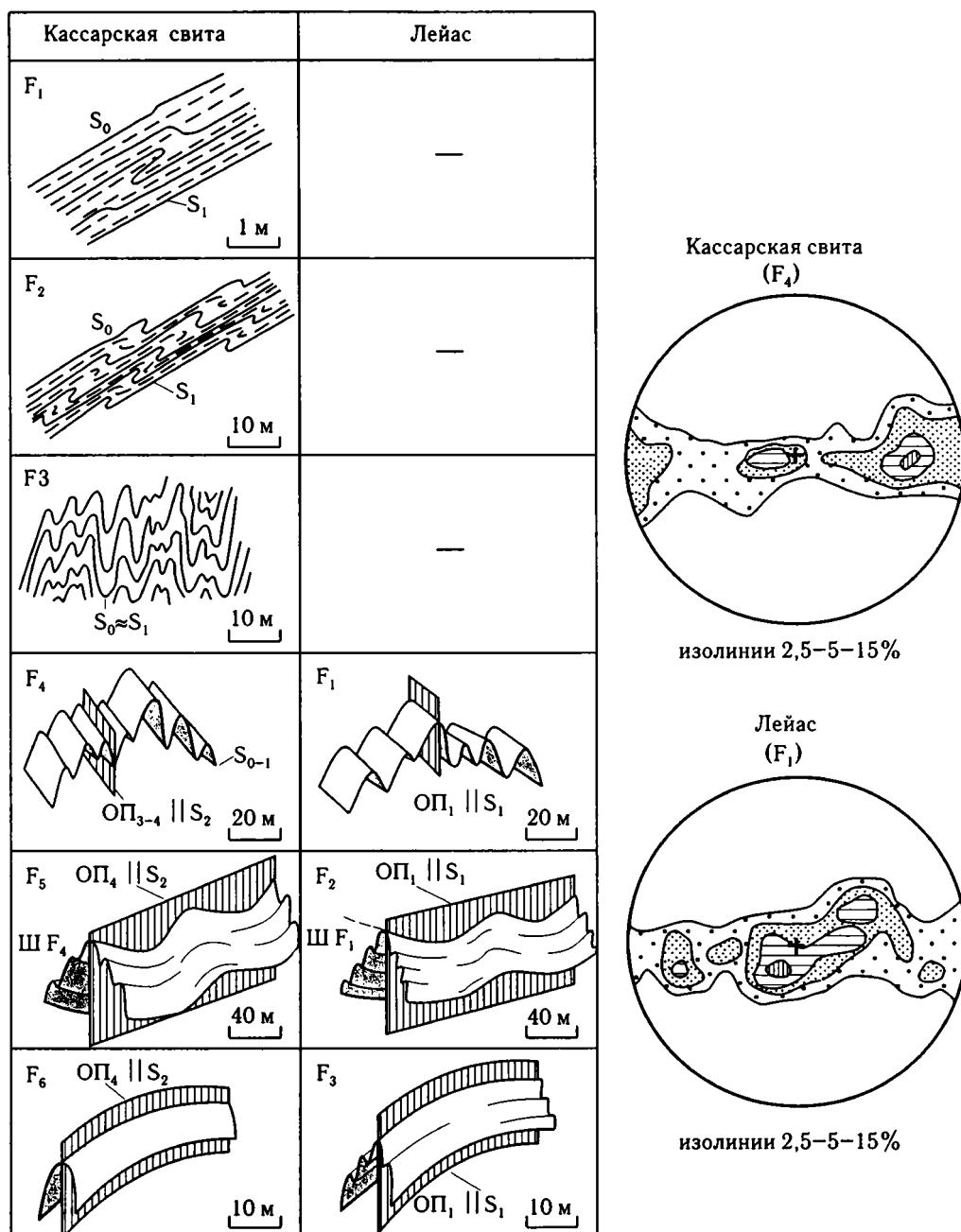


Рис. 3.13. Сравнение структурной эволюции кассарской свиты фундамента и отложений лейаса, демонстрирующее аналогию в ориентировке шарниров последних трех генераций складок в обеих средах. По Ю.П. Видяпину

кливажу в юрском чехле, о которой писал Г.Д. Ажгирей [1951]. Вывод этого исследователя о существенно пластической переработке всего выступа должен быть скорректирован с учетом признания значительной роли и хрупких деформаций. На это обстоятельство и на важную роль крутых разломов при деформации гранитоидного фундамента обратил внимание С.Ф. Чернопяттов [1959]. Но важно,

что вся эта хрупкопластическая деформация была объемной, привела к сокращению поперечника массива и к оформлению его веерообразной структуры, что было подтверждено и более поздними наблюдениями [Шевченко, 1984].

Еще более эффектная картина совместной с чехлом интенсивной деформации фундамента, но уже «сланцевого» типа, наблюдается на южной границе



Фото 1. Большой валун свежего эклогита (темный) в аллювии р. Большая Лаба. Такие эклогиты в коренном залегании известны в местности Красная скала по р. Уруштен

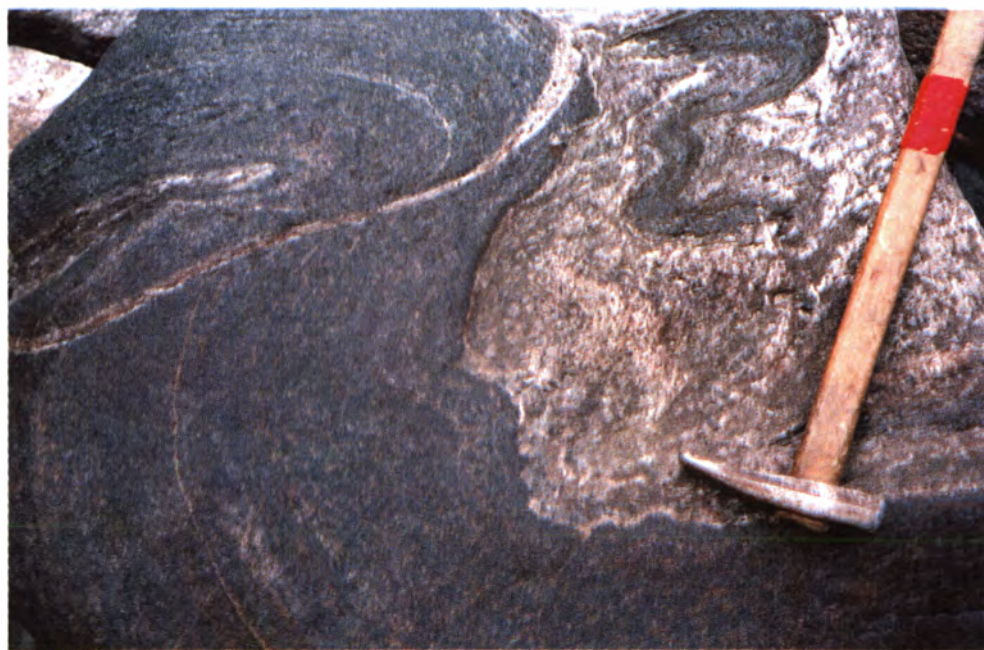


Фото 2. Совместно деформированные апоэклогитовый гранатовый амфиболит и лейкократовый гнейс блыбского комплекса, р. Большая Лаба



Фото 3. Лейкократовые ортогнейсы с линзовидными включениями метабазитов деформированы в лежащие изоклинальные складки. Блыбский комплекс, р. Большая Лаба



Фото 4. Пологий свод антиформы хребта Большие Балканы. Блыбский комплекс, правый борт р. Малая Лаба. В разрезе доминируют ортогнейсы



Фото 5. Обнажения метапелитов макерского комплекса в верхней части массива Чегет, правый борт р. Баксан



Фото 6. Пологозалегающие мелкозернистые ортогнейсы Азау. Макерский комплекс, левый борт руч. Азау



Фото 7. Мигматизация парагнейсов, испытавших предварительную хрупкую деформацию.
Гнейс-мигмати-товый комплекс, левый борт р. Баксан близ г. Тырныауз



Фото 8. Мигматизация ортогнейсов. Там же

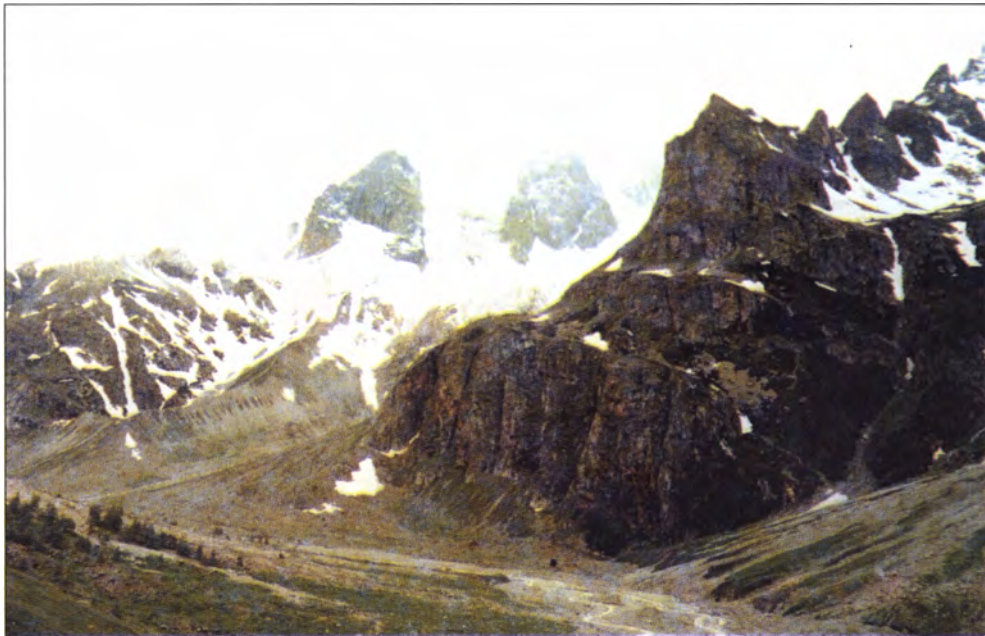


Фото 9. Вертикально ориентированная фолляция пород гнейс-мigmatитового комплекса в скальных уступах истоков р. Адыр-су. В разрезе доминируют гранат-силлиманитовые парагнейсы



Фото 10. Гранат-биотит-силлиманитовые парагнейсы с редкими телами амфиболитов (темное) гнейс-мigmatитового комплекса в левом борту р. София. Видны крутое залегание и флексурные складки с пологими шарнирами



Фото 11. Пластовое тело уллукамских гранитов (светлые скалы высотой свыше 300 м на дальнем плане); темные породы (передний план) гнейсы и мигматиты. Правый борт р. Кичкинекол, исток р. Узункол

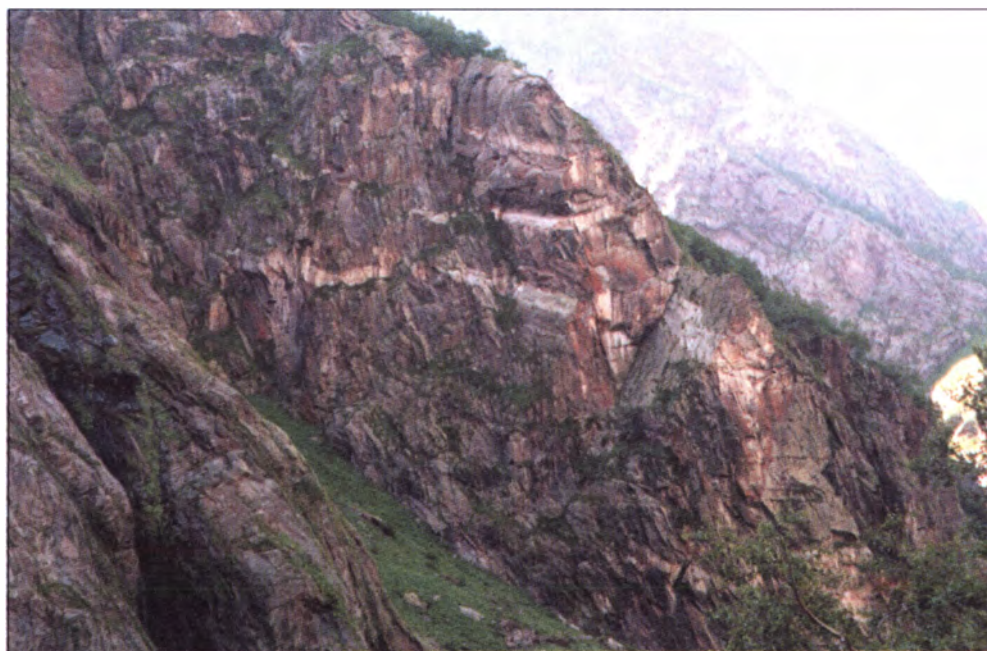


Фото 12. Крутозалегающие, с падением к северу, чередующиеся амфиболиты и слюдяные сланцы буульгенского комплекса под большим углом пересекаются пегматитами. Левый борт р. Аманауз. Высота скал около 200 м



Фото 1. Крутозалегающие базальные слои лейаса у северной границы зоны Главного хребта на правобережье р. Герхожан-су



Фото 2. Субвертикальное положение слоев лейаса в северной части Гузерипльской депрессии. Правый борт р. Белая у пос. Гузерипль



Фото 3. Хребет Абаго, вид с западного склона. Скальные уступы соответствуют полого залегающим песчаникам нижней части лейаса. Кливаж в пачках глинистого состава ориентирован круто и издалека может быть ошибочно принят за крутое залегание всей толщи



Фото 4. Трещины в палеозойских бластомилонитах выступа Абаго, ориентированные параллельно кливажу в нижнеюрском чехле. Правый борт р. Белая



Фото 5. Вид на область истоков р. София, где нижнеюрская Архызско-Клычская депрессия (пологие склоны слева) контактирует с кристаллическими породами фундамента. Субвертикальный контакт проходит в основании отвесных скал, поднимающихся к Софийскому леднику



Фото 6. Тектонический контакт отложений лейаса и гнейсов фундамента (светлое). Вид сверху. Истоки р. София близ перевала в р. Кизгыч



Фото 7. Базальные грубообломочные плохо сортированные конгломераты лейаса, хребет Мусатчери (Мусса-Ачитара), Домбай



Фото 8. Выходы мезозойских габброидов в истоках р. Аксаут.
Массив расположен непосредственно к северу от Главного Кавказского разлома

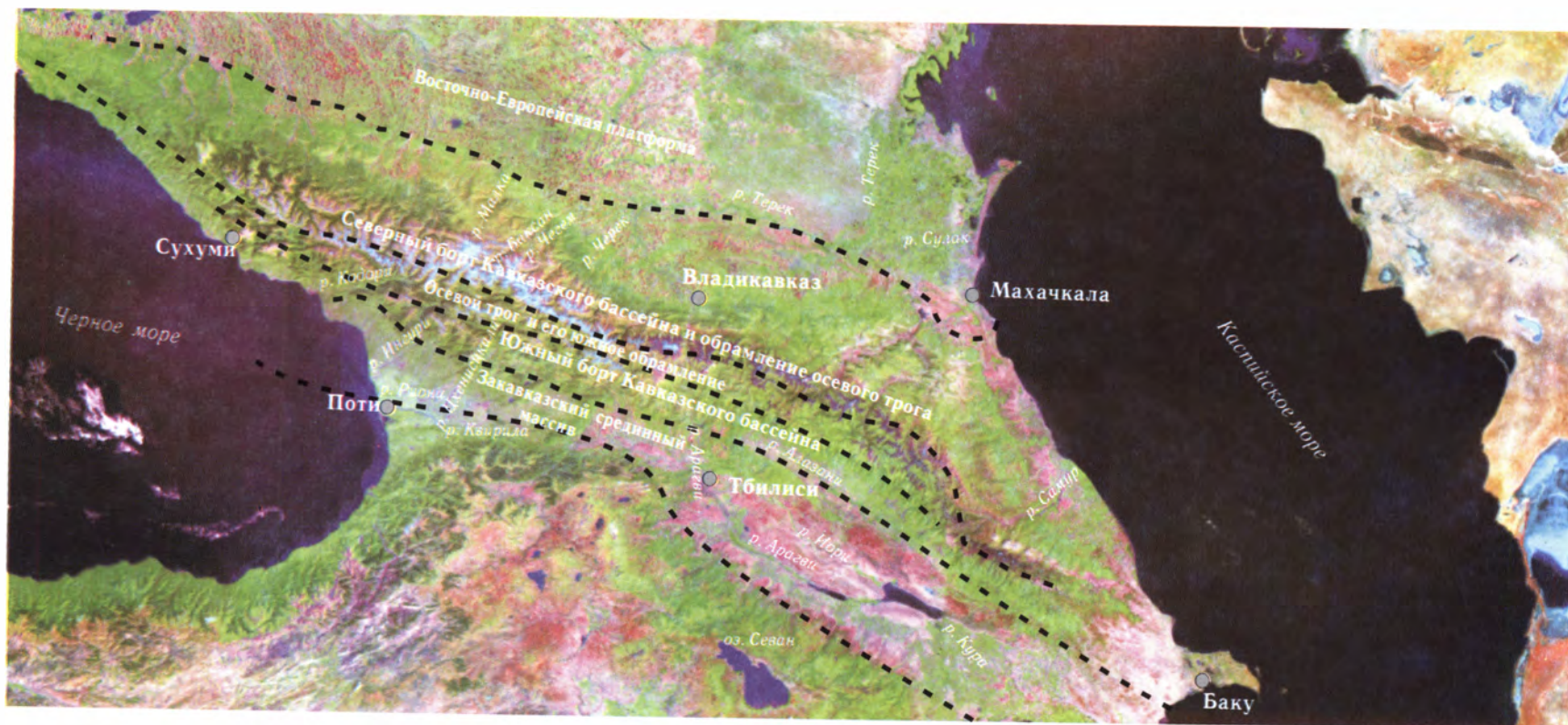


Рис. 4.1. Схема структурно-фациальных зон Кавказского бассейна для раннеюрского и ааленского времени. Границы проведены по данным Д.И. Панаева [2004а], с изменениями
Использован космический снимок сайта <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>

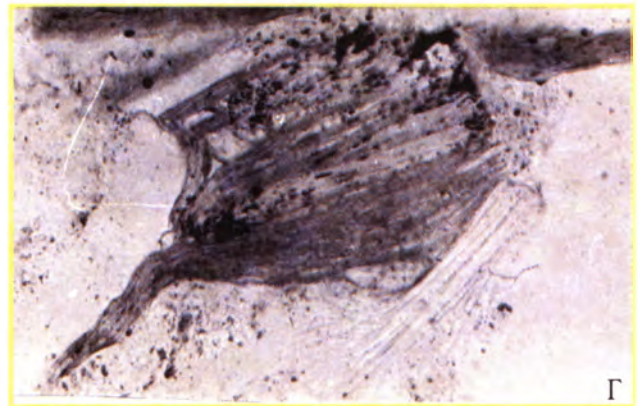
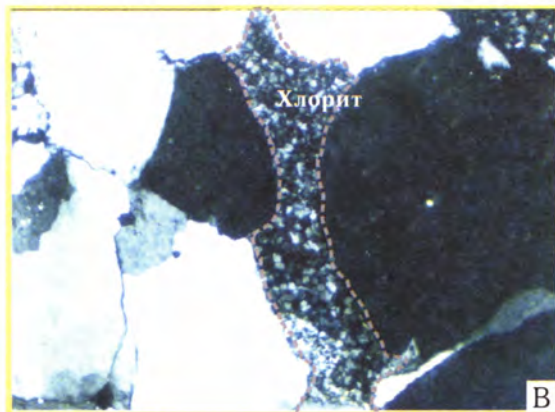
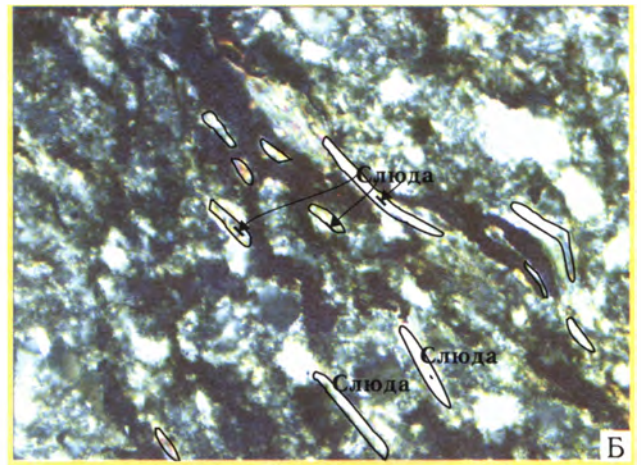
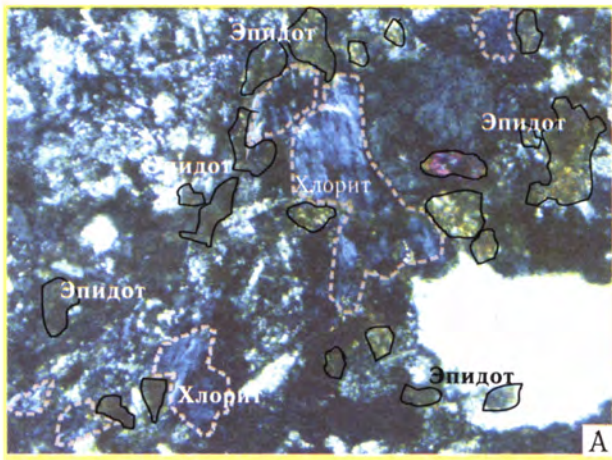


Рис. 4.31. Микрофотографии характерных аутигенных минералов в составе цемента песчаников разных зон постседиментационного преобразования (шлифы)

А — крупные розетковидные выделения аутигенного хлорита с аномальной интерференционной окраской, поровое пространство грубозернистого песчаника; зона 1 (развития новообразованных хлорита и мусковита), синемюрские отложения верховьев р. Домбарула, обр. 102/7, увел. 250, николи +.

Б — выделения аутигенной слюды мусковитового типа вдоль кливажных трещин, песчаник мелкозернистый; зона 2 (развития новообразованных хлорита и серицита), нижнеплинских отложения, Мамисонский перевал, обр. 100/2, увел. 250, николи +.

В — тонкоагрегатная масса хлорита с нормальными серыми интерференционными окрасками и размером частиц 0,01–0,02 мм, поровое пространство среднезернистого песчаника; зона 2 (развития новообразованных хлорита и серицита), плинских отложения р. Баксан, обр. 140/7, увел. 250, николи +.

Г — расщепление пластины биотита на пакеты хлорита, мусковита и гидробиотита, вдоль спайности — выделения кристалликов сидерита, поровое пространство среднезернистого песчаника; зона 3 (развития гидрослюда, каолинитового и/или смектита (монтмориллонита и хлорита)), минералов, тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, увел. 115, без анализатора

зоны Главного хребта западнее, в истоках р. Добра. Песчано-конгломератовая толща верхнего карбона, известняки перми и с несогласием залегающие выше отложения среднего лейаса деформированы совместно со слюдяными кристаллическими сланцами, слагая ядро крутой сильно сжатой синклинали, северное крыло которой хорошо обнажено и имеет вертикальное положение [Хуцишвили, 1972]. Здесь видно, что контакт конгломератов карбона и сланцев не осложнен смещениями, а слоистость песчаников располагается параллельно фолляции сланцев. Позиция этой синклинали показана в центральной части разреза на рис. 3.14.

К востоку от р. Ардон на продолжении Адайхохского поднятия и немного севернее среди отложений нижней юры известен ряд небольших выходов пород основания, представленных палеозойскими гранитоидами, песчано-конгломератовой толщей верхнего карбона и известняками перми. Наиболее обстоятельный анализ структуры этих выходов выполнен М.М. Мстиславским [1970] и позже В.И. Шевченко [1984]. Эти выходы имеют характер брахиформных, но асимметричных структур с относительно пологими сводами и крутыми, иногда опрокинутыми крыльями. Особенно полого залегают базальные пачки верхнего карбона над гранитоидами фундамента. Например, в большой Фиагонской антиклинали (ширина 4 км, протяженность 10 км) на своде отложения среднего лейаса залегают под углом 5–20°, а на крыльях наклон достигает 60°. Однако, судя по брахантиклиналям Мидагравиндрон и Геналдон, степень сжатости таких структур увеличивается в юго-восточном направлении [Моргунов, Марочкин, 1966]. Характер этих структур

наиболее ясно показан М.М. Мстиславским на разрезах, составленных для верховьев рек Гизельдон и Баддон.

Наиболее восточным и весьма показательным в структурном отношении является рассекаемое Терек Дарьяльское поднятие. Оно изучалось многими геологами, но, тем не менее, в интерпретации его структуры имеются значительные расхождения. В пределах поднятия среди поля нижнелейасовой кистинской свиты расположены три разных по величине выступа гранитоидов — Дарьяльский, Гвелетский и Кистинский. Все они сложены гранитами, на доюрский возраст которых указывают как базальные, с обломками гранитов, конгломераты лейаса на горе Гургала, так и новые изотопные данные, отвечающие 320 (K-Ar) и 250 млн лет (U-Pb), соответственно [Дудаури и др., 2000 а,б]. Все боковые контакты гранитных выступов у уреза р. Терек и по р. Кистинка хорошо обнажены, в большинстве мест легкодоступны, и можно утверждать, что все они имеют тектонический характер и выражены субвертикальными зонами милонитизации гранитов, мощность которых в некоторых сечениях достигает первых десятков метров. Сланцеватость милонитов, выраженная кварцсерицит-хлоритовыми агрегатами, параллельна кливажу глинисто-сланцевых отложений лейаса, обрамляющих выступы и зажатых и особенно сильно деформированных между Дарьяльским и Гвелетским выступами (рис. 3.15). Поскольку степень милонитизации отчетливо нарастает к краям выступов, где наблюдается переход к темноокрашенным ультрамилонитам, возникает иллюзия постепенного перехода от гранитов к лейасу и присут-

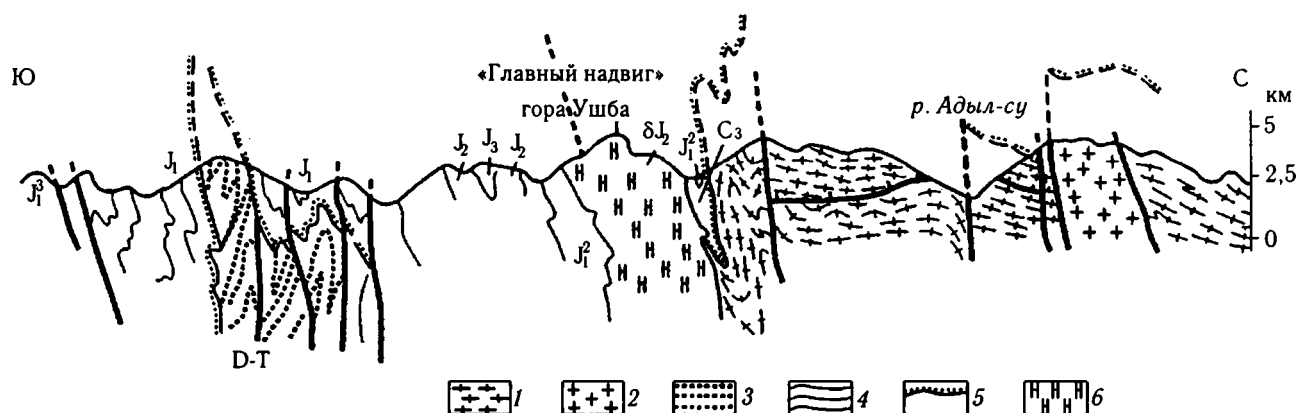


Рис. 3.14. Схематизированный композитный разрез от р. Ингури до верховьев р. Баксан по линии 7 (см. рис. 3.2)

1, 2 — кристаллические породы доальпийского фундамента Главного хребта: 1 — кристаллические сланцы и гнейсы, 2 — гранитоиды; 3 — девон-триасовые отложения дизской серии Сванетии; 4 — глинисто-сланцевые отложения лейаса-аалена; 5 — базальные слои лейаса и верхнего карбона; 6 — батские гранитоиды

ствия ксенолитов лейаса в гранитах (а также в молодых вулканических дайках?), что привело некоторых авторов к неверному выводу о постлейасовом возрасте гранитов.

Характер деформаций отложений лейаса в районе Дарьяльского поднятия отчетливо зависит от их положения относительно выступов фундамента. К югу от последних в долине р. Терек лейас смят в сильно сжатые и кливажированные складки с круто наклоненными к северу осевыми поверхностями. Характер структуры юрских отложений в этой полосе (в сечении по р. Джурмут), в частности, показан М.Г. Ломизе и Д.И. Пановым [2001]. Севернее поднятия вергентность локально имеет противоположную ориентировку, но в целом их осевые поверхности прямые, а степень сжатости умеренная [Ломизе, Панов, 2001]. В узкой структурной депрессии между Гвелетским и Дарьяльским выступами близ Терека деформированность чехла максимальна — видны сильно затушеванные кливажем фрагменты мелких изоклинальных складок и, кроме того, фиксируется формы второй генерации с крутонаклонными шарнирами. Заметна также дислоцированность мелких даек диабазов, в том числе и их рассланцевание в краевых зонах.

На южном склоне Дарьяльского выступа при подъеме от р. Кистинка к вершине Гургала деформированность чехла заметно уменьшается: здесь развиты пологие открытые складки и многочисленные вертикальные разрывы. Кливаж по-прежнему развит, однако его ориентировка изменчива, при-

чем это изменение происходит как вкрест простираения слоев, так и по восстанию кливажных поверхностей, которые здесь фактически деформированы в пологие складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями (см. рис. 3.15).

В области свода Дарьяльского поднятия как на левом, так и на правом борту Терека (на горе Гургала) отложения лейаса залегают субгоризонтально и сохраняют фрагменты базальных псаммит-конгломератовых слоев [Гаврилов, 2003]. В вышележащих существенно глинистых сланцах развит кливаж, хотя и не столь интенсивный, как в стороне от выступов.

Главной формой альпийской структурной переработки гранитоидов в их краевых зонах была милонитизация. Она же обусловила гнейсовидную текстуру мелких Гвелетского и Кистинского выступов. Ориентировка плоскостей милонитизации совпадает с ориентировкой кливажа в чехле, в том числе и развитого над сводами выступов, и везде, включая верхние части выступов, имеет крутое положение. В центральных частях крупного Дарьяльского выступа милонитизация проявлена в виде крутонаклонных зон, подвижность фундамента здесь обеспечивалась преимущественно сколовыми смещениями.

Можно заключить, что главной формой деформации гранитоидного фундамента в этом районе было его сплющивание в вертикальной плоскости под влиянием горизонтального сжатия. Этот же процесс на последних стадиях, очевидно, приводил

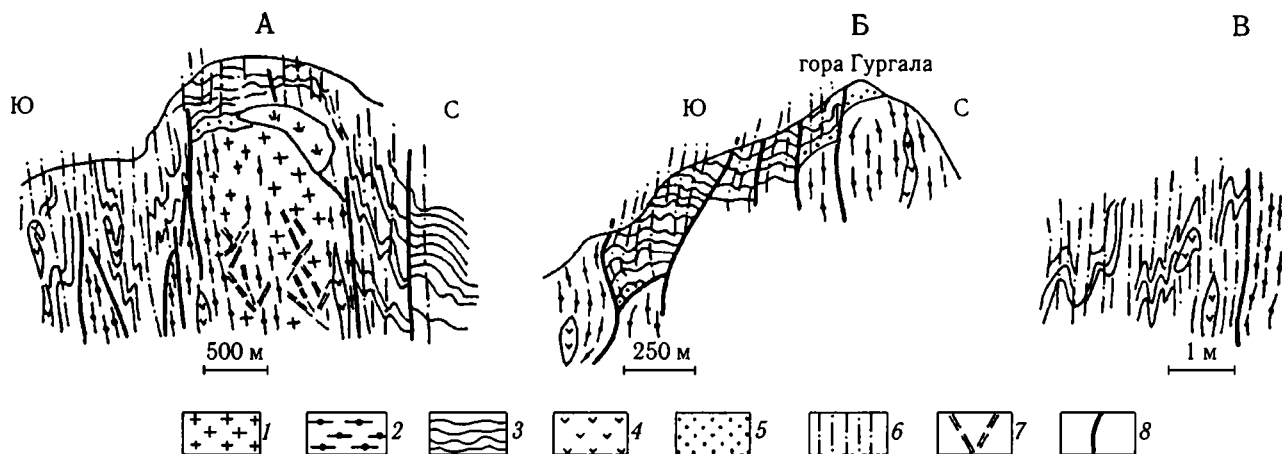


Рис. 3.15. Схематизированные геологические разрезы через Дарьяльское поднятие по линии 10 (см. рис. 3.2): вдоль левого борта р. Терек через Гвелетский и Дарьяльский выступы (А) и от р. Кистинка к вершине горы Гургала (Б); зарисовка контакта гранитоидов и отложений лейаса у южного борта Дарьяльского выступа, левый борт р. Терек (В). По наблюдениям М.Л. Сомина и Ю.П. Видяпина

1 — доальпийские гранитоиды; 2 — бластомилониты по ним; 3 — глинистые сланцы и алевролиты лейаса; 4 — юрские диабазы; 5 — базальные слои лейаса; 6 — кливаж в отложениях лейаса; 7 — сколовые смещения сдвигового типа; 8 — разрывы

к протрузивному выжиманию блоков фундамента, что и обеспечило большую амплитуду их перемещений по крутым разломам и дополнительную (при вертикальной ориентировке оси сжатия) деформацию плоскостей кливажа и милонитизации. Важную роль вертикальных протрузивных перемещений блоков фундамента при альпийских деформациях неоднократно подчеркивал Т.В. Гиоргобиани [2003; Гиоргобиани, Закарая, 2004].

Дарьяльское поднятие является примером больших расхождений в интерпретации разными авторами геологической структуры одного и того же небольшого района. В.Н. Шолпо [1978] рисовал Дарьяльский выступ в виде куполовидной апикальной части мезозойского интрузивного массива, над которой располагаются крутостоящие сильно сжатые складки. Эта трактовка имеет мало общего с реальной геологией района. Позже В.Н. Шолпо с соавторами [1993], вслед за Ш.А. Адамия, Я.Р. Кипиани и Г.К. Чичуа [1987], изобразили этот выступ в виде выхода фундамента, плоскостные текстуры в котором вырисовывают пологую антиклиналь. Очевидно, параллельное положение милонитовой полосчатости Дарьяльских гранитов, слоистости и кливажа сланцев лейаса, наблюдаемое в области боковых контактов выступа этих гранитов, было безосновательно экстраполировано на верхнюю, центральную, апикальную часть выступа, где эта полосчатость развита очень слабо и в любом случае сохраняет крутое положение.

В статье Д.И. Панова [2002] Дарьяльский и Гвילетский выступы фундамента показаны в виде тел с крутонаклонными боковыми контактами и субгоризонтальным залеганием трансгрессивного юрского чехла над первым из этих массивов. Узкая полоса юры, расположенная между выступами, интерпретирована как базальная кистинская свита, находящаяся в нормальном положении относительно Гвилетского массива и составляющая южное крыло изоклиальной складки, северное крыло которой срезано крутым взбросом, ограничивающим с юга Дарьяльский выступ. Базальные слои лейаса показаны и у северного ограничения Дарьяльского массива. Эта картина, где Дарьяльский выступ и с юга и с севера (т.е. квазисимметрично) обрамляется нижними толщами лейаса, близка к изображенной нами ранее [Сомин, 1999, 2000а] с той только разницей, что все боковые контакты выступов гранитоидов, по нашим наблюдениям, субвертикальны, имеют исключительно тектонический характер и маркируются четко выраженными зонами милонитов в гранитоидах.

Д.И. Панов [2002] трактует выступы фундамента в Дарьяльском поднятии как лобовые части тектонических чешуй. При такой трактовке южные контакты выступов фундамента надо рассматривать как исходно субгоризонтальные, а затем вертикализированные тектонические поверхности, а северные — как структурно-стратиграфические границы. В таком случае структура должна быть резко асимметричной и где-то должен намечаться переход от крутых контактов к пологим. Однако Дарьяльский выступ достаточно симметричен; не только его южный, но и северный контакты с лейасом тектонические и субвертикальные. Фрагмент ядра большой изоклиальной синклинали, показанной Д.И. Пановым в депрессии между Гвилетским и Дарьяльским массивом, подкрепляет предположение о том, что структуры поднятия могут интерпретироваться как возникшие в результате совместного горизонтального сжатия и хрупкопластической деформации фундамента и чехла, при которой происходили неравномерное сплющивание гранитного материала в вертикальной плоскости и пликативная деформация чехла, тогда как скалывание и срывы по горизонтали развивались в ограниченном масштабе.

В пределах зоны Южного склона наиболее значительные выходы доюрского основания находятся в пределах Сванетского антиклинория, где они образуют Ингурское и Цхенисцальское поднятия. Основание представлено здесь совершенно иным, чем в Главном хребте, комплексом — осадочными толщами девона—триаса, объединяемыми в дизскую серию. Как уже отмечалось в начале этой главы, доюрские гранитоиды в пределах комплекса отсутствуют, степень регионального метаморфизма его пород не превышает хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, или ступени филлитов. Нижнеюрские отложения антиклинория, в нижней своей части содержащие фоссилии синемюра, имеют типично трансгрессивный облик — базальные конгломераты и кварцевые песчаники, местами угленосные слои с прослоями вулканитов кислого состава вверх по разрезу постепенно переходят в глинисто-сланцево-алевролитовую толщу.

Давно дискутируемой проблемой принципиально важного значения являются структурные соотношения отложений лейаса, точнее, базальной сванетской свиты юры [Сомин, 1971] с дизской серией. По мнению одних авторов [Белов, Сомин, 1964; Сомин, 1971; Сборщиков, Казьмин, 1990], серия отделена от лейаса стратиграфическим перерывом и несогласием, указывающим на прояв-

ление доюрских деформаций, тогда как Ш.А. Адамия [1968] и его коллеги [Адамия и др., 1990] считают, что предъюрский перерыв проявился не повсеместно, перед юрой имели место только локальные поднятия, а в некоторых участках Сванетской области в интервале палеозой — ранняя юра продолжалась непрерывная седиментация. В качестве главного доказательства непрерывности седиментации приводится факт обнаружения палиноморф рэт-лейасового возраста в области контакта синемюрских отложений лейаса и норийских осадков дизской серии на юго-западной границе выходов серии в правом борту р. Ингури [Адамия и др., 1990]. Однако, судя по представленным данным, эти органические остатки не позволяют установить точный возраст слоев, т.е. выяснить, являются ли они рэтскими, геттангскими или геттанг-синемюрскими. Постепенный переход от этих слоев к осадкам норийского возраста не задокументирован. Не менее важно, что присутствие в том же конкретном разрезе нижнего и среднего триаса и перми и постепенный к ним переход только постулируются.

Поэтому приведенные Ш.А. Адамия и его соавторами данные проблему взаимоотношений палеозойских отложений и лейаса не решают. Наряду с этим имеются следующие факты, которые противоречат идее непрерывного перехода от дизской серии к лейасу.

1. Отложения сванетской свиты, которые в основной своей части имеют синемюрский возраст (хотя полностью не исключено, что в своих низах могут включать осадки верхнего триаса и геттанга), начинаются с хорошо выраженных базальных слоев, включающих существенно кварцевые песчаники и конгломераты, континентальные угленосные горизонты и кислые вулканиты, которых нет в дизской серии [Белов, Сомин, 1964; Сомин, 1971]. Очень важно, в частности, что базальные конгломераты лейаса описаны Г.А. Чихрадзе [1963] в левом борту р. Ингури, почти напротив участка, исследованного Ш.А. Адамия и др. [1990], где базальные слои, по-видимому, тектонически срезаны.

2. Базальные слои сванетской свиты несомненно ложатся на разные по возрасту части дизской серии — от девонских до пермских и триасовых — и на разные ее литологические горизонты, причем переход с одних частей на другие происходит на коротком, в первые километры, расстоянии [Сомин, 1971]. Этого не могло бы быть, если бы в «досванетское» время не произошла существенная складчато-разрывная деформация дизской серии.

3. В базальных конгломератах сванетской свиты содержатся обломки пород дизской серии, по характеру деформаций и степени метаморфизма заметно отличающиеся от цементирующей массы [Сборщиков, Казьмин, 1990; Гиоргобиани, 2003; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005]. Различие в степени регионального метаморфизма между породами дизской серии и лейаса в конкретных разрезах отмечали как М.Л. Сомин [1967, 1971], так и Ш.А. Адамия [1968; Адамия, Беридзе и др., 1987; Адамия, Кипиани, Чичуа, 1987]. Если бы несогласие в основании лейаса было связано только с локальными поднятиями, а не с большими деформациями, опусканиями и поднятиями, всегда сопровождающими даже слабое проявление регионального метаморфизма, это явление не было бы зафиксировано.

4. Имеется четкое различие в вергентности структур лейаса и дизской серии [Сомин, 1971; Сборщиков, Казьмин, 1990]. Действительно, в пределах Ингурского поднятия весь доюрский разрез в наиболее глубоком сечении по р. Ингури характеризуется четкой северной вергентностью разрывных и складчатых дислокаций и раннего кливажа (см. рис. 3.14), тогда как при переходе в юрский комплекс вергентность сразу изменяется на южную. В ядре Цхенисцкальского поднятия есть и северо- и южновергентные элементы, однако в лейасе снова видна только южная вергентность.

5. Проявление наложенных деформаций — другое отличительное свойство дизской серии. Наложённые структуры (кливаж, кинк-банды, разрывы и складки) имеют «альпийскую» южновергентную ориентировку.

6. В Цхенисцкальском поднятии установлено отчетливое регионально-азимутальное (порядка 15°) несогласие между лейасом и дизской серией: простирания в лейасе субширотные, в дизской серии — северо-западные [Сомин, 1971]. Существование такого несогласия подтверждено микроструктурным анализом сравниваемых комплексов [Сборщиков, Казьмин, 1990].

7. В нескольких местах в Нижней Сванетии задокументировано непосредственное залегание базальных слоев сванетской свиты на сланцах дизской серии с отчетливыми угловым и азимутальным несогласием [Сомин, 1971].

В бассейне р. Мзымта отложения лейаса, начинающиеся с синемюрских слоев, также залегают на доюрских (триасовых) отложениях трансгрессивно, хотя угловые несогласия здесь не зафиксированы.

Альпийская (постлейасовая) структурная переработка дизской серии выразилась прежде всего в

вертикализации ее структурных элементов и в появлении многочисленных участков крутого или опрокинутого согласного или субсогласного залегания юрских и доюрских отложений. Например, на южном крыле Цхенисцкальского поднятия и базальные толщи лейаса и верхнепалеозойские отложения согласно опрокинуты к юго-западу, а на северном крыле восточного окончания Ингурского поднятия этот же кажущийся согласным контакт круто наклонен к северу. Альпийская структура обоих поднятий — это огромные южновергентные складки, продукт пластической деформации доюрского основания, в определенной степени сохранившего реликты исходной доюрской структуры. Поскольку толщи дизской серии имеют преимущественно псаммитовый состав и к тому же несколько метаморфизованы, кливаж для них не характерен, и тем более затруднительно выявление наложенного альпийского кливажа. Вероятно, последнему соответствует система частых наклоненных к северу трещин, избирательно пересекающих слоистость и крылья складок. Но во многих случаях в филлитах и метапсаммитах дизского комплекса видна кренуляция слюдисто-кварцевого материала, переходящая в кренуляционный кливаж. Все это — признаки наложенных деформаций на мезо- и микроуровне.

Структурные наблюдения в области Сванетского антиклинория принципиально важны для понимания стиля тектоники альпийского чехла зоны Южного склона Большого Кавказа. Во-первых, эти наблюдения показывают, что доальпийское основание зоны тектонически чрезвычайно сильно деформировано в крутостоящие крупноамплитудные структуры. Иными словами, эти данные демонстрируют, что предположение о существовании здесь плоской недеформированной поверхности основания [Гущин и др., 1996] определено неверно. Во-вторых, здесь видно, что в основе совместных дислокаций основания и чехла лежат складчатые структуры, а не чешуи. Действительно, базальные слои лейаса присутствуют и на северных, и на южных крыльях крупных структур Сванетского антиклинория. Они описаны как в Ингурском, так и в Цхенисцкальском поднятиях, где местами перекрывают отложения доюрского возраста без срыва. В-третьих, мы не видим нарастания опрокидывания структур к югу по мере увеличения глубины эрозионного вреза. Наоборот, в Нижней Сванетии и контакт лейаса и дизской серии, и структуры последней субвертикальны или имеют лишь слабый наклон к северу. В случае чешуйчатой структуры и наличия

листрической системы взбросов картина была бы иной.

3.2. «Главный Кавказский надвиг», или Главный Кавказский разлом, в альпийской структуре центрального сектора Большого Кавказа

Так называемый Главный Кавказский надвиг (надвиг Главного хребта), или Главный Кавказский разлом (ГКР), — одна из примечательных тектонических линий Большого Кавказа, в его центральном секторе отделяющая выступы его основания от складчатой системы зоны Южного склона. Этот разрыв в литературе описывается по-разному: как погружающаяся к северу под углом 45–50° плоскость [Шемпелев, 1978; Philip et al., 1989], как вертикализированное в своей верхней своей части («листрическое») пологое смещение большой [Макаровский 1982; Романов, 1983] или громадной, свыше 100 км [Дотдугев и др., 1986], амплитуды или как крутой взброс [Леонов Ю., 19676; Сомин, 1971, 2000а; Шевченко, 1984].

Выше было показано, что в большинстве мест ГКР может интерпретироваться как срыв взбросового типа вдоль вертикализированного, чаще всего опрокинутого к югу контакта чехла и фундамента со срезанием части чехла. Обсуждая этот вопрос, сразу же следует подчеркнуть, что линия ГКР пересекается на Большом Кавказе глубокими ущельями с размахом рельефа свыше 2 км, и здесь видно, что плоскость разрыва почти повсеместно крутая, наклонена к северу в среднем под углом 65–70°, и только в локальных «козырьковых» структурах на крутых склонах (возможно, под влиянием гравитации) наклон может уменьшиться до 40°.

Длительное время лучшим доказательством пологого смещения фундамента Главного хребта к югу служил так называемый Штавлерский надвиг в Верхней Сванетии. Однако, по данным И.П. Гамк-релидзе [Адамия и др., 1989], в действительности здесь находятся несколько узких тектонических блоков, ограниченных крутыми взбросами. Идея листрической формы ГКР легко проверяема на Кавказе, поскольку этот разрыв по простираению из области гипсометрически высокого положения фундамента проходит туда, где он опущен на значительную (5–6 км) глубину и где на поверхности

развиты только толщи юры. При листрической форме наклон разрыва в его глубинной части (около фундамента) должен быть намного меньше, чем структурно выше, в чехле. Однако в действительности наклон везде примерно одинаков. Так, хорошо изученный на месторождении Кизил-дере, проходящий в толщах нижней юры и соответствующий ГКР Ахтычайский разлом также наклонен к северу под углом не менее 70° [Буадзе и др., 1972]. Очевидно, интерпретация геофизических данных [Шемпелев, 1978] по ориентировке ГКР требовала пересмотра. И действительно, по новым материалам того же автора и его коллег [Шемпелев и др., 2001, 2005], относящимся как к Западному, так и Центральному Кавказу, ГКР наклонен под углом 65° или круче и прослеживается в таком положении до глубины 80 км. Отметим, вместе с тем, что точность геофизических данных по этой части Большого Кавказа невелика.

Соотношения юрского осадочного чехла и кристаллического фундамента в области ГКР — ключевой аспект обсуждаемого вопроса. При крупноамплитудном пологом надвигании области Главного хребта в южном направлении его фундамент должен был бы перекрыть различные структурные и стратиграфические (вплоть до самых молодых) элементы зоны Южного склона. В действительности это не наблюдается. Как уже отмечалось раньше в этой главе, с кристаллическим фундаментом Главного хребта вдоль зоны ГКР обычно непосредственно контактируют нижние горизонты осадочного чехла, в целом расположенные по отношению к поверхности фундамента в нормальном стратиграфическом (но структурно чаще в опрокинутом) положении: стратиграфический вектор направлен к югу [Сомин, 2000а]. При этом во многих местах близ контакта находятся базальные слои лейаса с конгломератами, содержащими обломки пород фундамента [Адамия, 1968; Топчишвили и др., 2006]. Такие соотношения указывают, что ГКР может интерпретироваться лишь как большой, переходящий во взброс срыв на границе фундамента и сложно дислоцированного чехла.

Согласно Д.И. Панову [2002], расположенные структурно выше (географически — южнее) части разреза нижней—средней юры имеют чешуйчатую структуру при стратиграфическом векторе, направленном к северу: в каждой конкретной чешуе возраст пород омолаживается в северном направлении. Это заключение сделано на основании стратиграфических данных, базирующихся в основном на литологическом контроле. Все складки при такой

интерпретации рассматриваются только как приразломные. В справедливости такой точки зрения могут быть высказаны сомнения. При исключительно чешуйчатом типе дислокаций (когда чешуи являются первичными, исходными формами, возникающими при срыве чехла с фундамента) не могли бы сформироваться реально существующие на Южном склоне Большого Кавказа крупные антиклинорные и синклинорные структуры и системы крупных, в том числе опрокинутых складок, обстоятельно описанные в ряде работ [Шолпо и др., 1993; Гиоргобиани, Закарая, 1989] и показанные, в частности, на разрезах, опубликованных М.Г. Ломизе и Д.И. Пановым [2001].

3.3. Зона Главного Кавказского разлома и мезозойские интрузивные массивы

К проблемам ориентировки, глубины заложения, величины горизонтального смещения и времени заложения ГКР прямое отношение имеют данные о взаимоотношении этой структуры с магматическими породами мезозойского возраста. Еще в 30-х годах прошлого века многие исследователи — Г.М. Заридзе [1944], Д.С. Белянкин и В.П. Петров [1940], М.А. Фаворская и другие обратили внимание на то, что в области ГКР между истоками рек Мзымта на западе и Ардон на востоке распространены интрузивные породы специфического состава, возраст части которых может быть уверенно определен как постлейасовый. В первую очередь речь шла о большом Бакско-Эцерском (Ушбинско-Эцерском) массиве Верхней Сванетии и более мелких интрузивах Мулахской группы, расположенных на границе кристаллического фундамента и юрских отложений (см. рис. 3.2 и 3.15).

Наиболее полная современная характеристика этого массива принадлежит О.З. Дудаури [Дудаури, Хуцишвили, 1966; Дудаури, 2003]. По его данным, массив является полифазным сложным телом с гомодромным типом эволюции от диабаз-порфиров до гранитов и интенсивным проявлением гибризма. Этот интрузив прорывает кристаллические породы фундамента, верхнепалеозойскую квишскую свиту, а на юге — отложения лейаса. К-Аг датировки роговых обманок и биотита из этих пород отвечают 170–165 млн лет. Это означает, что интрузивные породы массива имеют среднеюрский — докелловейский возраст. Связанный с Бак-

ско-Эцкерским интрузивом роговиковый ореол хорошо выражен как в породах палеозоя, так и, особенно, лейаса. При этом ороговикование накладывается на кливаж сланцев лейаса, что доказывает докембрийский возраст его формирования [Кавелашвили, 1988]. Породы массива не деформированы, образуют в целом единое дайкоподобное, расширяющееся кверху тело [Дудаури, 2003], и лишь в центральной части в нем выявляется зона дробления, не сопровождающаяся перемещениями блоков. Таким образом, Бакско-Эцкерский массив полностью залечил надвиг Главного хребта и после средней юры не испытывал смещений по нему.

Санчаро-Кардывачский интрузивный комплекс, также приуроченный к зоне ГКР, развит в западной части Главного хребта и включает последовательную серию пород от габброидов и кварцевых диоритов до роговообманковых гранитов, плагиигранитов и щелочных эгирин-арфведсонитовых и лейкократовых гранитов, т.е. также образует, гомодромный ряд [Гурбанов, 1972; Борсук, 1979]. Эти породы частью размещены среди отложений лейаса, где сопровождаются четкими контактными ореолами, а частью прорывают породы фундамента (рис. 3.16, см. рис. 3.2). В верховьях р. Мзымта они залечивают разлом, который находится целиком в пределах зоны Главного хребта и, вероятно, является боковым ответвлением «Главного надвига». Начиная с меридиана горы Аджары и восточнее интрузивы

приурочены уже непосредственно к ГКР. Здесь выделяется мощное дайкообразное тело Санчарских кварцевых диоритов, с севера контактирующее с породами фундамента, а с юга прорывающее породы лейаса Санчарской депрессии [Сомин, 19656].

Поскольку лейас в этих частях Кавказа везде тесно связан с ааленом, возраст Санчаро-Кардывачского комплекса однозначно определяется как постааленский. Наиболее высокие значения К-Аг возраста его пород отвечают 170–166 млн лет [Дудаури, 2003], что соответствует средней юре.

К востоку от Санчарского массива непосредственно вдоль линии ГКР или несколько к северу от него расположено еще несколько интрузивных тел постлейасового возраста, наиболее крупные из которых — Наурский (Бзыбский), Цейский и Аксаутский. Два первых имеют преимущественно кварцдиоритовый и тоналитовый состав. Аксаутский массив, находящийся целиком среди пород фундамента, сложен полифазными габброидами, К-Аг возраст которых, по Г.Л. Чичинадзе, около 170 млн лет (фото 8, см. вкл.). Интрузивы наурской группы нарушены взбросом Главного хребта — их северная часть круто поднята над южной.

Особый интерес представляют данные А.Г. Гурбанова [1972] и А.М. Борсука [1979] о присутствии в той же зоне ГКР в истоках рек Мзымта и Авадхара мелких тел субщелочных габброидов эоценового (40–50 млн лет, К-Аг метод) возраста. При-

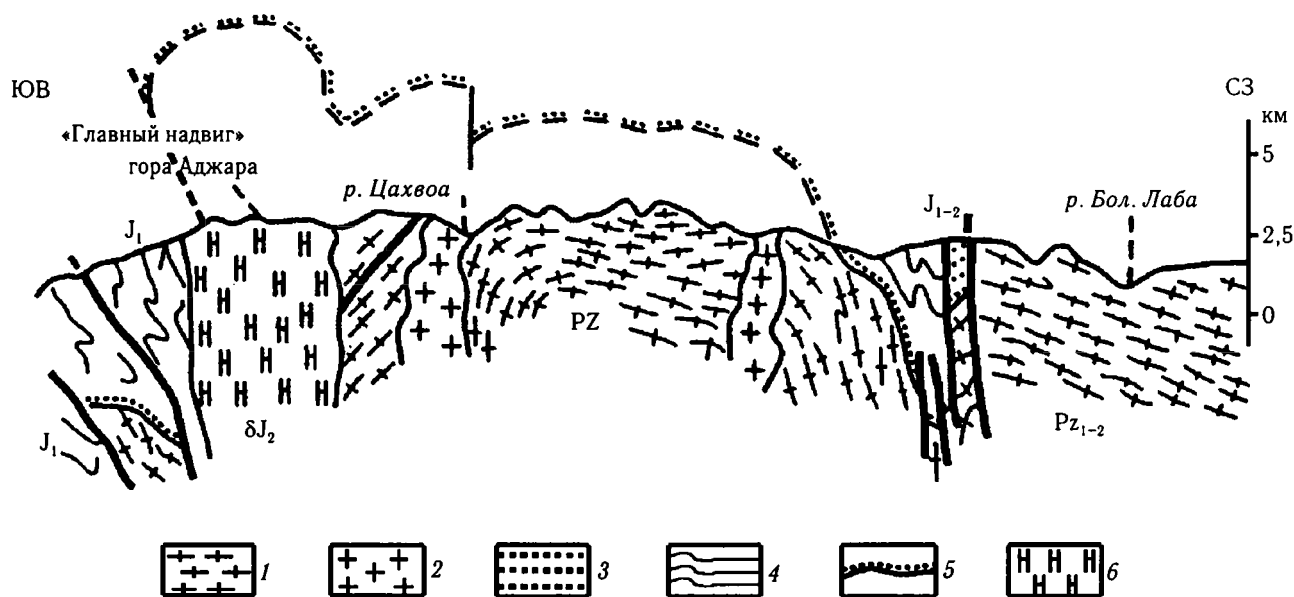


Рис. 3.16. Схематизированный разрез от р. Лашипсе вдоль р. Большая Лаба по линии 5 (см. рис. 3.2)

1, 2 — породы доальпийского фундамента: 1 — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, 2 — гранитоиды; 3 — молассы верхнего палеозоя; 4 — отложения лейаса-аалена; 5 — базальные слои лейаса; 6 — батские гранитоиды

уроченность этих тел к области ГКР, однако, не является столь строгой, как среднеюрских интрузивов.

Таким образом, область ГКР трассируется и частью, несомненно, залечивается недеформированными интрузивными массивами среднеюрского возраста. Комплексы, слагающие эти массивы, имеют сложное строение и почти везде включают в свой состав глубинные мантийные породы — ранние габброиды или даже полностью состоят из них. Это доказывает значительную глубинность тектонической зоны, вдоль которой происходило внедрение. Происхождение гранитоидов, входящих в состав комплексов, может быть связано, по О.З. Дудаури, с плавлением коры под влиянием габброидной магмы. Все это подтверждает, что ГКР в средней юре был глубинной магмаподводящей структурой. Было бы чрезвычайно важно однозначно установить, действительно ли она снова проявила свою активность много позже, в эоцене. Этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

3.4. Структура области Главного хребта и изотопное датирование

Такие процессы, как растяжение континентальной коры или тектоническое утолщение (сдвигание) вызывают существенное изменение ее термической картины. Считают, что в случае сдвига из-за резкого увеличения количества радионуклидов или из-за сопровождающей сдвигание даламинации литосферы происходит сильный прогрев нижних частей земной коры. Это явление наиболее легко улавливается при использовании К-Аг метода датирования применительно как раз к высокотеплопроводному кристаллическому фундаменту.

В частности, полная «перестановка часов» в мелких слюдах метаморфитов происходит уже при нагреве до 350–300°C, а в калиевых полевых шпатах — до 150–200°. Поэтому предполагаемое [Розен, Федоровский, 2001] для позднеальпийского времени (эоцен) сдвигание коры северной части Большого Кавказа должно было спустя примерно 30 млн лет вызвать проявление очень молодого площадного регионального метаморфизма и, следовательно, обусловить почти повсеместное омоложение аргонного возраста кристаллических пород фундамента.

Однако мы не видим этого на Большом Кавказе. Имеется большое количество определений аргонного возраста метаморфитов и гранитоидов фундамента в разных зонах этого сооружения [Рубинштейн, 1967; Сомин, 1969; Лебедько, Усик, 1985; Петрология..., 1991]. Этот материал вырисовывает однозначную картину. Датировки позднеальпийского возраста по породам фундамента выявлены только в узком ореоле контактового воздействия поздне-неогенового (1,8–2,0 млн лет) Эльджуртинского гранитного массива. Его постепенно снижающееся тепловое воздействие выявляется в породах фундамента на расстоянии около 3 км к югу от массива. В остальных местах в породах Главного хребта все К-Аг датировки находятся в интервале 320–250 млн лет. Отметим, что и богатые калишпатам граниты и пегматиты имеют средний возраст около 300 млн лет, примерно на таком же уровне находится возраст слюд из мигматитов [Бибикова и др., 1991]. Породы кристалликума Передового хребта датированы в интервале 370–305 млн лет, более молодых значений аргонного возраста здесь нет.

Заметное снижение К-Аг возраста пород доюрского фундамента выявляется в узкой южной Перевальной подзоне Главного хребта, где фундамент испытал максимальное вовлечение в альпийские деформации. Однако и здесь возраст минералов метаморфических пород и их валовых проб находится в интервале 190–140 млн лет [Сомин, 1969], иногда поднимаясь (в массивных свежих породах или в крупных минеральных агрегатах) до значений, отвечающих палеозою. Примером могут быть датировки слюд из гранитоидов разных типов Дарьяльского выступа. Слюды из неизмененных пегматитов и аляскитов показали 321 и 296 млн лет, а из более древних катаклазированных гранитов — 172–164 млн лет [Дудаури и др., 2000 а,б]. Еще раньше М.М. Аракелянц получила значения аргонного возраста на уровне 160–140 млн лет по взятым нами образцам милонитизированных гнейсов Малолабинского массива.

Таким образом, в фундаменте Перевальной подзоны широко и отчетливо фиксируются события киммерийского возраста, в том числе, вероятно, связанные и с внедрением среднеюрских интрузий. Незначительный прогрев пород здесь проходил на фоне их деформаций, которые, нарушая кристаллические решетки минералов, способствовали потере радиогенного аргона.

Изотопно-геохронологическая история пород Перевальной подзоны, однако, не завершилась в средней юре. Изотопные системы серицита в плос-

костях кливажа отложений лейаса, в основе сформировавшегося в средней юре, были в области Дарьяльского поднятия и к югу от него нарушены структурно унаследованными дислокационными процессами уже в собственно альпийское время. Это вызвало перестановку их K-Ar и Rb-Sr «часов» на интервал от 18 до 50 млн лет [Буякайте и др., 2003]. Интересно, что эти процессы никак не отразились на аргоновой системе слюд из гранитоидов. Данный факт, очевидно, обусловлен гораздо большей устойчивостью крупных кристаллов слюды к наложенным воздействиям по сравнению с мелкими чешуйками, а жестких массивов гранитов — меньшей податливостью сдавливанию по сравнению с пластичными толщами лейаса. По данным М.И. Буякайте и др. [2003], уже в нескольких километрах к северу от Дарьяльского массива, где кливаж в лейасе выражен слабо, аргоновое омоложение пород не фиксируется.

Как можно видеть, анализ данных K-Ar датирования пород фундамента к северу от Главного Кавказского разлома не подтверждает предположения о сколько-нибудь значительных региональных термических процессах в этой области в позднеальпийское время. Основная часть пород фундамента законсервировалась в изотопном отношении еще в палеозое. Заметное изменение аргоновой системы в альпийскую эпоху произошло только в южной краевой зоне фундамента, но имело юрский, а не более молодой возраст.

3.5. Выводы

Имеющиеся данные показывают, что структурные преобразования альпийского возраста, которые испытали комплексы основания складчатого сооружения Большого Кавказа, в том числе кристаллический фундамент, были очень неоднородны по величине и типу. Огромное значение в этих преобразованиях, как известно, имели крутые разломы. По смещению подошвы юрского чехла видно, что амплитуда вертикальных перемещений по ним достигала первых километров.

Гораздо меньше было известно о совместных хрупкопластических деформациях фундамента и чехла. Они начинают выявляться уже начиная с самых северных частей зоны Главного хребта и, как и следовало ожидать, нарастают по своей интенсивности в южном направлении по мере усиления альпийской складчатости чехла.

Общая ярко проявленная особенность совместных структурных форм фундамента и чехла, появившихся в результате этих деформаций, помимо разрывов, — их *cusate-lobate* [Ramsay, 1967], или аркадный [Сомин, 1999, 2000в] облик. На выступах основания автохтонный чехол обычно залегает полого, между ними — круто и несет следы горизонтального сжатия. Борты выступов часто осложнены крупноамплитудными разрывами, реже представляют собой крылья коробчатых или куполовидных в разрезе складок. При этом структура основания, даже когда оно сложено гранитоидами, в той или иной мере несет признаки совместной с чехлом деформации. В пределах депрессий, разделяющих выступы, чехол обычно кливажирован. Вместе с тем, такой же по ориентировке крутой кливаж развит и над выступами основания (выступы Атамажи, Дарьяла, Мусатчеры и др.), а при подходящей литологии основания проникает и в него. Сжатость антиклинальных выступов аркадных структур отчетливо нарастает к югу, где эти выступы приобретают характер опрокинутых линейных складок.

Эти факты показывают, что линейные структуры аркадного типа формируются в результате горизонтального сжатия, а не вертикальных движений блоков фундамента: в последнем случае над ними возникали бы только зоны вертикального сжатия и горизонтального растяжения. В пользу горизонтального сжатия как главного фактора формирования этих структур указывает и часто наблюдающийся срыв чехла на сводах. Вместе с тем, на последних стадиях эволюции выступы протрузивно перемещались вверх как выжатые блоки, и это иногда приводило к некоторому короблению плоскостей кливажа над ними. Такие блоки в области нижеюрских депрессий имеют форму узких клиньев.

Структуры аркадного типа неоднократно воспроизводились экспериментально на подобных материалах, различающихся по степени вязкости; в роли фундамента выступал более вязкий материал [Гиоргобиани, Закарая, 1999]. Эксперименты показали, что при небольшой величине сокращения антиклиналей намного шире синклиналей и имеют почти плоские своды (рис. 3.17); при нарастании сжатия размеры синклиналей и антиклиналей сближаются, хотя щелевидный облик первых и округлая форма сводов вторых сохраняются.

Факт совместной деформации кристаллического фундамента и чехла в режиме горизонтального сжатия не согласуется с представлениями как об адвекции, так и об увеличении объема чехла как о

возможных главных причинах его деформации. В самом деле, обе гипотезы фактически исходят из представления о полной автономности деформационных процессов в чехле, тогда как в действительности на Большом Кавказе в деформации вовлекаются и чехол, и разные типы комплексов основания. При этом в обеих средах синхронно возникают генетически однотипные, но чаще всего по-разному выраженные дислокации, характер которых определяется свойствами среды. Адвекционный процесс, теоретически, может развиваться одновременно и в фундаменте и в чехле в том случае, когда обе среды подвергаются сильному региональному метаморфизму, приводящему к ремобилизации более кислого фундамента. Однако на Большом Кавказе альпийский региональный метаморфизм нигде не достигал уровня даже зеленосланцевой фации; слабый (ниже 300°C) метаморфизм в Перевальной подзоне, по-видимому, способствовал деформации, но не мог быть ее причиной.

Сказанное не означает, что при деформировании чехла в нем совсем не развиваются автономные процессы. Влияние фундамента на структуру чехла не бесконечно и убывает по мере удаления от него, что создает дисгармонию складчатости. Близ фундамента дислокации чехла наиболее неоднородны: чередуются зоны, деформированные су-

щественно по-разному, при этом отмечаются участки с резко повышенной и пониженной степенью дислоцированности; однако по мере удаления от цоколя деформации становятся более однородными и интенсивными. Это означает, что происходит определенное перераспределение пластичного осадочного материала, его перетекание, нагнетание и другие, еще не полностью расшифрованные процессы. Такое изменение стиля деформаций в сторону его усложнения и нарастания напряженности по мере удаления от фундамента уже давно было отмечено Ю.Г. Леоновым в Северной Осетии [19676], а затем нами на Северо-Западном Кавказе [Видяпин и др., 1985], а еще позже — на Восточном Кавказе [Гущин, Панов, 1992].

Возвращаясь к альпийским деформациям фундамента, отметим, что их величина и характер зависят от положения конкретных выходов в структуре этого орогена, состава, степени структурной однородности пород и температурных условий при деформации. Первый фактор очевиден — наиболее деформированные в альпийское время части фундамента расположены в самой южной, Перевальной, подзоне Главного хребта, которая по типу разреза юрского чехла относится к Псеашхинской зоне и где этот чехол уже интенсивно деформирован. Здесь же по К-Аг датировкам фиксируется и неко-

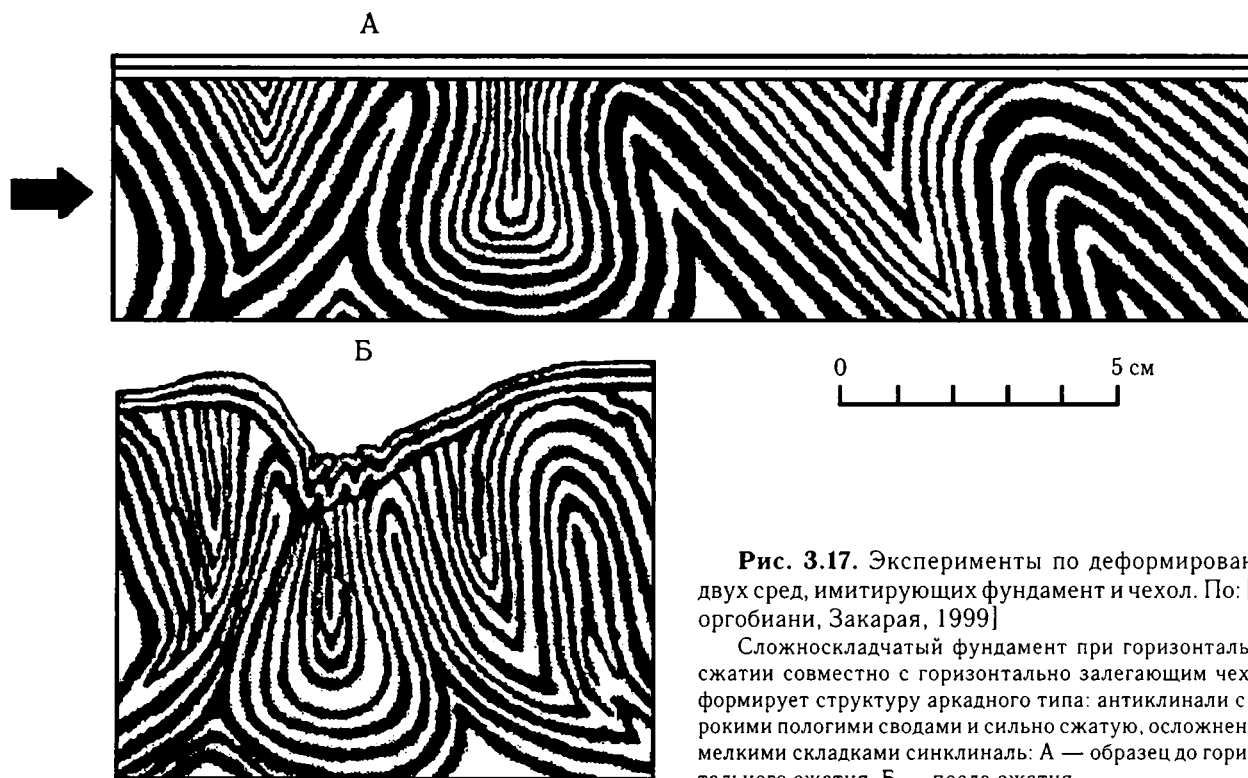


Рис. 3.17. Эксперименты по деформированию двух сред, имитирующих фундамент и чехол. По: [Ги-оргобиани, Закарая, 1999]

Сложноскладчатый фундамент при горизонтальном сжатии совместно с горизонтально залегающим чехлом формирует структуру аркадного типа: антиклинали с широкими пологими сводами и сильно сжатую, осложненную мелкими складками синклиналь: А — образец до горизонтального сжатия, Б — после сжатия

торый прогрев (криптометаморфизм) фундамента в среднеюрское время. Тип деформаций в кристаллических породах фундамента, находящихся в одной и той же тектонической позиции, зависит от степени их изотропности и структурно-текстурных особенностей. Породы с совершенной фолацией обнаруживают способность к пластической деформации совместно с чехлом и иногда образуют общие с ним сильно сжатые складки. Даже на севере Эльбрусской подзоны, где никакого регионального прогрева не было, видные крутые флексурные изгибы древней фолации и слоистости юрского чехла. В очень мелкозернистых метаморфитах фундамента в Перевальной подзоне иногда можно видеть формирование структур, по ориентировке аналогичных кливажу чехла.

Наиболее ясно проявленный способ деформирования изотропных и субизотропных кристаллических пород, в первую очередь гранитоидов, — их милонитизация и перемещения по плоскостям многочисленных сколов. Милонитизация наиболее ярко проявляется в краевых частях выступов фундамента, где развивается в виде субвертикально ориентированных зон, в пределах которых степень измельчения и перекристаллизации гранитоидов в условиях сплющивания нарастает к границе с чехлом. В этих зонах происходит значительное изменение состава исходной породы, в частности, быстрое уменьшение роли полевых шпатов. В результате объем породы в этих зонах уменьшается — обстоятельство, отмеченное при изучении милонитов в других регионах [Guardia, Ivaldi, 1985].

Способ деформации внутренних частей выступов изучен еще недостаточно; по-видимому, главными здесь являются смещения по сложной системе сколов, подобных описанным в Карелии [Леонов М. и др., 1996], Западных Альпах и Аппалачах. Можно, однако, сомневаться в том, что милонитизации и смещений по сколам в породах выступов достаточно для такого значительного сокращения фундамента: своды выступов не слишком сильно расчленены. Поэтому можно предположить, что максимальное сокращение фундамента происходит не столько в выступах, сколько в пространстве между ними. Действительно, альпийская милонитизация наиболее энергично развивается вдоль древних ослабленных зон фундамента, часто представленных зонами бластомилонитов [Сомин, 1994]; последние на Большом Кавказе прослеживаются именно вдоль краев выступов, например, вдоль южной границы Архызско-Клычской и северной — Штулу-Харесской. Мелкие клинья цоколя, извест-

ные в пределах депрессий, наиболее сильно милонитизированы.

Разгадка неравномерности деформаций в системе фундамент–чехол с формированием структур аркадного типа, очевидно, состоит в том, что фундамент под щелевидными депрессиями часто наследовал позицию древних ослабленных зон и именно там подвергался максимальному сокращению. Интересно, что и в экспериментах Т.В. Гиоргобиани и Д.П. Закарая [1999] синклинали чехла явственно приурочены к разломам фундамента. С этой точки зрения зона «надвига Главного хребта» является одной из таких важнейших древних, уходящих на большую глубину зон, которые стали магнаподводящими структурами унаследованного развития. Именно вдоль этой зоны произошел грандиозный флексурный изгиб и частью излом южного края кристалликума Главного хребта, морфологически сходный с изгибами фундамента вдоль нижнеюрских депрессий.

Поверхность основания под зоной Южного склона, очевидно, имеет крайне неровный, глубоко расчлененный тектонический рельеф с превышением положительных его элементов над отрицательными не менее чем на 5–6 км. О характере этого рельефа можно судить по морфологии Сванетского антиклинория, сложенного крутыми антиклинальными, сильно осложненными продольными разрывами, выступами основания именно с такой минимальной амплитудой структур. Интересно, что другое (Сперозское) антиклинорное поднятие в пределах зоны Южного склона, расположенное уже на его юго-востоке, также имеет крутое положение осевых поверхностей [Адамия, 1968; Гиоргобиани, 2003]. Поэтому, проявляя осторожность, можно сказать, что по крайней мере значительная часть структуры Большого Кавказа, прежде всего его северная орографически осевая часть, а также существенная часть зоны Южного склона имеет «вертикальный» структурный стиль, определяющийся в целом крутым положением его складчатых и разрывных структур. При этом в большинстве сечений проявляются южная вергентность структур и их асимметрия, выраженная в срезании их южных крыльев взбросами и взбросо-надвигами.

Здесь мы снова возвращаемся к наиболее актуальному вопросу тектоники альпийской складчатой системы Большого Кавказа, в последнее время остро поставленному Д.И. Пановым [2002; глава 2 данной книги]: является ли структура этой системы в своей основе складчатой или чешуйчатой. Д.И. Панов является сторонником второй версии и полага-

ет, что в большинстве изученных им сечений к югу от «Главного надвига» развита система южновергентных чешуй, в пределах каждой из которых стратиграфический вектор направлен к северу, а складки имеют приразломный характер. Автор этой главы считает, что, хотя роль структур чешуйчатого типа в работах предыдущих исследователей явно недооценивалась, принимать чешуи за доминирующий тип структур нет достаточных оснований. Как уже отмечалось выше, по наблюдениям многих авторов, специально изучавших складчатость юрского терригенного комплекса Южного склона, здесь имеется много значительных участков, в пределах которых видна система достаточно крупных складок, в том числе и с опрокинутыми южными крыльями. Существуют крупные антиклинорные структуры типа Сванетского с симметрично построенными крыльями, сложенными находящимся в нормальном стратиграфическом положении нижним лейасам, и квазисимметричные флишевые синклинории. Поэтому более вероятно, что реально существующие чешуйчатые структуры являются результатом преобразования структур пликативных.

Как было показано, Главный Кавказский разлом является не вертикализированной фронтальной частью гигантского по амплитуде горизонтального смещения зоны Главного хребта и не контрфорсом аккреционной призмы осадков, соскобленных при поддвигании под эту зону более южных структурных элементов, а значительным срывом в основании нормально залегающих осадков чехла, на самой поздней стадии своей эволюции трансформировавшимся во взброс. Еще более важно, что линия ГКР запечатана среднеюрскими (и частью более молодыми?) интрузивными массивами, не имеющими признаков горизонтальных перемещений. Наличие здесь этих автохтонных пород, абсолютно не свойственных зонам субдукции, исключает вероятность субдукционного процесса после средней юры. Возможное присутствие в области этой же линии магматитов палеогена указывает на ее вероятную реинкарнацию как глубоководной структуры во времени. Наконец, данные К-Аг датирования пород фундамента также решительно противоречат идее «тектонического сдвигания» области к северу от ГКР.

Глава 4

Литология ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа (осадконакопление, минеральный состав, вторичные преобразования, палеогеографические и геодинамические следствия)

М.И. Тучкова

Данные, полученные в результате изучения породообразующих, акцессорных компонентов, составов тяжелой и легкой фракций и аутигенных минералов песчаников, позволяют судить как об источниках питания бассейнов седиментации, так и об истории развития региона в постседиментационный период. Последние обобщающие работы по истории развития Большого Кавказа с широким использованием при палеореконструкциях минерального состава песчаников юрских и меловых пород Большого Кавказа опубликованы довольно давно [Гроссгейм, 1961]. Позже на Кавказе проводились исследования, в результате которых была получена обширная стратиграфическая, седиментологическая, геохимическая и тектоническая информация, опубликованная в серии статей. Вместе с оригинальными собственными данными автора, полученными в 1985–1990 гг., эта информация была использована в данной работе.

Юрский терригенный комплекс и особенности развития Большого Кавказа рассматривались во многих работах [Ренгартен, 1932; Гамкрелидзе П., 1957; Гамкрелидзе И., 1988; Адамия и др., 1989; Шолпо и др., 1993; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2001, 2002, 2004 а,б и мн.др.]. В настоящем исследовании за основу приняты схемы тектонического районирования и стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений, подробно рассмотренные в одной из предыдущих глав (глава 2). По этим данным в ниже-среднеюрском бассейне Большого Кавказа различаются (рис. 4.1, см. вкл.): осевой трог и его северный и южный борта.

4.1. Литологические характеристики ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа

Фациальные особенности отложений

Ниже-среднеюрские отложения Большого Кавказа представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими преимущественно морскими и в меньшей степени континентальными образованиями. Их соотношение с более древними отложениями было описано выше (см. главы 2, 3). Описание разрезов ниже-среднеюрских отложений приведено в работах: [Белоусов, Трошихин, 1937; Букия, 1954, 1955; Конюхов и др., 1956; Кузнецов, 1956; Ренгартен, Старостина, 1956; Бровков, 1957; Станкевич, 1957; Славин, 1958, 1960; Безбородов и др., 1959; Безносков и др., 1960; Гофман и др., 1960 а,б; Безбородов, 1961; Алиев, Акаева, 1962; Балуховский, 1964; Иванов, 1964; Мокринский и др., 1965; Фролов, 1965; Леонов Ю., 1961, 1967 а,б; Мазанов, 1969; Беридзе, 1970, 1983, 1985; Агаев, 1974; Вахания, 1976; Зесашвили, 1979 а,б; Топчишвили, 1978, 1986; Чихрадзе, 1979; Халифазаде, Магомедов, 1982; Юра Кавказа, 1992; Гаврилов, 1982, 1985, 1994 а,б; Панов, Гущин, 1987; Панов, 1997, 2003; Панов и др., 1996, 1999; и др.].

Для удобства описания условия осадконакопления в ранне-среднеюрском бассейне Большого Кавказа рассматриваются для следующих комплексов: *синемюр-нижнеплинсбахского, верхнеплинсбахско-ааленского, байос-батского* [Ростовцев, Ни-

канорова, 1970; Панов, Гушин, 1987а; Панов, 2004 а,б]. В стратиграфической схеме, описанной в главе 2, каждый из этих комплексов (в данном случае это название несколько условно) состоит из некоторого набора горизонтов (см. рис. 2.4). В пределах этих комплексов выполняется корреляция условий осадконакопления в разных ландшафтных зонах и прослеживается эволюция минерального состава осадков, накапливающихся в бассейне.

Синемюр — нижний плинсбах

Сванетский горизонт, датируемый *синемюр-раннеплинсбахским временем* [Панов, 2004а; глава 2 данной книги], во всех описанных разрезах начинается с базальных конгломератов. Во многих работах утверждается, что их накопление происходило в мелководных прибрежно-морских условиях [Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Панов, 1997б, 2003, 2004 а,б]. Однако существует ряд данных, позволяющих пересмотреть эту интерпретацию, тем более, что фациальная обстановка различалась для северного борта Кавказского бассейна и его осевой части.

Северный борт Кавказского бассейна. Отложения сванетского горизонта характеризуются резкой фациальной изменчивостью и представлены обломочными морскими отложениями, накопившимися в мелководных условиях, с раститель-

ными остатками и раковинами пелеципод и брахиопод [Панов, 1997б]. В основании горизонта отложения представлены конгломератами или песчаниками, содержащими галечные и гравийные обломки. Их спецификой является то, что обломочный материал близкорасположенных участков не смешивается, а состав базальных конгломератов отражает состав разнообразных подстилающих пород [Ренгартен, Старостина, 1956; Адамия, 1968; Чихрадзе, 1979; Юра Кавказа, 1992; и др.]. В генетическом отношении все базальные конгломераты, вероятно, относятся к двум фациальным типам.

Первый, обвальное-оползневой, представлен плохо сортированными, плохо окатанными, иногда брекчевидными, галечно-конгломератовыми или галечно-гравийными отложениями, переслаиваемыми или замещающимися песчано-гравийными и песчаными осадками с примесью галек и битой ракушки (пелециподы, брахиоподы), линзами ракушечников и скоплений мелких железистых ооидов и фосфоритовых конкреций. Они образуют пачки мощностью от 0,5 до 2,5 м, в которых присутствует разноразмерный кластический материал (от галек диаметром 2–3 см до глыб в 0,7–1,0 м, рис. 4.2). По минеральному составу [Ренгартен, Старостина, 1956] конгломераты мономиктовые, представлены обломками известняков (бассейн р. Малая Лаба), обломками гранитов или гранито-гнейсов и кварцслюдистых сланцев (р. Большая Лаба), сланцами (р. Большой Зеленчук). Их происхождение, веро-

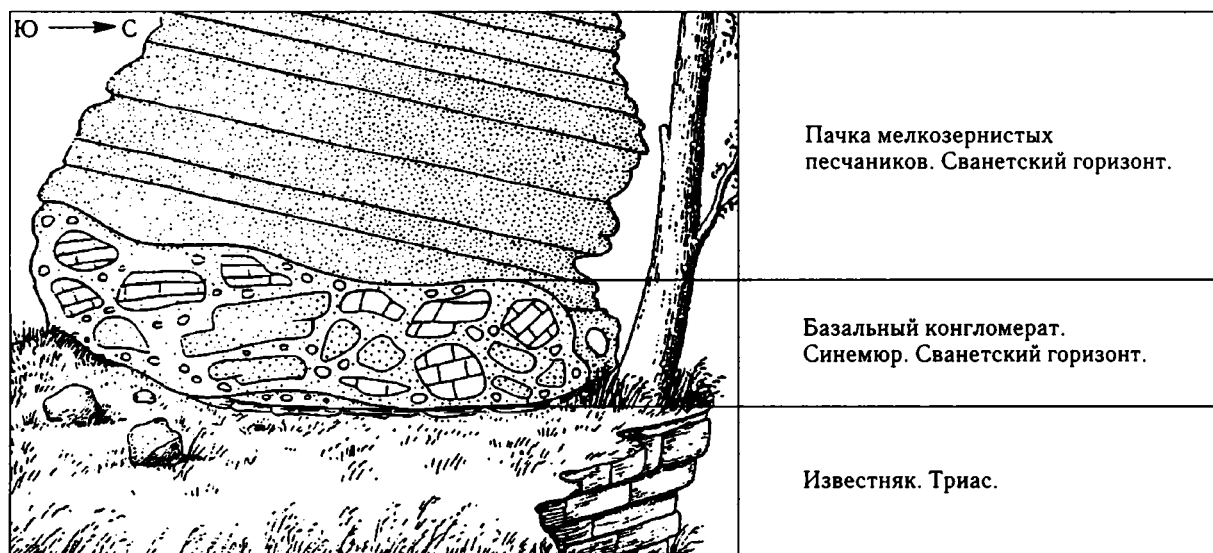


Рис. 4.2. Базальный конгломерат нижней юры (J_1s) на контакте с известняками среднего триаса, цит. по: [Ренгартен, Старостина, 1956, рис. 6]

Бассейн р. Малая Лаба, балка Холодная. Мощность конгломерата 2,2 м

ятно, связано с размывом и разрушением доюрских пород в мелководно- или прибрежно-морских условиях, развитых вокруг барьерных островов.

Второй фациальный тип представлен отложениями гравийно-галечных или песчано-гравийных русловых потоков. Отложения потоков, характерные для сванетского горизонта Лабино-Малкинской зоны и северного борта Кавказского бассейна (по схеме Д.И. Панова [2004 а,б] и глава 2), как правило, имеют линзовидное строение (рис. 4.3, А), сло-

жены грубозернистыми, плохо- и средне сортированными образованиями, часто обладают градиционной, а также крупной линзовидной срезающей слоистостью. Обломки гравийного и галечного материала имеют разную степень окатанности — от плохой до средней, состав обломков полимиктовый (см. рис. 4.3, Б). Среди них установлены обломки разнообразных сланцев, филлитов, известняков, гранитов, иногда серпентинитов и осадочных пород — песчаников и аргиллитов, во всех разрезах присутствуют обломки жильного кварца [Ренгартен, Старостина, 1956; Кузнецов, 1956]. Также отмечаются обугленные растительные остатки (см. рис. 4.3, В), часто хорошей сохранности и линзы углефицированного глинистого вещества [Ренгартен, Старостина, 1956; Кузнецов, 1956; Славин, 1958; Мокринский и др., 1965; Юра Кавказа, 1992; Панов, 1997б, 2003; Баланчивадзе, 2001].

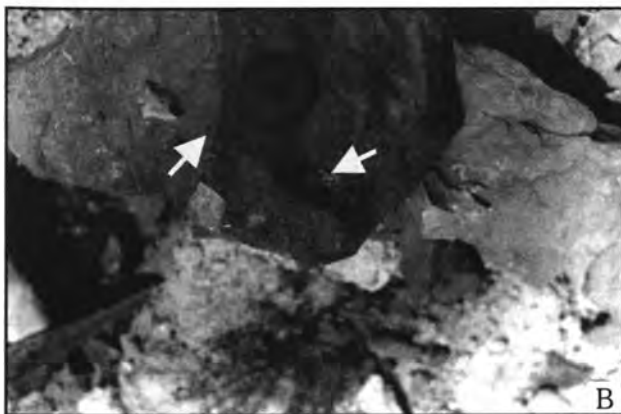
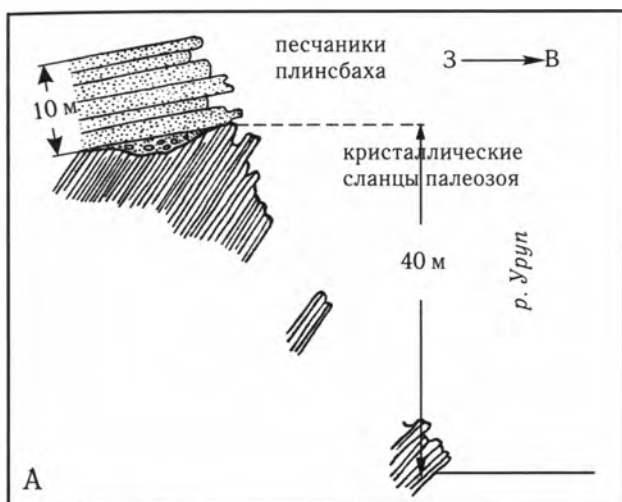
Грубозернистые осадки нижнего плинсбаха выше по разрезу сменяются более мелкозернистыми и представлены ритмичным чередованием прослоев средне- и крупнозернистых песчаников и подчиненных алевроитов или аргиллитов. Как песчаники, так и более тонкозернистые породы сильно углистые, в них много отпечатков растений и их остатков, также присутствуют фауна [Букия, 1954; Ренгартен, Старостина, 1956; Неручев, 1960; и др.] и прослои углей, которые в некоторых участках Кавказа имеют промышленное значение (реки Кубань, Баксан).

Накопление угленосной нижнеплинсбахской свиты происходило в зоне взаимодействия континентальных, лагунных и дельтовых фаций и представляет собой дельтовый комплекс достаточно крупной речной системы, впадавшей с северо-востока в Кавказский бассейн [Панов и др., 1996; Не-

←

Рис. 4.3. Характерные породы основания нижеюрских отложений северного борта Кавказского бассейна

А — контакт нижеюрских песчаников с кристаллическими сланцами палеозоя, цит. по: [Ренгартен, Старостина, 1956, рис. 20]; в основании песчаников — примесь мелкогалечного материала и линзовидные прослои конгломерата (с гальками кварца, кремня, кристаллических сланцев и кусками обугленной древесины), левый берег р. Уруп, в 1,5 м выше устья р. Псекем; сванетский горизонт, нижний плинсбах. Б — пачка массивных песчаников с конгломератами в основании; породы несортированы, содержат плохо и хорошо окатанные обломки кварца, филлитов, кристаллических сланцев и обломки углефицированных остатков; мощность конгломерата 3,5 м, р. Чегем; сванетский горизонт, нижняя толща. В — массивный песчаник, содержащий гальки окатанного кварца и крупные обломки углефицированных остатков (стрелки); сванетский горизонт, нижняя толща, р. Чегем. Фото М.И. Тучковой



ручев, 1960]. В дельтовом комплексе, помимо угленосных, встречаются потоковые отложения базальных конгломератов, а также фации отложений междельтовых участков разной мощности. В междельтовых участках накапливались разнотерристые, галечные или песчано-галечные, алевроитовые или алевроаргиллитовые, часто углесодержащие породы с крупными растительными остатками и линзами угля. Накопление угленосных толщ, включающих базальные отложения, происходило в пониженных участках рельефа на континенте, непосредственно на породах фундамента [Мокринский и др., 1965]. Количество угленосных прослоев к западу и особенно резко к востоку от дельтового комплекса значительно сокращается, а сами угленосные отложения плинсбахы имеют линзовидную форму в плане. Состав растительности из угленосной толщи и содержащаяся в ней минеральная примесь указывают на то, что накопление растительного вещества происходило в условиях сильно обводненного болота при быстром [Кизильштейн, 1961] погружении торфяной залежи, впоследствии сменившейся усилением проточности заболоченной впадины, прекращением угленакопления и размывом верхних угленосных горизонтов [Егоров, Егорова, 1961; Кизильштейн, 1962].

Отложения, потоковые или подводных выносов рек, обладают характерными текстурными признаками (распространены в междуречье рек Малка и Большой Зеленчук). К таким текстурам относятся: отпечатки борозд размыва на подошвах песчаников; однонаправленная косая слоистость, образованная при отложении осадка в условиях устойчивого однонаправленного потока; рябь течения (иногда) с асимметричными валиками и мелкая волнистая косая слоистость, обнаруживавшаяся вследствие захоронения ряби [Неручев, 1960; Мокринский и др., 1965]. Анализ ориентировок косой слоистости в песчаных прослоях, замеры ориентировок борозд размыва [Неручев, 1960; Мокринский и др., 1965] и распространение конгломератов дельтового фациального типа указывают на то, что дельта палеореки по направлению к морскому бассейну разветвлялась на множество рукавов и формировала ветвящиеся и радиально расходящиеся русла. Скорость течения реки, вероятно, была значительной, о чем свидетельствует то, что в руслах отлагались песчаный и более грубозернистый материал, а более тонкий (глинистый) почти не осаждался [Неручев, 1960]. В дистальных частях дельты и в междельтовых участках, наоборот, осаждался преимущественно глинистый материал, что свидетельствует

о снижении скорости воды в рукавах дельты. Глинистые отложения отмечаются также в междельтовых участках.

Осевой трог Центрального Кавказа. Отложения сванетского горизонта прослеживаются узкой полосой вдоль южного склона, и ограничиваются на севере палеозойскими, а на юге меловыми образованиями. Базальные конгломераты этого типа представлены валунно-галечными или валунно-гравийными потоками подводных русел, и наблюдаются в верховьях рек Домбарула, Риони, Ингури, Цхенисцкали и Твибери (рис. 4.4, А–В). В отличие от конгломератов северного борта, эти образования более грубообломочные и не содержат ни обломков фауны, ни углистых остатков. Их датирование основано на единичных находках отпечатков аммонитов *Atractites* sp., *A. aff. scylla* Rein. в Сванетии и Абхазии, а также находок фораминифер на Западном Кавказе (в долинах рек Мзымта и Лашипсе, руч. Бригадный), характерных для синемюрского яруса сванетского горизонта [Букия, 1954; Славин, 1958; Адамия, 1968; Сомин, 1971; Чихрадзе, 1979]. По Горной Раче и Дарьяльскому ущелью достоверных палеонтологических данных не имеется [Чихрадзе, 1979].

Мелковалунные (0,5–0,8 м), валунно-галечные или галечно-гравийные конгломераты, сцементированные гравелитами и крупнозернистым песчаником, представлены потоковыми отложениями и формируют прослои мощностью 1,2–3,0 м. Обломки полуокатанные и хорошо окатанные, но плохо сортированы и, как правило, хаотически расположены. Нижние контакты прослоев преимущественно эрозионные, часто наблюдаются глубокие промоины, срезающие верхнюю часть размываемого нижележащего прослоя. Отмечается инверсионная градированность, размер обломков и их окатанность увеличиваются к средней части разреза (реки Твибер, Домбарула). В верхней части разреза появляются прослои крупнозернистых песчаников, чередующихся с грубообломочными образованиями. Песчаники обладают крупной косой однонаправленной слоистостью и содержат линзовидные прослои аргиллитов. В этой части разреза форма обломков меняется и становится более уплощенной. По составу конгломерат полимиктовый и мономиктовый, среди обломков установлены: жильный кварц, обломки сланцев, песчаников, диоритов (реки Домбарула, Риони, Цхенисцкали) или обломки гранитоидных пород (р. Твибер). Общая мощность базальных конгломератов составляет 30–60 м [Беридзе, 1965, 1983; Чихрадзе, 1979; Тучкова, 1996].

Накопление толщи происходило в проксимальной части глубоководного конуса выноса. Инверсионное строение разреза свидетельствует о том, что на начальном этапе формирования конуса выноса континентальный склон был несколько положе, чем в период накопления глыбовых валунов, когда происходило частичное обрушение склонов

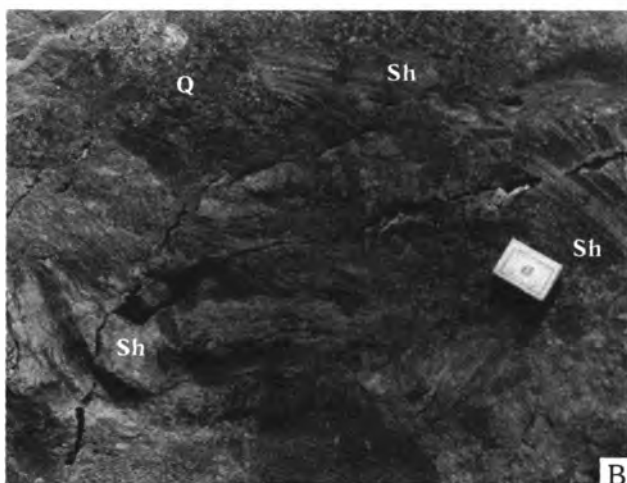
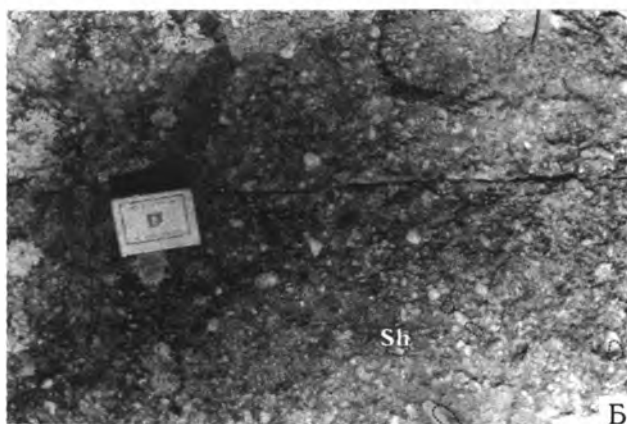
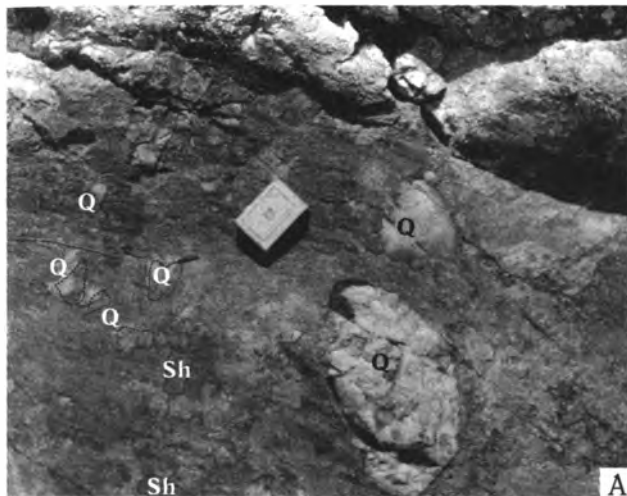
подводного каньона. Затем склон вновь выполаживался, и русло конуса выноса заполнялось не грубообломочными, а гравийно-песчаными осадками.

В бассейне р. Терек конгломераты (диаметр обломочного материала от 3–8 мм до 1,5–2,5 см) представлены маломощными прослоями, чередующимися с аспидными сланцами и кварцитами [Чихрадзе, 1979]. В их составе присутствуют гальки кварца разной степени окатанности, пелитовые роговики, в цементе установлен биотит [Чихрадзе, 1979]. Интенсивные постседиментационные преобразования отложений затушевают первичные взаимоотношения между породами разной гранулометрии. Можно предположить, что накопление кварцевых песчаников и гравелитов бассейна р. Терек связано с русловой частью конуса выноса незначительной мощности в верхней части континентального склона или с маломощным обломочным шлейфом возле небольшого острова-бара в зоне шельфа. Плохая сортировка песчаников, ассоциирующих с гравелитами и конгломератами, а также существенно кварцевый состав как грубозернистых, так и песчаных пород, низкое содержание других компонентов, разная степень окатанности кластики и чередование с тонкими осадками, скорее, свидетельствуют в пользу второго предположения.

Выше по разрезу отложения базальных конгломератов осевого трога продолжают однообразной терригенной толщей чередования тонкоритмичных алевропесчаников-аргиллитов, лишенных ископаемых остатков и интенсивно дислоцированных. Как правило, толща представлена аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов, обладающими горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью,

Рис. 4.4. Характерные породы нижеюрских отложений осевого трога Кавказского бассейна

А — базальные мелковалунные конгломераты, сцементированные гравелитом; окатанные обломки представлены жильным кварцем (Q) и сланцами (Sh); фация конгломерато-галечных потоков осевой части русла подводного конуса выноса; сванетский горизонт, синемюр(?), верховье р. Домбарула. Б — базальные конгломераты, гравелиты и гравийные песчаники, сцементированные крупнозернистым песчаником; обломки, окатанные и неокатанные, представлены жильным кварцем (светлые обломки) и сланцами (Sh); фация гравийно-галечных потоков проксимальной части конуса выноса; сванетский горизонт, синемюр(?), верховье р. Зопхитура, балка Часахтоми. В — базальные конгломераты сванетского горизонта, сцементированные гравийными песчаниками и алевролитом; обломки полуокатанные и неокатанные, представлены сланцами (Sh) и кварцем (Q); фация обвально-оползневых отложений осевой части русла подводного конуса выноса; сванетский горизонт, синемюр(?), верховье р. Домбарула. Фото М.И. Тучковой



и с мелкими косыми сериями ряби течения. Также наблюдаются пачки, где в линзовидных прослоях алевролитов прослеживаются пологоволнистая слоистость, косые серии маломощных подводных течений или следы оползания (Мамисонский перевал, верховья рек Зопхитура, Риони) (рис. 4.5, А, Б). Чередование пачек с разнообразными текстурами в мо-

нотонной толще незакономерно и еще более осложнено дислоцированностью толщ. Накопление подобных отложений происходило в глубоководных условиях, скорее всего в нижней части континентального склона (см. рис. 4.5, Б), где имели место вдоль-склоновые течения, перемывающие и переносящие алевропесчаные осадки. Характер распределения



Рис. 4.5. Характерные породы нижнеюрских отложений осевого трога Кавказского бассейна

А — тонкое чередование аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями алевропесчаников с косыми сериями и рябью течения; фация алевропесчаников континентального склона; сванетский горизонт, плинсбах, верховья р. Зопхитура. Б — песчаник тонкозернистый со следами внутрислойного оползания и тонкими прослоями алевролитов с горизонтальной слоистостью; фация алевропесчаников континентального склона; сванетский горизонт, плинсбах, Мамисонский перевал. Фото Ю.В. Макарова

фаций в синемюр-раннеплинсбахском бассейне представлен на рис. 4.6.

В некоторых зонах Большого Кавказа терригенные отложения верхней части сванетского горизонта или непосредственно базальных конгломератов чередуются с вулканогенными породами (лавами и туфами), либо вулканогенные породы продолжают их стратиграфически выше [Варданянц, 1935; Панов, 19976, 2004а]. На территории Абхазии и северо-западного Кавказа вулканогенные породы играют незначительную роль и представлены маломощными субвулканическими жильными образованиями кератофиров, или редкими прослоями туфов и туффитов как кератофирового, так и спилитового состава [Беридзе, 1970, 1983]. В разных структурно-фациальных зонах вулканогенные отложения представлены туфами, туффитами, туфо- и лавобрекчиями, туфоконгломератами андезит-дацитового состава мощностью не более 100 м (реки Ингури, Твибери, Зопхитура, Домбарула, ледник Эдена — [Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1985], реки Айга-

муга, Ардон, Архон — [Панов, 19976], реки Дарьял, Хдесцкали, с. Гвелети — [Чихрадзе, 1979]). Все они залегают в виде чередующихся с терригенными отложениями линзовидных пластов [Беридзе, 1985; Панов, 19976, 2003; и др.].

Вулканокластические отложения сложены, как правило, ритмичным чередованием туфогравелитов—туфопесчаников—туфоалевролитов, обладают плохой сортировкой, имеют градиационную, косую, однонаправленную, линзовидную и горизонтальную слоистости. Последняя отмечается в верхних, наиболее тонкозернистых элементах ритма. Анализ характера вулканокластических и положения вулканогенных образований в разрезе указывают на то, что излияния происходили в мелководном бассейне или даже на берегу с последующим сносом пирокластиков в бассейн [Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Панов, 19976, 2003, 2004 а,б]. Вулканокластические отложения накапливались в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках в результате интенсивного размыва вулканических построе-

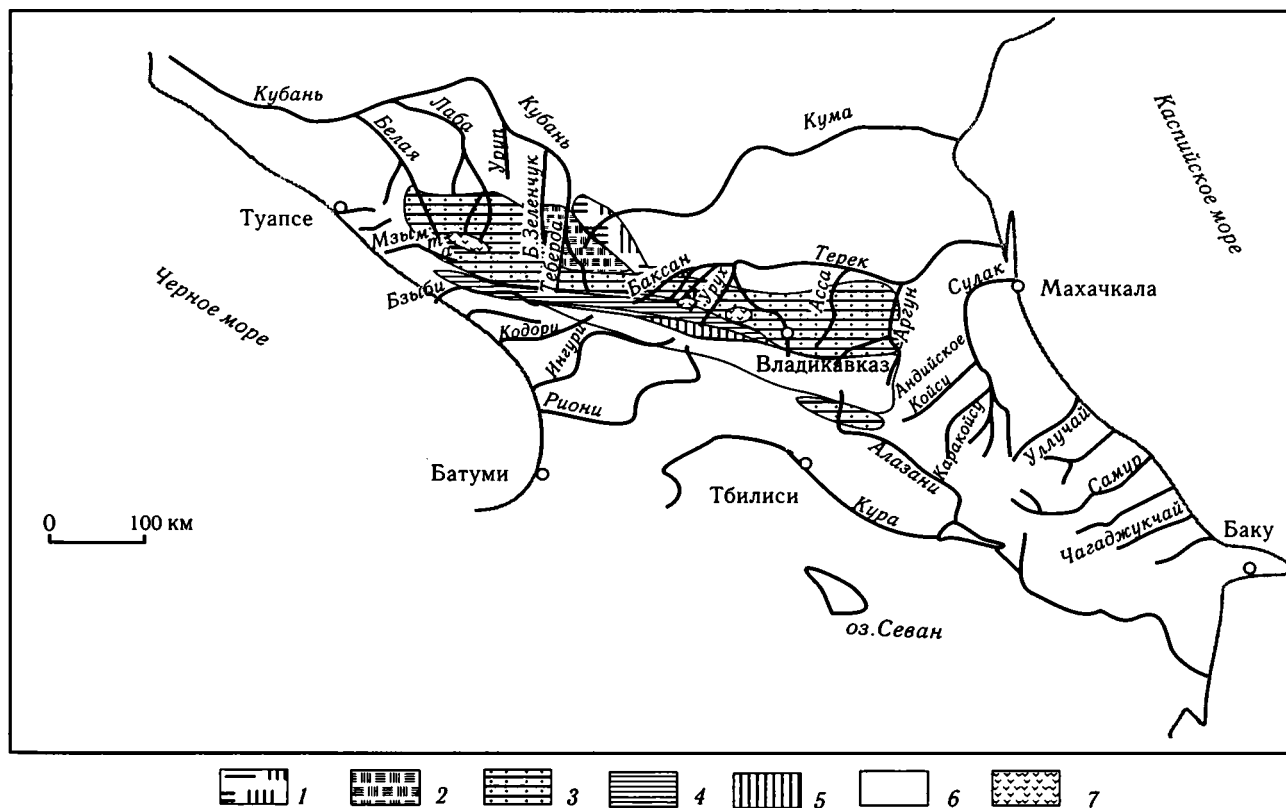


Рис. 4.6. Карта фаций, в принципиальном виде отражающая осадконакопление синемюр-раннеплинсбахского времени. Составлена по данным: [Ренгартен, Старостина, 1956; Мокринский и др., 1965; Беридзе, 1983; Панов, Гущин, 1987 а,б; Тучкова, 1996; Панов, 2004а]

1, 2 — равнины: 1 — аллювиально-пролювиальная, 2 — приморская, временами заливаемая морем; 3—7 — зоны: 3 — мелководных отложений шельфа, 4 — глубоководных отложений шельфа, 5 — отложений континентального склона, 6 — отложений континентального подножия и глубоководных, 7 — развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений

ек с помощью временных гравитационных потоков [Беридзе, 1983]. Проявление магматической деятельности андезит-дацит-липаритового состава было связано со ступенчатым погружением блоков фундамента и его частичным переплавлением [Панов, 2003].

Южный борт Кавказского бассейна. К сванетскому горизонту предположительно относятся отложения сторской свиты, распространенной в верховьях р. Алазань и ее притоков — рек Стори, Дидхеви, Лопота и хребта Спероза. Основание горизонта не обнажено, и взаимоотношения с подстилающими породами неизвестны. Отложения свиты прослеживаются с северо-запада на юго-восток на протяжении 12 км; их полоса ограничена разломами с севера и юга. Свита сложена пачками чередующихся конгломератов, аркозовых песчаников и сланцев, переходы между разностями постепенные, некоторые из пачек аркозовых песчаников достигают мощности 100 м. В верхней части наблюдаются альбитизированные вулканиты среднего или среднекислого состава, их туфы и туфобрекчии, а также линзы мраморизованных известняков [Крестников, 1947; Чихрадзе, 1979; Юра Кавказа, 1992]. Накопление осадков сторской свиты происходило, по данным [Юра Кавказа, 1992; глава 2 настоящей монографии], в мелководных условиях.

Верхний плинсбах — аален

Отложения *позднеплинсбахско-ааленского* этапа осадконакопления представлены тремя стратиграфическими горизонтами — циклаурским, казбегским, анчхойским, которые прослежены на территории Северного Кавказа и южного склона Центрального Кавказа [Панов, 2003, 2004а] и подробно рассмотрены в главе 2 настоящей книги. Для этого возрастного интервала, по данным многочисленных исследователей, характерно максимальное развитие трансгрессии в бассейне, а в конце тоара в осадконакопление вовлекается и восточная территория Кавказа. На подстилающих образованиях доюрского возраста или сванетского горизонта с резким контактом и иногда со следами размыва [Панов, 19976] залегает нижняя часть позднеплинсбахско-ааленских отложений. Она сложена маломощными песчано-гравийными отложениями (общей мощностью 0,3–1,4 м) и состоит из чередования неслоистых или массивных песчаников и линз конгломератов, содержащих плоские гальки размером 3–10 см (редко присутствуют валуны до 10–30 см в диамет-

ре). Песчано-гравийные отложения имеют незначительное распространение и выклиниваются на левом берегу р. Урух [Безносков, 1960; Панов, 19976]. Они составляют с вышележащими породами пачку мощностью от 10–20 м на Ардоне до 30–75 м на р. Айгамуга (Айгамугадон). В цементе конгломератов иногда обнаруживаются многочисленные мелкие обломки гастропод и пелеципод, соседствующие с окатанными обломками осадочных пород и жильного кварца [Безносков, 1960].

Обстановки накопления подобных отложений связаны с продолжением наступления моря на прилегающие к нему участки. В прибрежно-морских условиях происходили размыв подстилающих пород, их перемыв и накопление осадков в небольших углублениях заливаемой морем суши. В западной половине северного борта Большекавказского бассейна и прилегающих районов Скифской плиты в позднеплинсбахско-раннеааленское время отмечаются проявления наземной вулканической деятельности с накоплением вулканитов среднего-кислого состава [Панов, 19976, 2004а].

Выше по разрезу толща продолжается ритмичным и тонкоритмичным чередованием песчаников и аргиллитов. Эта часть разреза сложена чередованием тонко- и мелкозернистых толстоплитчатых песчаников и алевролитов, преобладающих над аргиллитами в Дигоро-Осетинской зоне [Панов, 19976]. К западу и востоку от Дигоро-Осетинской зоны, а также южнее (в разрезах Адыл-су, правого берега Уруха, Цариитдона, Фиагдона и в Штулу-Харесской депрессии) содержание песчаной составляющей в разрезе сокращается и преобладают аргиллиты. Как правило, на северном борту Кавказа в осадках часто отмечаются конкреции и конкреционные прослои, а также прослои конкреционного конгломерата или ракушняков с фауной пелеципод, белемнитов и аммонитов. На некоторых участках в прослоях конкреционного конгломерата найдены аммониты, иногда пелециподы и гастроподы, а также растительные остатки [Безносков и др., 1960; Юра Кавказа, 1992; Панов, 19976]. Анализ опубликованных данных указывает на то, что наиболее приподнятой в это время была территория между речья Уруп–Урух, где осадки накапливались в пределах верхней части шельфа, в зоне действия волн и волнения моря [Безбородов, 1961]. Западнее от этой части бассейна (реки Уруп, Ходзь, Пшеха) и восточнее (реки Псыгансу–Ардон, Асса–Аргун) устанавливаются области более глубоководного шельфа, с восстановительными условиями и высоким содержанием сидеритовых конкреций и пирит-

та [Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Антонова, 1975; Чихрадзе, 1979].

Северный борт Кавказского бассейна и обрамление осевого трога. Отложения тоарско-ааленского возраста — вышележащие многометровые толщи в разных зонах бассейна — представлены разнофациальными терригенными породами. Здесь отмечается широкое развитие прибрежно-морских условий. На западе, в междуречье Ходзь—Пшеха, в верховьях р. Белая, отложения тоарско-ааленского возраста представлены ритмичным переслаиванием однообразных черных и очень плотных глинистых сланцев и мелкозернистых серых песчаников. В основании толщи преобладают прослои песчаников мощностью до 3 м. Для сланцев характерно присутствие конкреций сидерита и желвачков пирита, а также многочисленная фауна головоногих моллюсков, которая позволяет уверенно датировать эту толщу [Станкевич, 1957; Панов, 2004а]. В некоторых участках установлены угленосные отложения, не выдержанные по мощности и выклинивающиеся по простиранию (углепроявление Арм-хи), накопление которых связано с осадконакоплением на аллювиальной равнине и ее лагунно-баровых частях [Мокринский и др., 1965].

В позднеплинсбах-ааленское время на востоке, в междуречье Аргун—Самур формировались отложения лагунно-дельтового комплекса и прибрежно-морские отложения с периодами обмеления и углубления этой части бассейна [Шихалибейли, 1956; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Халифа-заде, 1972; Конюхов И., 1973; Гаврилов, 1994 а,б; Панов и др., 1996]. К полифациальным обстановкам дельтового комплекса приурочены угленосные отложения, которые накапливались в мелководных подводно-дельтовых условиях. Помимо мелководных угленосных, отложения комплекса представлены разнообразными континентальными, прибрежными и авандельтовыми осадками, нередко связанными между собой постепенными переходами [Фролов, 1965; Халифа-заде, 1972; Халифа-заде, Магомедов, 1982]. В отдельных участках достоверно устанавливаются аллювиальные русловые отложения, сложенные массивными мелко- и среднезернистыми песчаниками с многоэтажной, ритмически сортированной косой слоистостью. Для них характерна линзовидная форма тел и конгломераты или гравелиты в основании линз (рис. 4.7 [Бровков, 1957; Фролов, 1965]).

Грубозернистые отложения в основании массивных песчаных пластов представлены гравелитами или мелкогалечными конгломератами с обломками

не крупнее 7 см. Обломки имеют окатанную форму и состоят из кварцитов, кварца, кремнистых, эффузивных, метаморфических и других пород, аналогичных по составу ассоциирующим с ними песчаникам [Фролов, 1965]. Происхождение конгломератов связано с потоками, возникавшими в периоды сильных ливней, отлагавшими грубокослоистые песчаники и гравелиты в основании песчаников [Фролов, 1965]. В угленосных отложениях также встречается и другой тип внутрiformационных конгломератов или конглобрекций, состоящих из мелкогалечных обломков пород или конкреций. Как правило, этот тип конгломератов представлен линзовидными скоплениями обломков, образовавшихся в результате вымывания конкреций из уже сформировавшихся пород или обрушения еще не литифицированных пластичных осадков [Фролов, 1965].

Расположение проксимальных и дистальных фаций, ориентировка косых слойков и слепков борозд размыва свидетельствуют о постоянных течениях в широтном направлении и развитии крупной подводной дельты стоковых течений, приуроченной к Среднекаспийскому прогибу [Панов и др., 1999]. Распространение русловых отложений указывает положение речной системы с течениями с севера на юг и юго-восток. При этом количество кластики определяло наличие или отсутствие песчаного барьера в мелководной зоне [Фролов, 1965; Гаврилов, 1994а,б; Панов и др., 1999]. Их распространение связано с интенсивностью поставки рекой кластического материала со стороны континента в подводный конус выноса. Неразвитость аллювиальных отложений и малая врезанность песчаников аллювия объясняются широким развитием в прибрежной зоне болот, озер, лиманов, в которых терялись протоки и дельтовые рукава [Бровков, 1957; Москаленко, 1957; Фролов, 1965].

Осевой трог Центрального Кавказа. Отложения позднеплинсбахско-ааленского возраста южнее, в осевом трог Центрального Кавказа, представлены в нижней части существенно алевроитовой толщей, в верхней — аргиллитовой, с постепенными переходами между собой. В нижней толще в песчаниках и алевролитах наблюдаются линзовидные и слабо выраженные косые серии (рис. 4.8, А), многочисленность которых, как правило, приурочена к пачкам с повышенным содержанием алевропесчаного материала. В основном же отложения горизонта представлены монотонной аргиллитовой толщей, или тонким чередованием аргиллитов—алевролитов с ярко выраженной горизонтальной слоистостью (см. рис. 4.8, Б, В), и ред-

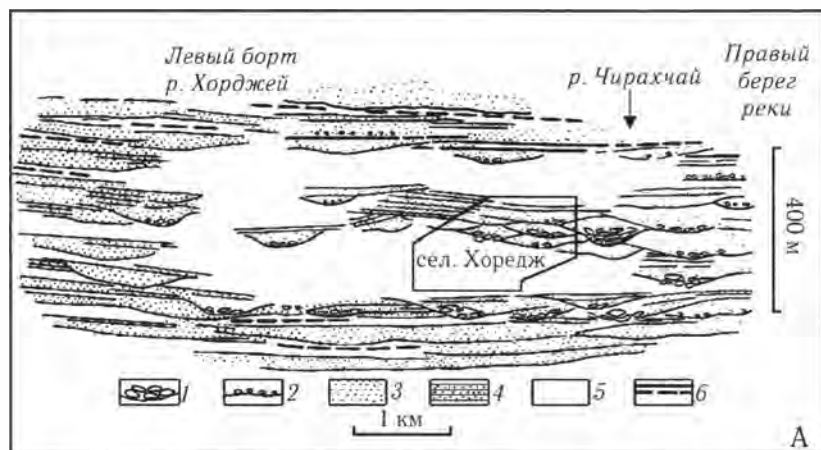


Рис. 4.7. Характерные породы верхнеплинсбахско-ааленских отложений

А — линзовидная хорелжская глинистая пачка нижней части карахской свиты, верхний тоар — нижний аален; зарисовка обнажения р. Чирахчай, цит. по: [Фролов, 1965, рис. 10]. Б — косая слоистость в крупнозернистых алевролитах (верхняя половина пласта), нижний аален, р. Чирахчай, цит. по: [Бровков, 1957, фиг. 3].

1 — конглобрекции глинистые; 2 — гравелиты полимиктовые; 3, 4 — песчаники: 3 — массивные, 4 — плитчатые; 5 — глинистые породы; 6 — угли и углистые сланцы

кими маломощными пачками, содержащими прослой алевритов или тонкозернистых песчаников, с косыми сериями подводных течений (см. рис. 4.8, Г). Накопление верхнеплинсбахско-ааленских отложений предполагается в глубоководных условиях, в пределах подножия континентального склона или в более удаленных частях бассейна. Временами накопившиеся тонкозернистые осадки перемывались донными течениями или перекрывались дистальными турбидитами. Так же, как и в северной зоне, с позднеплинсбахско-раннетоарским возрастным интервалом связаны проявления толеитового вулканизма, представленные продуктами подводных вулканических излияний, переслаивающихся с однообразными глинистыми толщами [Юра Кавказа, 1992; Панов, 2004 а,б; глава 2 данной книги].

В восточной части осевого трого и южного борта, в верховьях рек Алазани и Самур, также накапливались относительно глубоководные отложения,

представленные тонкоритмичными тонкозернистыми алевроаргиллитами с незначительным содержанием песчаников. Предполагается, что глубины накопления осадков превышали 100–200 м [Фролов, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982] и местами в придонной воде создавались восстановительные условия, которые иногда прерывались появлением слабых донных течений [Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Панов и др., 1999]. Наиболее распространены тонкоритмичные отложения внешнего шлейфа дельты [Фролов, 1965] или дистальные фации подводной дельты [Панов и др., 1999], в которых отмечаются конкреции разнообразного состава и обогащение органическим веществом [Конюхов и др., 1956; Мазанов, 1969; Фролов, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982].

Осевой трог и южный борт Кавказского бассейна. Отложения позднеплинсбахско-аален-

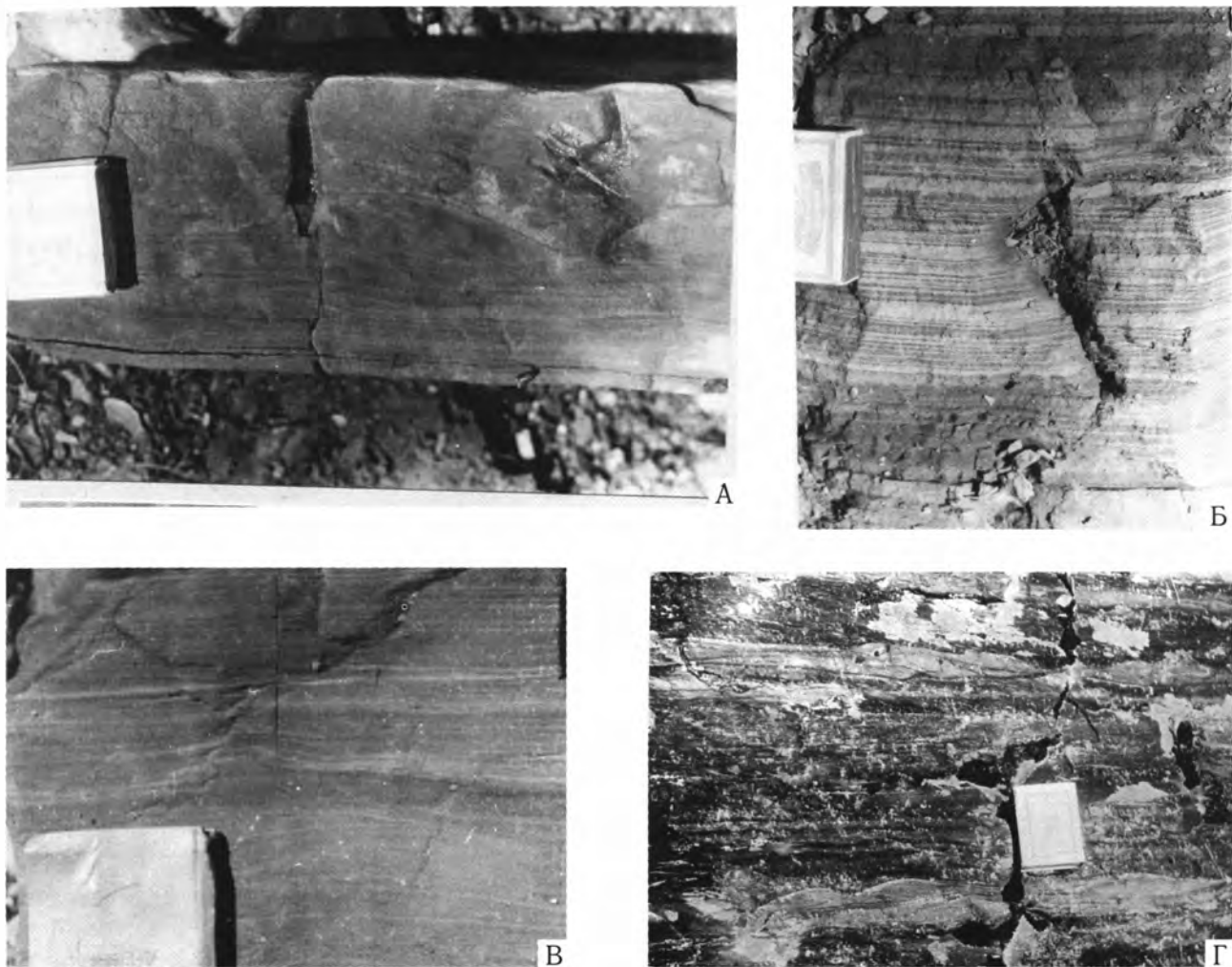


Рис. 4.8. Характерные породы позднеплинсбах-ааленских отложений северного борта Кавказского бассейна

А — алевропесчаник с хорошо выраженной рябью течения и косыми сериями; фация алевропесчаников подножия континентального склона; поздний плинсбах — ранний тоар, Мамисонский перевал. Б — алевроаргиллит с тонкой горизонтальной слоистостью; фация алевроаргиллитов равнины дна бассейна; поздний плинсбах — ранний тоар, Мамисонский перевал. В — алевролит с тонкой горизонтальной слоистостью; фация алевроаргиллитов равнины дна бассейна; поздний плинсбах — ранний тоар, р. Зопхитура. Г — аргиллит с тонкими прослоями алевролитов с тонкой горизонтальной слоистостью и с мелкими косыми сериями ряби течения; фация алевроаргиллитов подножия континентального склона; тоар, Мамисонский перевал. *Фото Ю.В. Макарова*

ского возраста, так же как и в северных участках, в основании представлены однообразными монотонными толщами темно-серых или черных аспидных сланцев. На западе отложения этого возраста представлены флишеподобным переслаиванием сланцев и песчаников, которое также продолжается и выше по разрезу, в тоар-ааленских отложениях (чвежипсинская свита, на склонах горы Чугуш, в верховьях р. Ачипсе; муашская свита в бассейне р. Ингури; верховья р. Мзымты и хребет Псехако) [Славин, 1958; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Юра Кавказа, 1992]. Фаунистическое обоснование возраста основано на немногочисленных находках аммонитов в

бассейне р. Тугупс [Юра Кавказа, 1992], которые, тем не менее, позволяют уверенно датировать и коррелировать отложения горизонта между собой [Панов, 2004а].

В Краснополянской зоне, в верховьях р. Мзымты, в нижеааленских отложениях отмечается однородная толща массивных и толстоплитчатых песчаников (мощностью 100–120 м), накопление которой связывается с усиленным привносом клас-тики речными потоками с континента и отлагавшейся в дельтово-приустьевой части морского бассейна [Джумайло, 1958]. Надо сказать, что нигде более не найдено другого свидетельства фациаль-

ной интерпретации этой толщи, поэтому к ней необходимо относиться с некоторой осторожностью.

В составе толщи наблюдаются вулканогенные горизонты, количество которых меняется в разных участках их распространения. Их относят к продуктам подводного толеит-базальтового вулканизма, сложенных в одних случаях покровами, а в других туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами и туффитами [Ломизе, 1961; Панов, Пруцкий, 1983; Юра Кавказа, 1992]. Грубообломочные пирокластические образования наблюдаются в бассейнах рек Пшеха и Шахе, в остальных участках юго-западного Кавказа горизонты вулканогенных пород сложены туфами и туффитами [Юра Кавказа, 1992]. Вероятно, накопление основания горизонта происходило в условиях, соответствующих неритовой области моря с глубиной до 200 м, с относительно спокойной гидродинамикой, без влияния волно-прибойной деятельности [Резников, 1967; Джумайло, 1958].

Тоарско-ааленские отложения бассейнов рек Бзыби, Кодори, Ингури, Риони (сорская свита) представлены чередованием разнообразных гравитационных потоков, в основном турбидитов, переслаивающихся с межтурбидитными интервалами различной мощности — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Исследованиями предшественников [Джанелидзе, 1946а; Букия, 1955; Леонов Ю., 1967б; Беридзе, 1970, 1983; Чихрадзе, 1979] было показано, что сорская свита сложена двумя пачками. В нижней пачке доминируют аргиллиты, или же их количество в разрезе сопоставимо с количеством песчаников, а в верхней преобладают песчаники. Характерной чертой верхней песчаной пачки является наличие большого количества так называемых «флишевых» фигур [Васюкович, 1948]. Они представлены разнообразными знаками течения, следами внедрения вышележащего песчаного слоя в нижележащий, следами ударов и качения мелких предметов по поверхности (рис. 4.9, А–Г). В прослоях безтекстурных песчаников иногда отмечаются линзы или единичные разноразмерные уплотненные глинистые окатыши, которые встречены или в основании прослоя песчаника, или в его средней части (рис. 4.10, А–Г). Их формирование связано с размывом и перемещением слаболитифицированных обломков нижележащего слоя при движении песчаного потока или обрушения еще нелитифицированных пластичных осадков и их перемешивания (гомогенизации) в процессе движения вниз по склону. В верхней части свиты мощности прослоев песчани-

ков увеличены и в некоторых случаях достигают 5–6 м (рис. 4.11, А).

Фоновые прослои аргиллитов или тонкоритмичного чередования маломощных прослоев аргиллитов и алевроитов или мелкозернистых песчаников представлены пачками различной мощности, от 2–10 см в тех частях разреза, где гравитационные потоки преобладают, до 1,2–5 м — там, где гравитационные потоки незначительны (см. рис. 4.11, Б). В некоторых случаях в пачках фоновых алевроаргиллитов отмечаются оползневые тела пачек песчано-глинистых пород или пачек массивных песчаников (см. рис. 4.11, В).

В фациальном отношении в отложениях сорской свиты выделяются разные части склонового шлейфа, содержащие хаотические оползшие массы и отложения обломочных потоков с разнообразными руслами и промоинами. По содержанию песчаного материала и характеру чередования терригенных отложений выделяются зона медиальной части (рис. 4.12, А) и зона дистальной части (рис. 4.12, Б) конуса выноса склонового шлейфа. Проксимальные зоны различных тоар-ааленских шлейфов, по видимому, можно предполагать в районе Красной Поляны [Славин, 1958] и в бассейне р. Окуми [Букия, 1955]. Согласно данным В.И. Славина, в Краснополянской песчано-сланцевой пачке тоара-аалена разноразмерные плохо сортированные с беспорядочной текстурой серые песчаники переслаиваются с мелкогалечными конгломератами (р. Медовеевка [Славин, 1958]). Галька в конгломератах состоит из кварца, черного кремня, песчаника. Западнее, на водоразделе между реками Медовеевка и Чвежипсе песчаник известковистый, в нем встречены обломки белемнитов и пелеципод, которые позволяют уверенно датировать толщи тоар-ааленским возрастом. На южном крыле Окумской антиклинали [Букия, 1955] в глинисто-песчаной свите верхнего лейаса толстослоистые крупно- и грубозернистые песчаники чередуются с прослоями микроконгломератов и мелкогалечных конгломератов с гранитовыми и кварцевыми гальками. Одновозрастные отложения в южных участках бассейна (шрошская свита — верхний плинсбах — аален; чератхевская свита — верхний плинсбах, аален), сложены однородными карбонатными породами, или толщей ритмичного переслаивания аргиллитов и песчаников, которая предположительно является аналогом верхней части сорской свиты (отрийская свита — аален) [Юра Кавказа, 1992]. Поэтому, скорее всего, они могут служить источником для шлейфов склона лишь частично, а основным

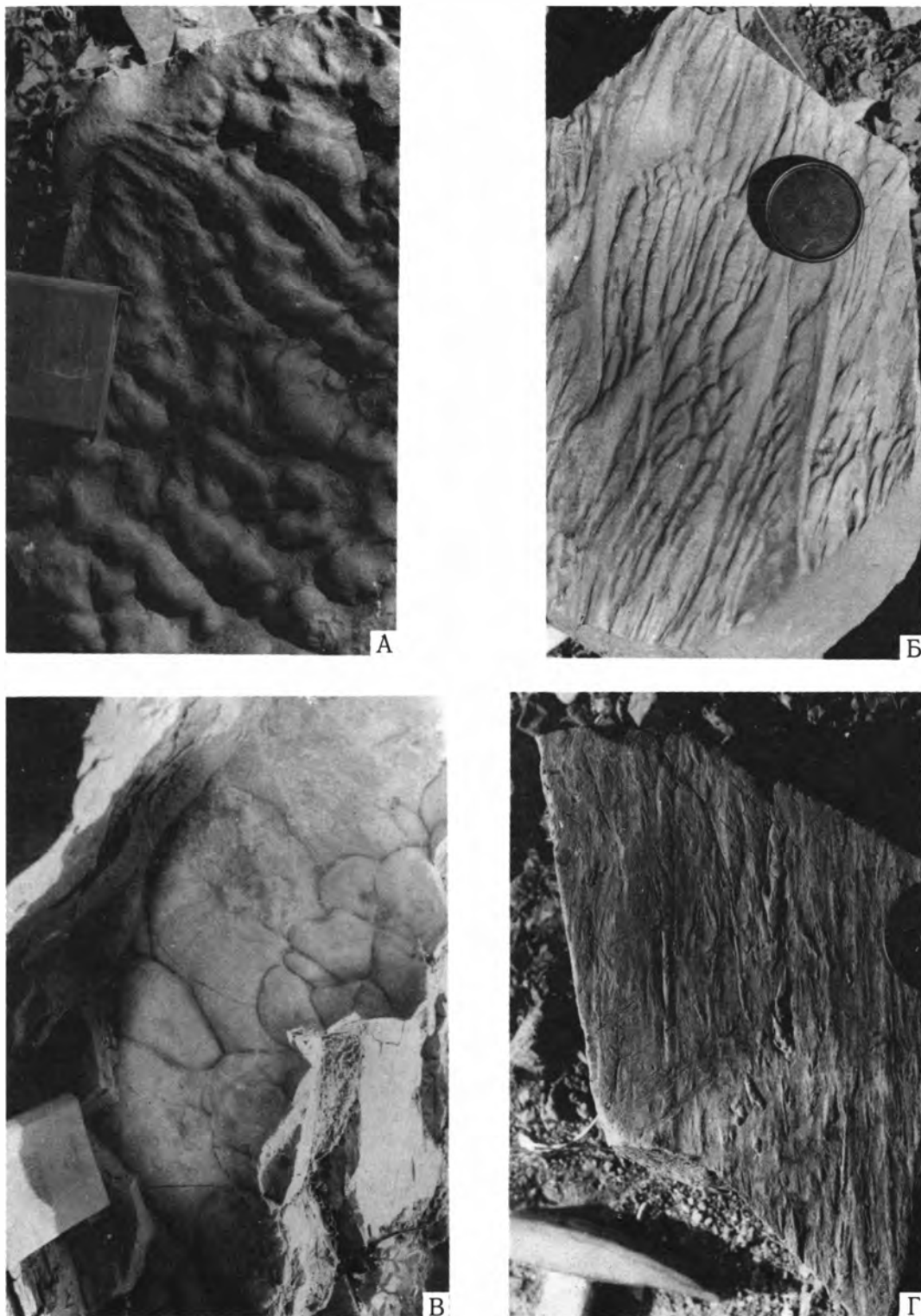


Рис. 4.9. Характерные текстуры в основании прослоев песчаников сорской свиты, тоар-ааленские отложения

А — валикообразные знаки течения на подошве песчаника, среднее течение р. Риони, правый берег. Б — мелкие и средние продольные знаки течения, сохранившиеся в виде слепков на нижней поверхности песчаного пласта, среднее течение р. Риони, правый берег. В — крупные рельефные подушечные знаки внедрения на нижней поверхности массивных толсто-плитчатых песчаников, среднее течение р. Риони, правый берег. Г — знаки отскока и волочения на подошве алевропесчаника, среднее течение р. Риони, правый берег. *Фото Ю.В. Макарова*

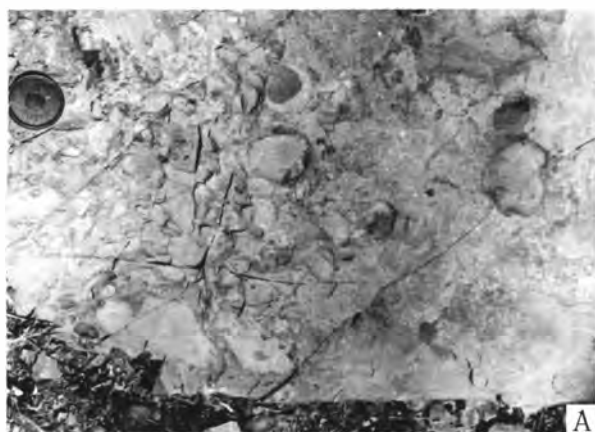


Рис. 4.10. Характерное положение единичных и многочисленных интракластов (окатышей) аргиллитов в тоар-ааленских отложениях сорской свиты

А — горизонт внутриформационных конгломератов в основании прослой песчаника, сложенный многочисленными мелкими и средними уплощенными глинистыми окатышами аргиллитов; слой массивных песчаников, среднее течение р. Риони, правый берег. Б — горизонт внутриформационных конгломератов, сложенный песчаным материалом, в котором хаотически расположены уплощенные окатыши аргиллитов; слой массивных песчаников, среднее течение р. Риони, правый берег. В — отдельный единичный немного уплощенный глинистый окатыш в толще неслоистого песчаника, среднее течение р. Риони, правый берег. Г — линза внутриформационных конгломератов, сложенная уплощенными окатышами аргиллитов, слой массивных песчаников, среднее течение р. Риони, правый берег. *Фото М.И. Тучковой*

поставщиком кластики являлись шельфовые отложения и породы Закавказского микроконтинента (см. также главу 6 настоящей монографии).

Таким образом, в течение *синемюр-ааленского времени* на северном борту Кавказского бассейна осадки накапливались в условиях разных частей шельфа (от прибрежно-мелководных до глубоководных шельфовых с дельтовыми и авандельтовыми конусами выноса и участками междельтовых пространств). В неритовой области моря к тому же происходило накопление вулканогенных пород, связанных с подводным извержением толентовых базальтов. На южном склоне и

в осевой части бассейна установлены отложения континентального склона и разнообразные фации глубоководных участков, с проявлениями турбидитов и вдольсклоновых или контурных течений. На южном борту в тоар-ааленское время широкое распространение получили отложения склоновых шлейфов, чередующихся с междельфовыми зонами континентального склона (рис. 4.13).

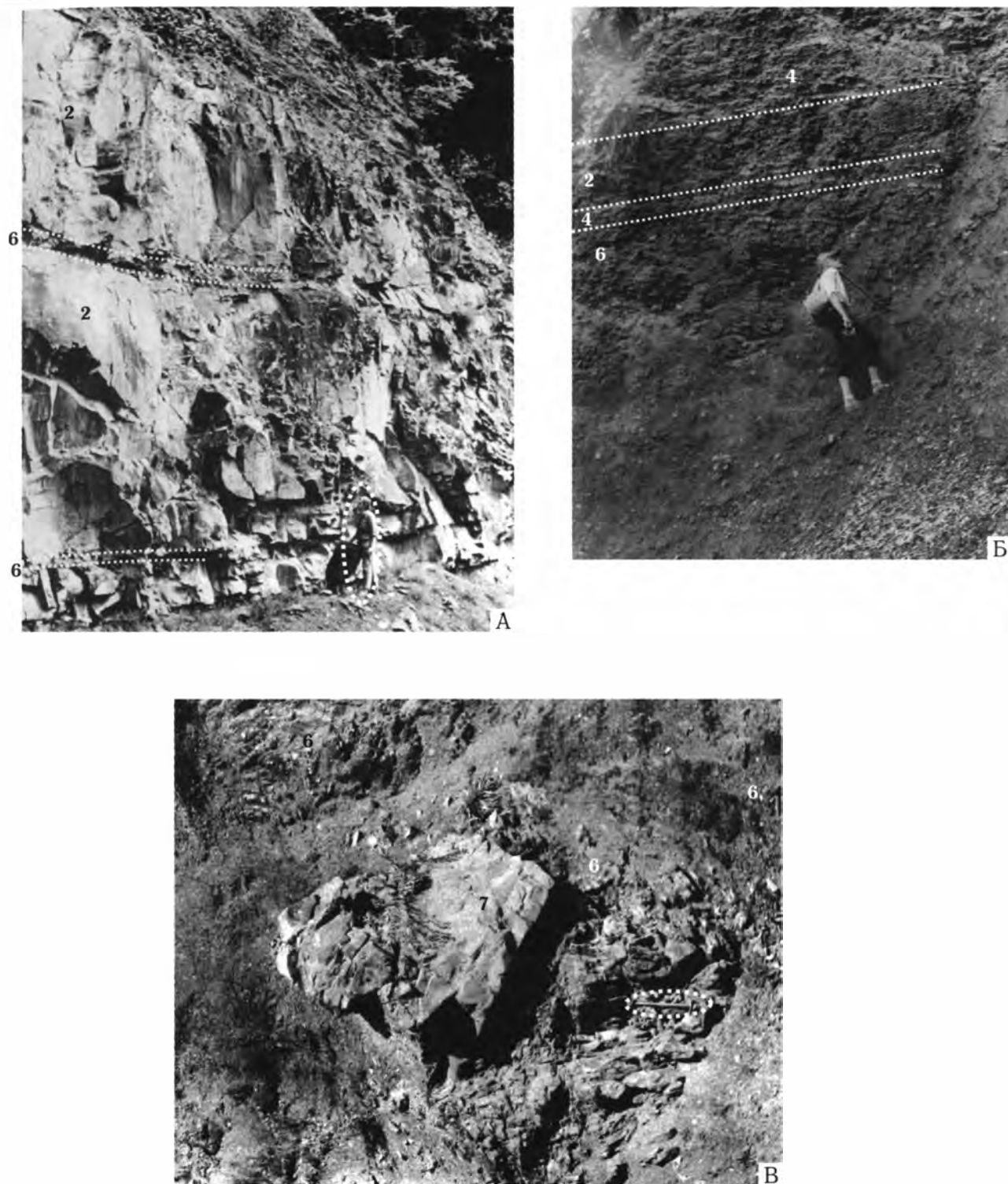


Рис. 4.11. Характерные тоар-ааленские отложения сорской свиты южного борта Кавказского бассейна

А — песчаники высокоплотностных потоков средней части конуса выноса; прослои песчаников (2) переслаиваются с маломощными прослоями фоновых аргиллитов (6), среднее течение р. Риони. *Фото Ю.В. Макарова.* Б — фоновые прослои аргиллитов (6), тонкоритмично чередующиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (4), среднее течение р. Лухунискали. *Фото Ю.В. Макарова.* В — оползневая пачка массивных песчаников (7) в фоновой толще тонкоритмичных алевроаргиллитов (6), среднее течение р. Риони, правый берег. *Фото М.И. Тучковой*

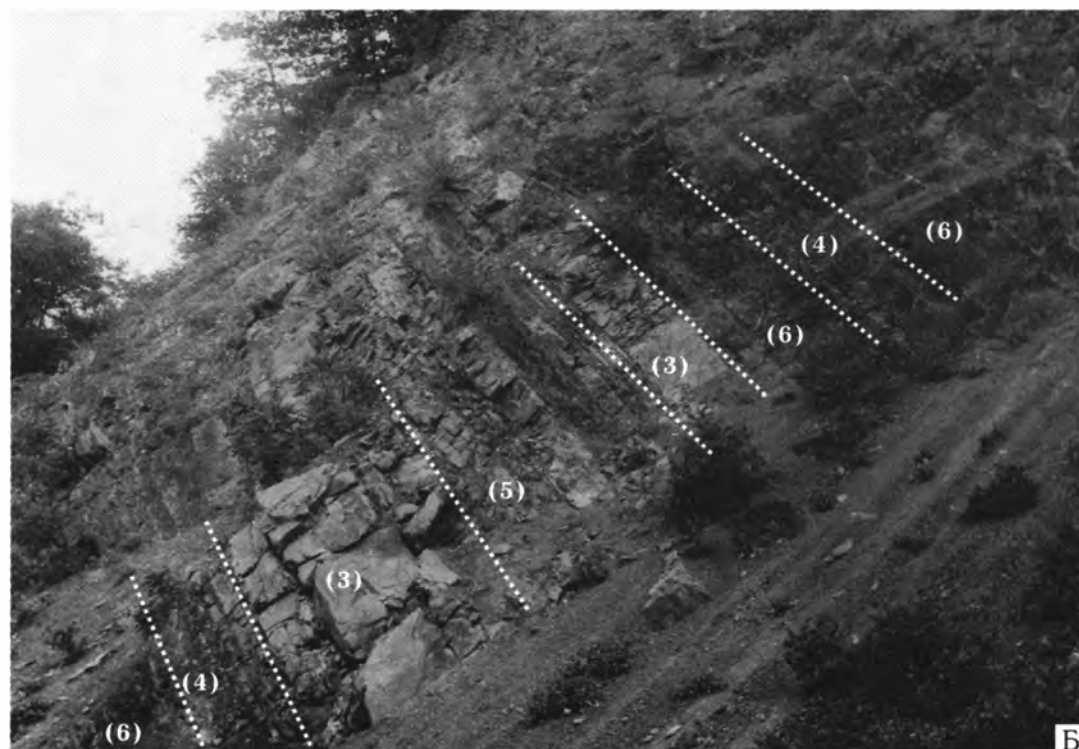
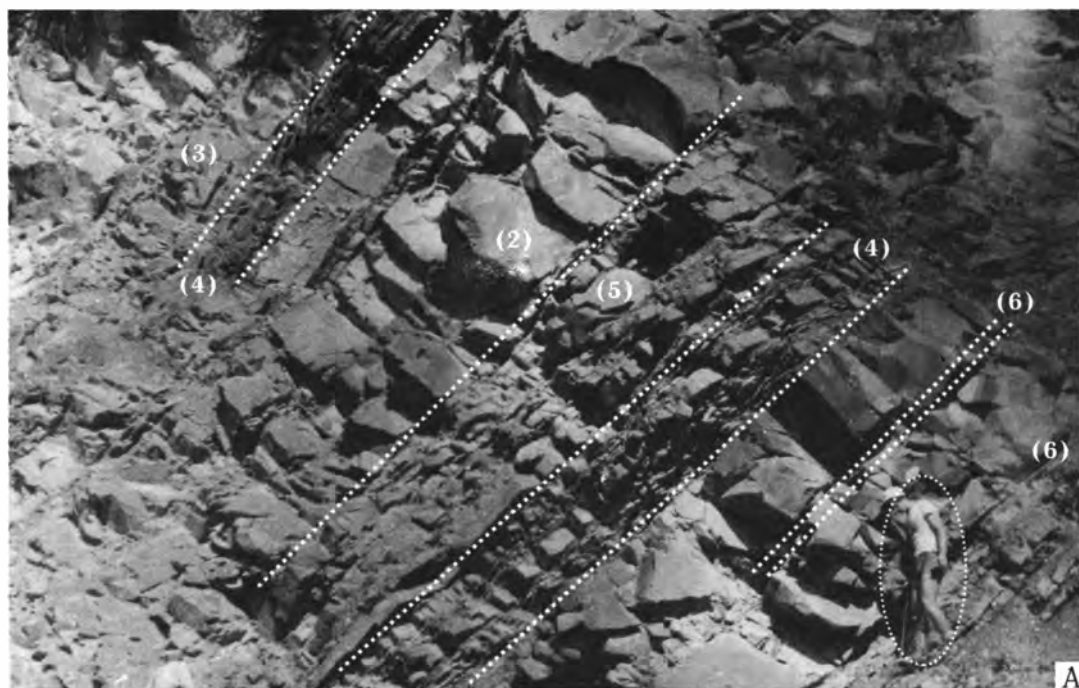


Рис. 4.12. Характерные тоар-ааленские отложения сорской свиты южного борта Кавказского бассейна

А — песчаники высокоплотностных потоков медиальной части конуса выноса; прослой мощных высокоплотностных турбидитов («классических» (3) и косослоистых (2)) переслаиваются с пачками тонкозернистых турбидитов (4), реже с линзовидно-слоистыми песчаниками (5); прослой фоновых аргиллитов (6) маломощны. Б — песчаники высокоплотностных потоков лопастей конуса выноса; редкие прослой мощных высокоплотностных турбидитов («классических» (3)) переслаиваются с пачками тонкозернистых турбидитов (4), реже с линзовидно-слоистыми песчаниками (5); мощность прослоев фоновых аргиллитов (6) с редкими тонкозернистыми турбидитами увеличивается. Бассейн р. Риони. Фото Ю.В. Макарова

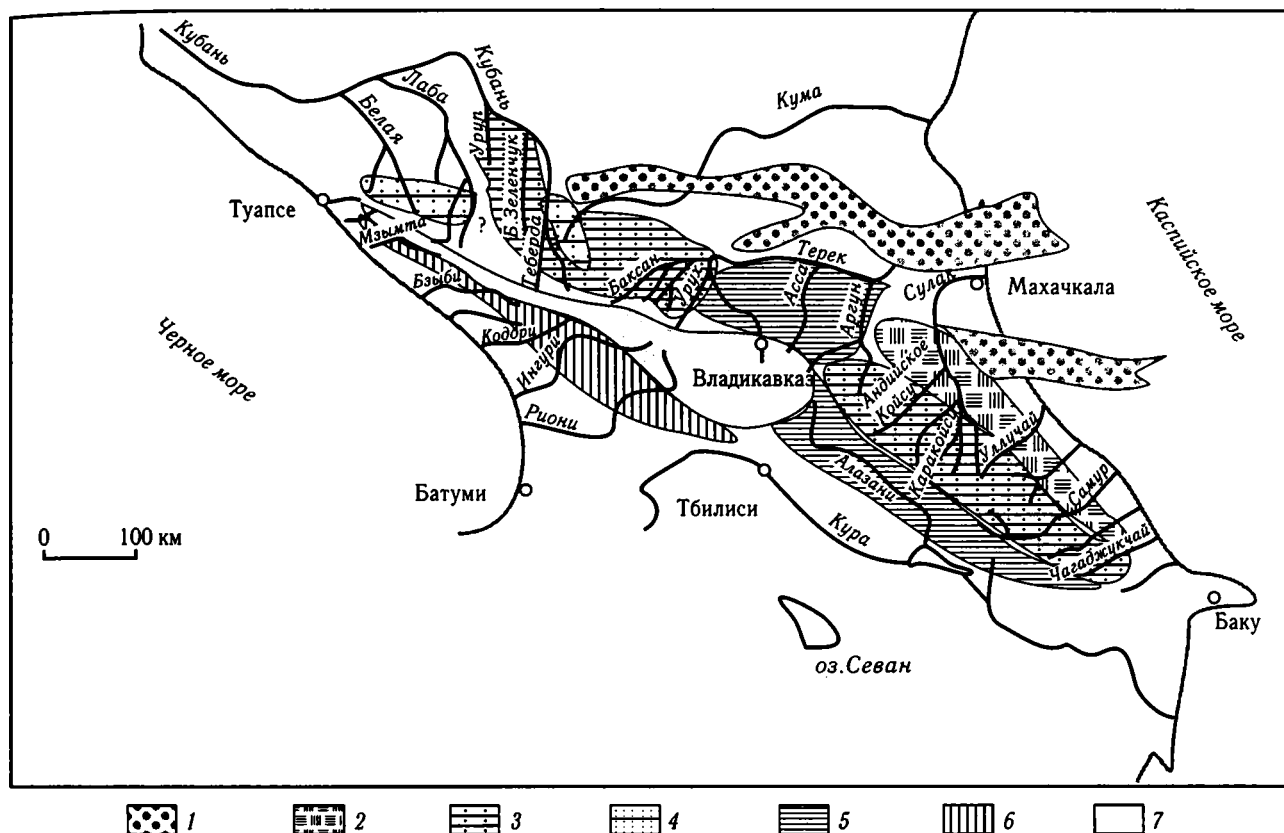


Рис. 4.13. Карта фаций позднетертиарского времени, в принципиальном виде отражающая условия позднелинско-ааленского этапа осадконакопления. Составлена по данным: [Ренгартен, Старостина, 1956; Кузнецов, 1956; Алиев, Акаева, 1957; Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Конюхов И., 1973; Чихрадзе, 1979; Халифазаде, Магомедов, 1982; Беридзе, 1983, 1985; Тучкова, 1996; Панов и др., 1999, 1996; Панов, 2004а].

1 — зона континентальных отложений Скифской платформы; 2 — приморская низменная равнина, временами заливаемая морем; 3–7 — зоны: 3 — мелководных отложений шельфа, 4 — мелководных отложений шельфа в приливно-отливной зоне, временами заболачивающейся, 5 — относительно глубоководных отложений шельфа, 6 — отложений континентального склона, 7 — отложений континентального подножия и глубоководных

Байос–бат

В конце ааленского времени единое развитие Кавказского бассейна завершилось, и на рубеже аалена и байоса фиксируется коренная структурная перестройка, вызвавшая изменение геодинамического режима пассивной окраины Кавказа в активную [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б; см. также главу 2 данной книги]. В связи с этим обособились участки бассейна, различающиеся по составу слагающих их осадков, и для *байос-батского времени* Д.И. Панов различает три принципиально различных типа разрезов [Панов, Гущин, 1987 а,б; Панов, 2004 а,б, глава 2 настоящей книги]. Распространение фаций трех типов разрезов показаны на карте фаций (для позднебайосского времени) рис. 4.14.

Северо-Кавказский тип разреза. Выделенный для северного склона Кавказа и прилегающих

районов Скифской плиты Северо-Кавказский тип разреза объединяет в себе три горизонта, верхний из которых распространен локально. В основании разреза байоса наблюдаются базальные горизонты, которые залегают на подстилающих отложениях со следами перерыва и начинаются либо пачкой песчаных пород, либо горизонтом криноидных и песчаных известняков [Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Панов, 19976]. Как правило, разрез можно расчленить на две части, нижняя из которых представляет собой однообразную толщу аргиллитов–алевролитов с линзовидными пластами мергелистого алевролита, иногда прослоями и пластами песчаника и «караваями» сидерита. Батские отложения присутствуют в ограниченных участках бассейна [Панов, 19976].

На Западном Кавказе, в зоне северного борта, между реками Кубань и Большая Лаба в монотонных алевроаргиллитовых отложениях верхнего байоса отме-

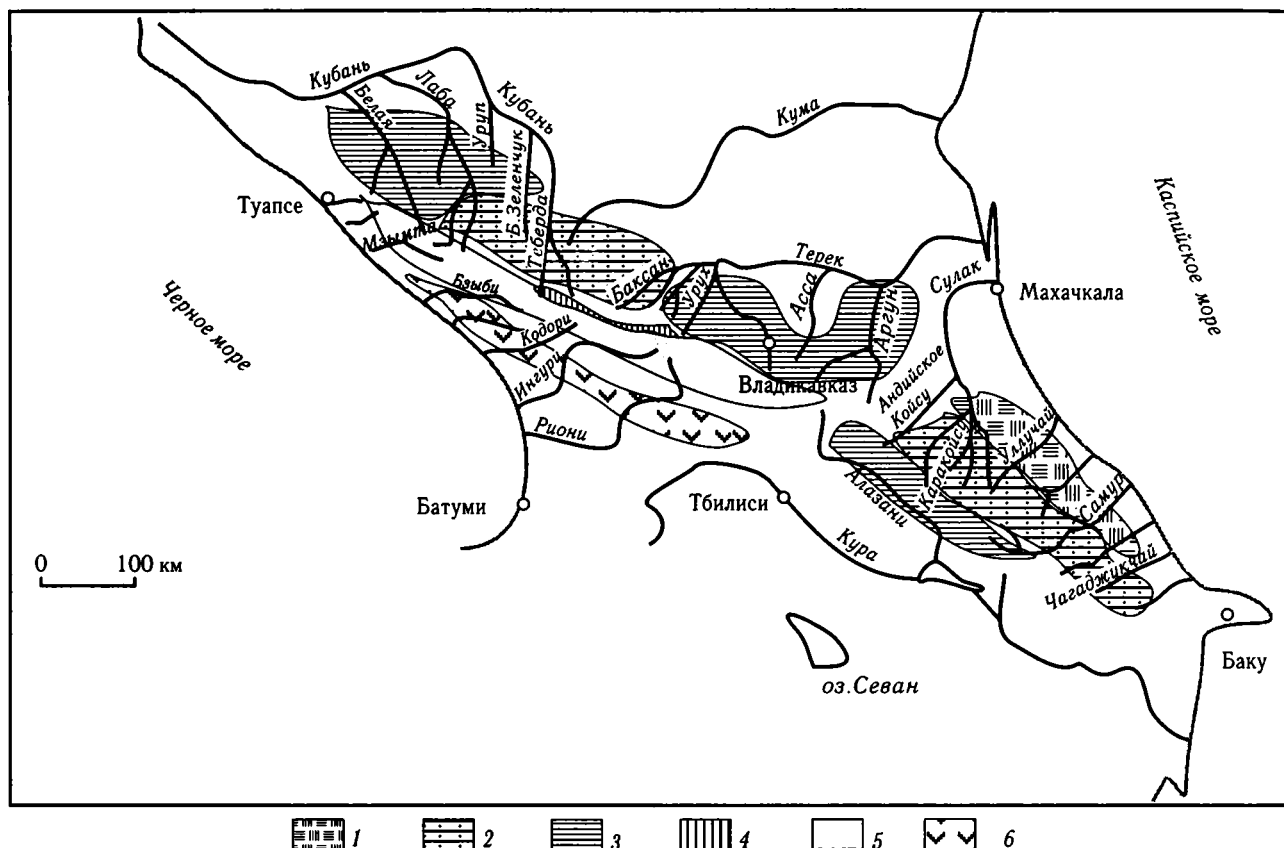


Рис. 4.14. Карта фаций позднебайосского времени, в принципиальном виде отражающая условия байос-батского этапа осадконакопления. Составлена по данным: [Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Потапенко, Гурбанов, 1970; Конюхов И., 1973; Чихрадзе, 1979; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Беридзе, 1983, 1985; Панов, Гушин, 1987 а,б; Панов, 2004а; Панов и др., 1999; Тучкова, 1996]

1 — приморская равнина, временами заливаемая морем; 2–6 — зоны: 2 — мелководных отложений шельфа, 3 — относительно глубоководных отложений шельфа, 4 — отложений континентального склона, 5 — отложений континентального подножия и глубоководных, 6 — развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений

чаются горизонты пирокластических пород липарито-дацитового состава, осаждавшихся в морском мелководном бассейне [Чаицкий, 1971]. В междуречье Белая–Пшеха и западнее накапливались глинистые осадки, содержащие макрофауну, характерную для глубоководной зоны шельфа. Наиболее мелководная для байосских отложений зона накопления осадков (в условиях действия прилива и волн), установлена в междуречье р. Малая Лаба — верховья рек Баксан и Малка [Безбородов, 1961]. Позднее, в батское время, отмечается еще большее обмеление этой части бассейна [Безбородов и др., 1959; Безбородов, 1961].

В бассейнах рек Урух, Ардон, Терек, Асса, Аргун отложения нижней толщи с высоким содержанием сидеритовых конкреций, пирита и фауны нижнего байоса накапливались в глубоководной, пелагической части шельфа, еще более углубившейся к концу байоса [Безбородов и др., 1959; Безбородов, 1961]. В

участках, приближенных к осевой части Центрального Кавказа, часты прослои (мощностью до 1–3 м) градиационного грубозернистого песчаника со следами размыва и оползания в основании [Панов, 1997б]. Вышележащая толща представлена более-менее ритмичным переслаиванием аргиллита–алевролита с «караваями» сидерита и линзами мергелистого известняка; песчаные прослои редки, отмечается многочисленная макрофауна верхнего байоса.

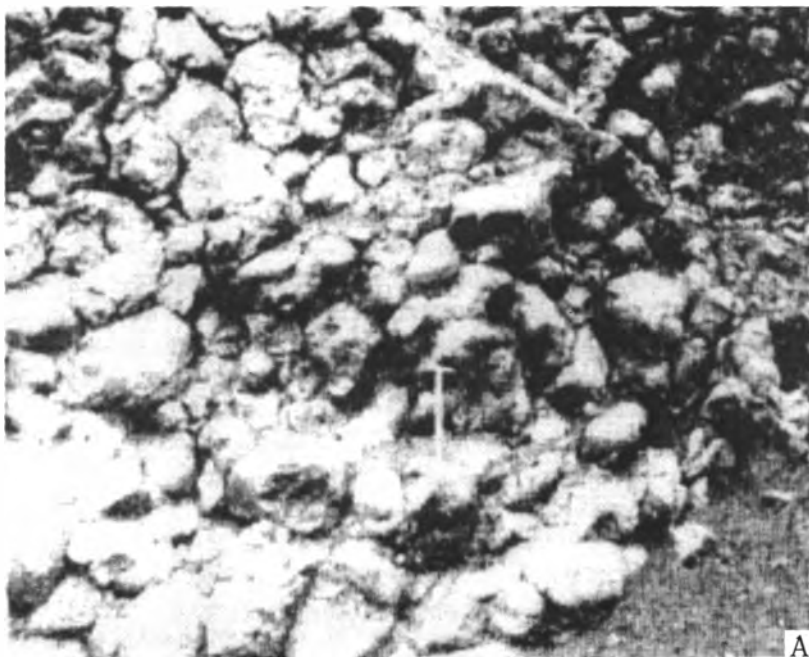
Восточнее, в междуречье Андийское Койсу — Самур для байосских отложений выделяется зона шельфа с прибрежно-мелководными, лагунно-дельтовыми условиями, представленная полифациальным комплексом песчано-алевроито-глинистых отложений, в составе которых заметное участие принимают криноидные известняки. К концу батского времени этот участок обмелел и в бассейне накапливались прибрежно-мелководные осадки с отло-

жениями зоны волнения и прибрежных течений [Конюхов и др., 1956; Шихалибейли, 1956; Безбо-родов, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Халифа-заде, 1972].

Разрез зоны Южного склона. Второй тип разреза прослеживается на южном склоне Большого Кавказа, в зоне, наиболее приближенной к Главному хребту; байосские отложения здесь, возможно, без перерыва, продолжают ааленские отложения [Панов, 2004а, глава 2 настоящей монографии]. На Центральном Кавказе карбонатно-терригенные отложения представлены чередованием известняков, мергелей, известняковых гравелитов и песчаников и черных малокарбонатных аргиллитов (Мамисонский перевал, верховья р. Риони). Они накапливались в глубоководных условиях, переслаиваясь с отложениями маломощных гравийных турбидитов. Восточнее и западнее отложения, образовавшиеся тоже в относительно глубоководных условиях, представлены тонким чередованием аргиллитов и алевролитов, редко — песчаников и мергелей и еще реже — известняков (последние — только в батское время).

Закавказский тип разреза. Третий тип разреза — закавказский — развит на территории Абхазско-Рачинской зоны, Закавказского срединного

массива и по окраинам Сомхето-Кафанской зоны [Панов, 2004а, глава 2 настоящей монографии]. Байосская часть разреза, «порфиритовая» свита, сложена вулканогенными образованиями основного—среднего состава (рис. 4.15, А) [Беридзе, 1983; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004а]. В междуречье Джоджора—Риони преобладают лавы и туфы базальтового и андезибазальтового состава [Беридзе, 1983, 1985]. В более удаленных участках байосская часть разреза представлена вулканокластическими отложениями (см. рис. 4.13, Б), образовавшихся при размыве вулканических сооружений и сносе вулканокластики со склонов в депрессии, где в относительно глубоководной обстановке накапливались гранулометрически сортированные тефрогенные отложения зерновых, флюксотурбидитных и турбидитовых потоков [Беридзе, 1983, 1985]. В разрезах по рекам Мзымта, Псоу и Кодори отмечаются более глубоководные глинистые осадки с периодическими донными течениями и дистальными мутьевыми потоками, несущими туффитовый материал [Потапенко, Гурбанов, 1970; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983]. В пределах Дзирульского массива и Грузинской глыбы верхнебайосские отложения в основном сложены терригенными отложениями, в основании которых (реки Чала и Мухури) наблю-



А



Б

Рис. 4.15. Характерные байосские отложения закавказского типа разреза («порфиритовая» свита)

А — пиллоу-лавы подводного потока в тефроидном флише, байос, ущелье р. Джоджоры, цит. по: [Юрские осадочные геоккомплексы..., 1984, приложение 1]. Б — тефроидные породы мелкопсаммитовой и алевроитовой структуры (светлое) и аргиллиты (темное); тефроламиниты с косой и конволютной слоистостью; тефроидный флиш, байос, ущелье р. Паца, цит. по: [Юрские осадочные геоккомплексы..., 1984, приложение 6]

даются песчаники и конгломераты, чрезвычайно невыдержанные по гранулометрическому составу [Мокринский и др., 1965]. Аркозовый состав песчаников в некоторых разрезах, например, в Ткибульском месторождении, сменяется граувакковым.

В периферической северной части Грузинской глыбы, на южном борту Кавказского бассейна, в байос-батское время сформировались угленосные отложения, часть которых имеет промышленное значение. Как правило, они залегают на вулканогенных образованиях байоса [Мокринский и др., 1965; Баланчивадзе, 1983; и др.]. Отложения угленосного комплекса накапливались в озерно-лагунных фациях в позднем байосе (Маганское и Бзыбское месторождения), или в болотных фациях в батское время (Ткварчельское, Ткибули-Шаорское, Гелатское месторождения) в приморских частях погружающихся пойменных частей низовий рек или эстуариев.

Имеющийся на сегодняшний день фактический материал по стратиграфии и фациям ниже-среднеюрских отложений позволяет проследить эволюционное развитие бассейна Кавказа в раннеальпийское время. Но палеогеографические реконструкции, основанные только на фациальных построениях, не всегда достаточно корректны. Необходимым компонентом литологических исследований является изучение минералого-петрографического и химического составов осадочных пород, которые чутко реагируют на изменение характера осадконакопления в бассейне.

Минеральный состав песчаников

Породообразующие компоненты и состав минералов тяжелой фракции песчаников исследуются для определения источников областей питания и выяснения палеотектонических обстановок седиментации. Кроме того, необходимым методом изучения песчаников является анализ химического состава осадочной породы. Однако, применительно к ниже-среднеюрским отложениям Большого Кавказа, метод минералого-петрографического анализа часто использовался и используется достаточно формально, хотя информация, получаемая исследователями в результате анализа этих данных, несет в себе не только характеристику источников сноса, но и сведения о характере осадконакопления в бассейне. В целом ряде работ показано, что на основании минералого-петрографических и сопутст-

вующих им исследований могут быть получены выводы о характере геодинамических обстановок; выполнены палеотектонические реконструкции; установлены параметры, контролирующие формирование и распределение постседиментационных преобразований пород; выяснены области влияния синхронного или асинхронного вулканизма и решены многие другие проблемы [Маркевич и др., 2000; Jordan, 1995; Garzanti et al., 2001; Zimmerman, Bahlburg, 2003; Ketzer et al., 2003; и др.].

Используя опыт подобного исследования терригенных толщ, в настоящей работе сделана попытка изучения ниже-среднеюрских отложений с этих позиций.

В работе анализируются как опубликованные данные по минеральному составу песчаников ниже-среднеюрских отложений, так и оригинальные авторские данные. При этом следует иметь в виду весьма неоднородную степень изученности районов Кавказа в этом отношении (рис. 4.16). Неодинакова и достоверность используемых нами данных. Тем не менее, когда авторы приводят минеральный состав песчаников в цифровом выражении, этого достаточно для того, чтобы их использовать при палеорекострукциях.

К сожалению, попытки свести в единую таблицу все опубликованные по минералогии данные, не увенчались успехом по двум причинам. Во-первых, объем сведенного материала слишком велик. Во-вторых, в литературе часто приводится не конкретный минеральный состав, а изменения содержания отдельных компонентов, или преобладание одного из них, поэтому в некоторых случаях, когда используются количественные соотношения пороодообразующих компонентов, в таблицах указаны их крайние значения, приведенные в литературном источнике. В связи с последним обстоятельством, и на диаграммах состава нанесены предполагаемые границы полей, которые, вероятно, не всегда точно отражают исходный минеральный состав. Кроме того, поскольку большая часть литературных данных представлена в виде количественных соотношений, то пришлось и конкретные анализы состава пороодообразующих компонентов привести к подобному виду (табл. 4.1–4.3). Содержание минералов тяжелой фракции также пришлось свести к ассоциациям, названия которых включают в себя наиболее часто встречаемые минералы, хотя в ряде случаев авторы приводят конкретные данные.

Содержание песчаной составляющей в ниже-среднеюрском разрезе, как было рассмотрено в предыдущей части, в разных участках Большого Кав-

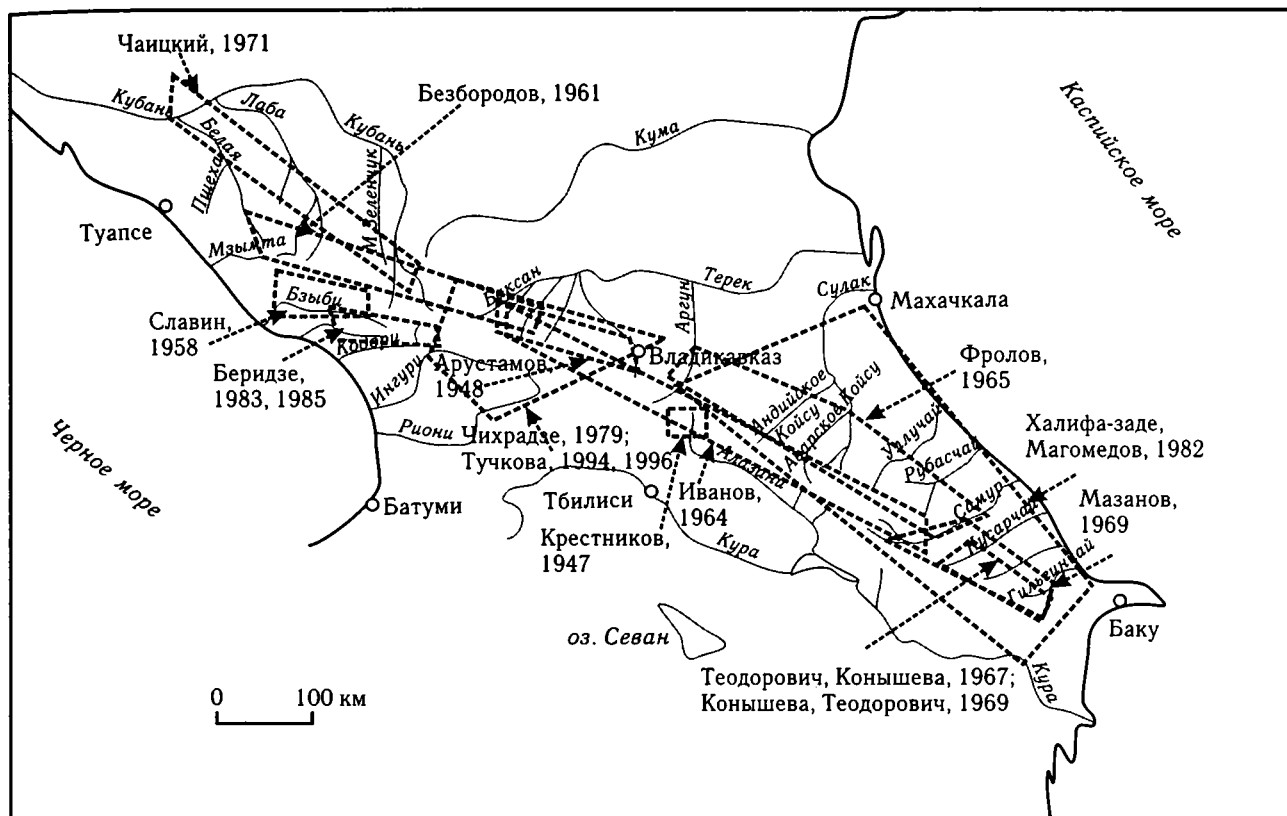


Рис. 4.16. Изученность минерального состава ниже-среднеюрских отложений
Оконтуры границы районов исследований с указанием фамилий авторов и года публикаций

каза неодинаково, и подсчеты состава песчаников в разных ландшафтных зонах трудно сопоставимы. Например, в шельфовой зоне северного обрамления количество подсчетов достаточно велико и составляет несколько десятков анализов, а в Осовой зоне Южного склона они представлены единичными образцами. Тем не менее, по-видимому, использованная в данной работе методика «нивелирования» или усреднения минеральных составов, приводимых различными авторами, позволяет сопоставлять эти данные достаточно уверенно. Определение минерального состава производилось в шлифах, согласно методике подсчета, либо в среднезернистых песчаниках с размером зерен 0,15–0,25 мм [Крестников, 1947; Чихрадзе, 1979; Тучкова, 1996; и др.], либо в песчано-алевритовой породе (фракция менее 0,1 мм) [Алиев, Акаева, 1957; Гроссгейм, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969]. Полученные результаты, пересчитанные на 100%, наносились на треугольную диаграмму, вершинам которой соответствуют 100%-ное содержание кварца, всех полевых шпатов и всех обломков пород. В некоторых случаях, когда необходимо выяснить различие

в составе песчаников, вершины треугольника также разворачивались в отдельную диаграмму.

Северное обрамление Кавказского бассейна. Фациально изменчивые синемюр-нижне-неплинсбахские отложения шельфа в северном обрамлении Кавказского бассейна — однообразные и сложенные однотипными порообразующими компонентами граувакковые песчаники. Породы подобного состава распространены на достаточно обширной площади, протягивающейся с запада на восток от р. Пшеха до р. Фиагдон. Данные минералогических подсчетов в разных разрезах немного различаются (см. табл. 4.1), но на треугольной диаграмме формируют единое поле вдоль левой стороны классификационного треугольника (рис. 4.17, А). Несколько менее компактны данные подсчетов центральной части Кавказа (реки Фиагдон, Кистинка, Дарьяльское ущелье). Они характеризуются повышенным содержанием полевых шпатов, и поле данных несколько вытянуто от левой стороны треугольника в сторону угла полевых шпатов (см. рис. 4.17, А). Среди обломков пород преобладают устойчивые, такие, как обломки си-

Таблица 4.1. Минеральный состав песчаников и песчаных пород синемюр-раннеплинсбахского возраста по данным разных авторов

Породообразующие компоненты, %	Северный борт и обрамление осевого трога						
	Н.В. Ренгартен, 3.М. Старостина [1956]	М.И. Тучкова [1996]					
	Синемюр — ранний плинсбах	Ранний плинсбах	Синемюр	Синемюр — ранний плинсбах	Синемюр	Синемюр, кистинская свита	
	песчаник						
	М. Лаба, Б. Лаба, Уруп, Теберда, Кубань	Р. Чегем	Бассейн р. Урух, р. Айгамугадон	Р. Ардон	Р. Фиэгдон, сел. Урикау	Р. Фиэгдон, левый берег	Р. Дарьял, сел. В. Ларс, р. Кистинка
Кварц	Q = 40–75	Q = 45–58	Q = 0–70–98	Q = 55–58	Q = 33–47	Q = 40–68	Q = 39–72
Полевые шпаты (все)	F = 0–5, плагиоклазы кислые, иногда микроклин (Б. Лаба, Б. Зеленчук), реже — несдвойникованные калиевые полевые шпаты	F = 2–3 до 24, плагиоклазы кислые, несдвойникованные полевые шпаты	F = 0–12 и 45–52, плагиоклазы кислые, несдвойникованные полевые шпаты	F = 18–18,6, несдвойникованные полевые шпаты	F = 9–15–20, несдвойникованные полевые шпаты	F = 2–26, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз, единичный микроклин	F = 4–29, кислые плагиоклазы, несдвойникованный полевой шпат
Обломки пород (все)	R = 20–60, обломки кварцитов, силициитов, кремней, гранитов, эффузивы (Теберда, Кубань)	R = 30,3–51,2, обломки силициитов, глинистых сланцев и осадочных пород, гранитов	R = 1–30 и 40–55, обломки силициитов, гранитов, кварцитов, сланцев, эффузивы	R = 23–24, обломки эффузивов, сланцев	R = 38–47, обломки сланцев, гранитов, эффузивов	R = 22–51, обломки сланцев, гранитов, осадочных и глинистых пород	R = 25–33, обломки сланцев, гранитоидов, редко эффузивов
Прочие	слюды (мусковит) хлорит обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО	слюды (мусковит) обугленные РО
Минералы тяжелой фракции	гидроокислы железа, магнетит, ильменит, шпинель, турмалин, рутил, гранат	циркон, апатит, рутил, турмалин	apatит, гранат, циркон, рутил, турмалин, эпидот	apatит, гранат, циркон, лейкоксен, рутил турмалин	циркон, лейкоксен, гранат, турмалин, рутил	нет данных	

Таблица 4.1. Окончание

Северный борт и обрамление осевого трога	Осевого трог							Южный борт
Г.И. Иванов [1964]	М.А. Беридзе [1965]	Г.А. Чихрадзе [1979]	М.И. Тучкова [1996]					Е.М. Крестников [1947]
Синемюр — ранний плинсбах, кистинская свита	Синемюр							
песчаник								
Штулу-Геналдонская и Дигоро-Осетинская зоны	Рача, Сванетия, Абхазия	Горная Рача	Верховье р. Твибери	Верховье р. Домбарула	Верховье р. Риони, ледник Эдена	Верховье р. Зопхитура	Мамисонский перевал	Р. Самкурискали р. Стори
Q = 60–70	Q = 80–90	Q = 70–75	Q = 31–89	Q = 25–80	Q = 65–68	Q = 12–24	Q = 43–53	Q = 27–51
F, несдвойникованный полевой шпат	F, плагиоклазы средние	F, плагиоклазы кислые, редко микроклин	F = 3–34, несдвойникованный полевой шпат, реже микроклин, кислый и средний плагиоклаз	F = 0–60, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, единичный микроклин	F = 3–28, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз	F = 56–62, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и единичный микроклин	F = 25–28, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, единичный средний плагиоклаз	F = 63–48, микроклин и плагиоклазы средние
R, обломки кварц-сланцев и глинистых пород	R	R, обломки роговиков	R = 2–35, обломки гранитов, силицитов, сланцев, глинистых пород	R = 20–67, обломки гранитов и кристаллических сланцев, ед. обломки осадочных пород	R = 12–28, обломки гранитов	R = 15–24, обломки гранитов	R = 21–29, обломки гранитов и кристаллических сланцев, кремней	R = 0–3, обломки гранитов, единичные зерна кварцевого порфирита и кварцевого песчаника
слюды (мусковит)	слюды (мусковит и серицит)	слюды (серицит и биотит)	слюды (мусковит и биотит)	слюды (мусковит и в отдельных образцах биотит)	слюды (мусковит)	–	слюды (мусковит)	слюды (мусковит 3–05%), биотит 1%, кальцит 6%
циркон, сфен, псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту и лимонит по рудным минералам	рудный минерал, хлорит, циркон, реже апатит	циркон, апатит, гранат, корунд, хлорит, эпидот	апатит, гранат, циркон, сфен, турмалин	апатит, гранат, эпидот, сфен, рудные минералы, хлорит	апатит, эпидот, гранат, циркон, сульфиды, хлорит	апатит, гранат, сульфиды, циркон	нет данных	циркон, апатит, реже турмалин и рутил

Таблица 4.2. Минеральный состав песчаников и песчаных пород позднеплинсбахско-ааленского возраста по данным разных авторов

Породообразующие компоненты, %	Северный борт и обрамление осевого трога					
	Н.В. Ренгартен, З.М. Старостина [1956]		М.И. Тучкова [1996]			
	Поздний плинсбах	Поздний тоар	Поздний плинсбах	Тоар	Тоар-аален	Поздний плинсбах
	Песчаник					
	Реки М. Лаба, Б. Лаба, Уруп, Теберда, Кубань		Р. Баксан		Р. Чегем	Р. Черек Безенгийский
Кварц	Q = 40–75	Q = 40–50	Q = 31–89	Q = 44–52	Q = 54–71,3	Q = 34–51
Полевые шпаты (все)	F = 0–10–15, плагиоклаз кислый, иног- да микроклин	F, единичный плагиоклаз кис- лый, единич- ный микроклин	F = 2,6–9,1, несдвойникованный полевой шпат	F = 17–20,5, несдвойникованный полевой шпат, плагио- клаз кислый, в еди- ничных образцах микроклин	F = 10,6–18,8, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, в единич- ных образцах микроклин	F = 4–11,8 несдвойникованный полевой шпат и кис- лый плагиоклаз
Обломки пород (все)	R = 22–57, обломки квар- цитов, сили- цитов	R, обломки си- лицитов, квар- цитов и грани- тов, эффузивов основного и кис- лого состава	R = 8,7–24–68,6, обломки кристалличе- ских сланцев, реже осадочных пород и гранитов, единичные обломки кислых эффузивов	R = 30–36, обломки кислых эф- фузивов, сланцев, ред- ко осадочные породы	R = 2,6–24, обломки сланцев, гранитов, эффузивов	R = 27–54,5 обломки сланцев, кис- лых эффузивов, реже основных эффузивов, кварцитов, кремней, гранитов
Прочие	слюды (мусковит) хлорит	слюды (мусковит)	слюды (мусковит и единичный биотит)	слюды (биотит)	слюды (единичные мусковит и биотит)	слюды (единичные мусковит и биотит)
Минералы тяжелой фракции	гидроокислы железа, тур- малин, рутил, гранат, эпидот	рудные мине- ралы, магнетит, ильменит, пи- рит, гранат, тур- малин, рутил, шпинель, апа- тит и хлори- тоид в тоаре	гранат, апатит, лейко- ксен, рутил, турмалин, корунд, циркон	циркон, апатит, гранат, лейкоксен, рутил, сфен, турмалин, андалузит	гранат, циркон, апатит, рутил, андалузит, эпидот	циркон, гранат, апатит, рутил, лейкоксен

Таблица 4.2. Продолжение

Северный борт и обрамление осевого трога					
М.И. Тучкова [1996]					Г.И. Иванов [1964]
Тоар	Поздний плинсбах	Плинсбах, тоар	Тоар	Поздний плинсбах — аален	
Песчаник					
Р. Черек Безенгийский	Бассейн р. Урух, р. Айгамуга	Р. Урух, сел. Фаснал	Р. Фиагдон, сел. Урикау	Р. Фиагдон, левый берег	Штулу-Геналдонская и Дигоро-Осетинская зоны
Q = 40,3–45	Q = 41–59	Q = 54,5–69,6	Q = 45–49	Q = 51–52	Q = 40–50 (плинсбах) Q = 25–40 (тоар)
F = 11–15, несдвойникованный полевой шпат и кис- лый плагиоклаз	F = 0–12,8 несдвойникованный полевой шпат и кис- лый плагиоклаз	F = 12,5–15,7 несдвойникованный полевой шпат	F = 9,7–15,2 несдвойникованный полевой шпат, кис- лый плагиоклаз	F = 5–8, несдвойникованный полевой шпат, кис- лый плагиоклаз	F = 10–25 (плинсбах), плагиоклазы, F = 15–25 (тоар) плагиоклазы и кали- шпаты
R = 29–44, обломки кислых эф- фузивов, сланцев, реже основных эффу- зивов кварцитов, кремней, гранитов	R = 27,8–49,2 обломки силицитов, разнообразных кри- сталлических сланцев, осадочных пород, реже гранитов	R = 18–30,7, обломки эффузивов, сланцев, реже грани- тов, осадочных пород	R = 35,4–42, обломки эффузивов, сланцев, реже грани- тов	R = 35–39, обломки кислых эф- фузивов, кристал- лических сланцев	R, единичные обломки кварцитов и кварцево- полевошпатовых пород
слюды (единичные мусковит и биотит)	слюды (биотит и мусковит)	слюды	слюды	слюды	мусковит и биотит
нет данных	апатит, гранат, рутил, циркон, турмалин, корунд, рудные минералы	нет данных	нет данных	нет данных	циркон, турмалин, сфен, апатит, лейко- ксен, лимонитизиро- ванные рудные мине- ралы

Таблица 4.2. Продолжение

Породообразующие компоненты, %	Северный борт и обрамление осевого трога					
	Р.З. Безбородов [1961]		В.Т. Фролов [1965]	Г.Н. Бровков [1961]	А.Г. Алиев, В.П. Акаева [1957]	Д.Н. Мазанов [1969]
	Тоар	Аален	Поздний тоар — аален	Ранний аален	Поздний тоар — аален	Аален
	Песчаник		Песчано-алевритовая	Песчаник	Песчано-алевритовая	
	Реки Чегем, Баксан, Тызыл, Б.Зеленчук, Уруп		Междуречье Чанты-Аргун-Чирахчай	Р. Чирахчай, аллювиальные песчаники	Реки Аварское Койсу, Рутул, гора Эльдама, реки Уллучай, Геттинкиль	Реки Бабачай, Джимичай, Атачай, Уллучай, Кызылчай
Кварц	Q от 50–60 до 70–80	Q от 50 до 60–70	Q = 30–75	Q = 44–72	Q = 35–95	Q = 25–57
Полевые шпаты (все)	F = 10–15, кислый плагиоклаз, несдвойникованный полевой шпат, единичный микроклин	F = 5–15, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и единичный микроклин	F = 10–35, плагиоклазы и калиевый полевой шпат	F = 7,5–20,0, кислые плагиоклазы	F = 9–38–63, калиевый полевой шпат, Na–Ca полевой шпат	F = 21–48
Обломки пород (все)	R от 10–15 до 50–60, обломки силицитов, глинистых пород, редко основных эффузивов	R от 5–10 до 20–30, обломки силицитов, основных эффузивов, обломки раковин	R = 10–30, обломки силицитов, серицит-кремнистых, слюди-сто-хлоритовых сланцев, кварцитов, аргиллитов и основных эффузивов	R, обломки аргиллитов 5,5–17,5, кремней 1,5–5,0, кварцитов 1,6–3,0, сланцев 1–5,5, кислых эффузивов 0,5–1,5, единичные обломки гранитов	R = 3–15–45, обломки силицитов глинистых пород, редко эффузивных	R = 18–39, обломки силицитов, глинистых пород, реже эффузивных и карбонатных
Прочие	слюды (мусковит 1–2 и 5–10; реже биотит)	слюды (биотит), хлорит	слюды	мусковит 0,5–1,6, единичные биотит и хлорит		измененные минералы от 2 до 10,5%
Минералы тяжелой фракции	титанит, рутил, турмалин, циркон+анадалузит 1–2% и спессартин-альмандин (М. Лаба)	титанит, рутил, турмалин, циркон, хлорит+ +гранат (М. Лаба), +шпинель-пикотит (единичные образцы рек Чегем, Баксан, Тызыл, Уруп)	циркон, апатит, турмалин, титансодержащие минералы, рутил, редко гранат и пикотит	циркон, турмалин, рутил, апатит, брукит, анатаз, пикотит, гранат, хлорит, магнетит, ильменит и др.	циркон, турмалин, рутил, гранат	лейкоксен, гранат, циркон, эпидот, единичный дистен, единичный пикотит

Таблица 4.2. Окончание

Осевой трог					Южный борт
Г.А. Чихрадзе [1979]	М.А. Беридзе [1970, 1983]	М.И. Тучкова [1996]	Ч.З. Халифа-заде, Я.М. Магомедов [1982]	Д.Н. Мазанов [1969]	Г.А. Чихрадзе [1979]; М.А. Беридзе [1970, 1983]; М.И. Тучкова [1996]
Тоар–аален		Поздний плинсбах — аален	Поздний тоар — ранний аален		Тоар–аален
Песчаник			Песчано-алевритовая		Песчаник
Сванетия, Рача	Абхазия	Мамисонский перевал, р. Зопхитур	Реки Мазачай, Ахтычай, Мулларчай, Самур лев., Рутул	Реки Белоканчай, Курмухчай, Мазымчай, Мухахчай, сел. Гюлях	Реки Ингури, Джоджора, Риони
плагиоклазово-кварцевые песчаники	эффузивный кварц	Q = 23–58	Q = 33–60	Q = 43–85	Q = 23,5–78
кислый плагиоклаз	кислый плагиоклаз	F = 13–28, несдвоенный полевой шпат, кислый плагиоклаз, единичный микроклин	F = 8–17, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы	F = 10–46	F = 7,5–29–35, плагиоклазы кислые, единичные обломки средних, несдвоенный полевой шпат
обломки филлитизированных сланцев, кварцитовидных песчаников	нет данных	R = 14–52, обломки силицитов, кристаллических сланцев, глинистых пород, кислых эффузивов, гранитов	R = 31–54, обломки силицитов, осадочных пород, редко эффузивы и кварциты	R = 3–9,5, обломки силицитов, глинистых, реже эффузивных и карбонатных пород	R = 31–64, обломки эффузивов, гранитоидов, кристаллических и глинистых сланцев, кварцитов
биотит, мусковит, хлорит, сульфиды	слюды	мусковит	–	измененные минералы от 0,3 до 27%	биотит и мусковит
циркон, турмалин, рутил, реже апатит, корунд, эпидот	циркон, апатит, турмалин, рутил, реже апатит	циркон, турмалин, гранат	циркон, турмалин, апатит, рутил, лейкоксен	лейкоксен, циркон, эпидот, анатаз, брукит, гранат, турмалин, рутил, единичный дистен, единичный ставролит, единичный андалузит	apatит, циркон, гранат, рутил, турмалин

Таблица 4.3. Минеральный состав песчаников и песчаных пород байос-батского возраста по данным разных авторов

Породообразующие компоненты, %	Северо-Кавказский тип разреза								
	Р.З. Безбородов [1961]		В.П. Чаицкий [1971]		М.И. Тучкова [1996]	Г.И. Иванов [1964]	А.Г. Алиев, В.П. Акаева [1957]	В.Т. Фролов [1965]	Д.Н. Мазанов [1969]
	Байос		Поздний байос		Байос-бат	Байос	Байос	Нижний байос	Нижний байос — бат
	Песчано-алевритовая		Туффит	Туф	Песчаник	Песчаник	Песчано-алевритовая		
	Реки Лаба, Ходзь, Баракаевская площадь	Реки Тызыл, Баксан, Чегем, Уруп	Междуречье Белая-Кубань, скв. 18, гл. 3050–3057 м	Междуречье Белая-Кубань, скв. 15, гл. 4582–4585 м	Реки Баксан, Чегем	Штулу-Геналдонская и Дигоро-Осетинская зона	Реки Аварское Койсу, Рутул, Уллу-чай, Геттин-киль, гора Эльдама	Р. Аварское Койсу,	Реки Гильгинчай, Истисудере, Кызылчай, Джимичай, Бабачай, Чагаджукчай, Дамирапаранчай, Бабачай
Кварц	Q = 15–25	Q = 20–25 до 60–70	Q = 5	Q = 60	Q = 43–69	Q	Q = 20–58	Q = 35–62	Q = 17–44
Полевые шпаты (все)	F = 60–75, плагиоклаз кислый, реже средний, несдвойникованный полевой шпат и микроклин	F = 15–20 до 30–40, плагиоклаз кислый, реже средний, несдвойникованный полевой шпат и микроклин	F = 42	F = 5	F = 12–48, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и микроклин, ед. средний плагиоклаз	F, полевые шпаты	F = 11–53	F = 12–41, плагиоклазы и калиевый полевой шпат	F = 23–68
Обломки пород (все)	R = 3–5, обломки силицитов; R = 15–25, обломки эффузивов	R = 20–25, обломки силицитов	–	–	R = 0–33, обломки сланцев, кислых эффузивов, гранитов и силицитов, в некоторых образцах обломки осадочных пород	R, обломки кварцитов, силицитов и глинистых пород	R = 5–51, обломки силицитов, глинистых, редко эффузивных и карбонатных	R = 20–35, обломки эффузивов, слюди-хлоритовых, кварц-слюдяных и глинистых сланцев, кварциты	R = 17–41, обломки силицитов, глинистых пород, реже эффузивов
Прочие	мусковит 1–3, биотит 5–7 до 15–20	мусковит 1–5 и 10–15, биотит 5–7	биотит 3	биотит 5		биотит и мусковит		слюды	измененные минералы 0,5–48
Минералы тяжелой фракции	циркон, хлорит, биотит, гранат, изредка ставролит, андалузит, роговая обманка, анатаз, брукит		–		рудные минералы, сульфиды, гранат, циркон, апатит	лейкоксен, циркон, гранат, титан-содержащие минералы	циркон, турмалин, рутил, редко гранат, пикотит, апатит	апатит, циркон, турмалин, титансодержащие минералы, гранат, ильменит, лейкоксен	лейкоксен, циркон, турмалин

Таблица 4.3. Окончание

Северо-Кавказский тип разреза		Разрез зоны Южного склона		Закавказский тип разреза		
Ч.З. Халифа-заде, Я.М. Магомедов [1982]	М.И. Тучкова [1996]	Д.Н. Мазанов [1969]	А.Г. Алиев, В.П. Акаева [1957]	Г.А. Чихрадзе [1979]	М.И. Тучкова [1996]	
Верхний байос — нижний бат	Байос–бат	Байос	Байос–бат	Байос		
Песчано-алевритовая	Песчаник	Песчано-алевритовая		Туфопечаник, туффит	Туффит	Туф
Сел. Кудутль, реки Андийское Койсу, Рубасчай, Бабачай, Каракойсу, сел. Лес, Улари, хребет Салатау	Р. Зопхитура, Мамисонский перевал	Сел. Галаджик, реки Чухадурмазчай, Курмухчай, Гамзальчай, Мазымчай, Мухахачай, Белоканчай	Реки Мухахачай, Курмухчай	Сванетия, Рача	Реки Джоджора, Риони,	
Q = 10–15–30	Q = 40,3–49,2	Q = 28–51 и 20–65	Q = 20–48	граувакковые песчаники с примесью терригенного кварца, 8–13%	Q = 0–11	Q = 0–5
F = 15–26–40, кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат	F = 16,1–45,1, несдвоенникованный полевой шпат, плагиоклаз кислый и средний (бат)	F = 19–23 и 0–35–76	F = 18–50	F основные плагиоклазы	F = 15–35, зональные плагиоклазы среднего и основного состава	F = 20–35, зональные плагиоклазы среднего и основного состава
R = 32–48–70, обломки осадочных, силицитов, кварцитов, глинистых сланцев, редко эффузивов	R = 6–43,6, обломки гранитоидов, кремней, сланцев, кислых эффузивов, глинистых пород	R = 35–50 и 0–15, обломки силицитов, эффузивов, карбонатных пород	R = 18–47, обломки силицитов, глинистых пород	обломки порфиритов и их туфов	R = 58–87, обломки основной массы и литокласты андезитов и базальтов, базальтов, андезибазальтов	R = 30–60, литокласты андезибазальтов, базальтов и андезитов
–	мусковит, обломки фауны	ед. биотит, хлорит, амфиболы, пироксены, изм. минералы 0,5–34,4	–	биотит, хлорит, мусковит, сульфиды, моноклинные пироксены	пироксены	пироксены
циркон, апатит, турмалин, пикотит, единичные пироксены, амфиболы	нет данных	лейкоксен, циркон, эпидот, турмалин, рутил, анатаз, редко роговая обманка, пироксены	циркон, турмалин, рутил, редко роговая обманка и эпидот	хлорит, эпидот, редко пироксен, роговая обманка	–	

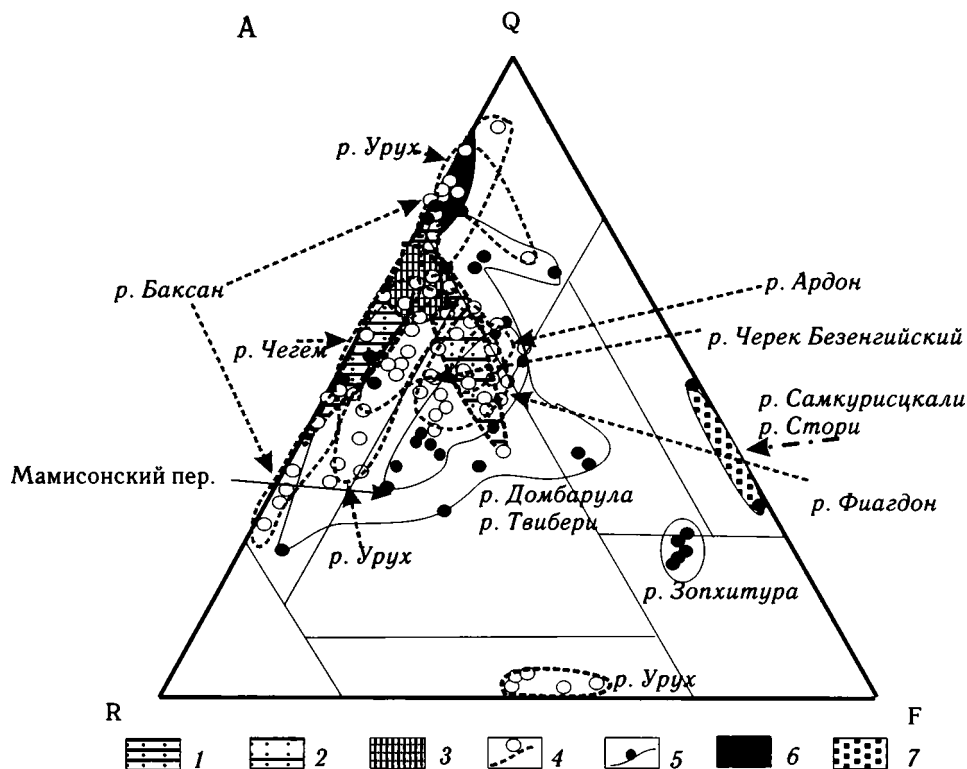
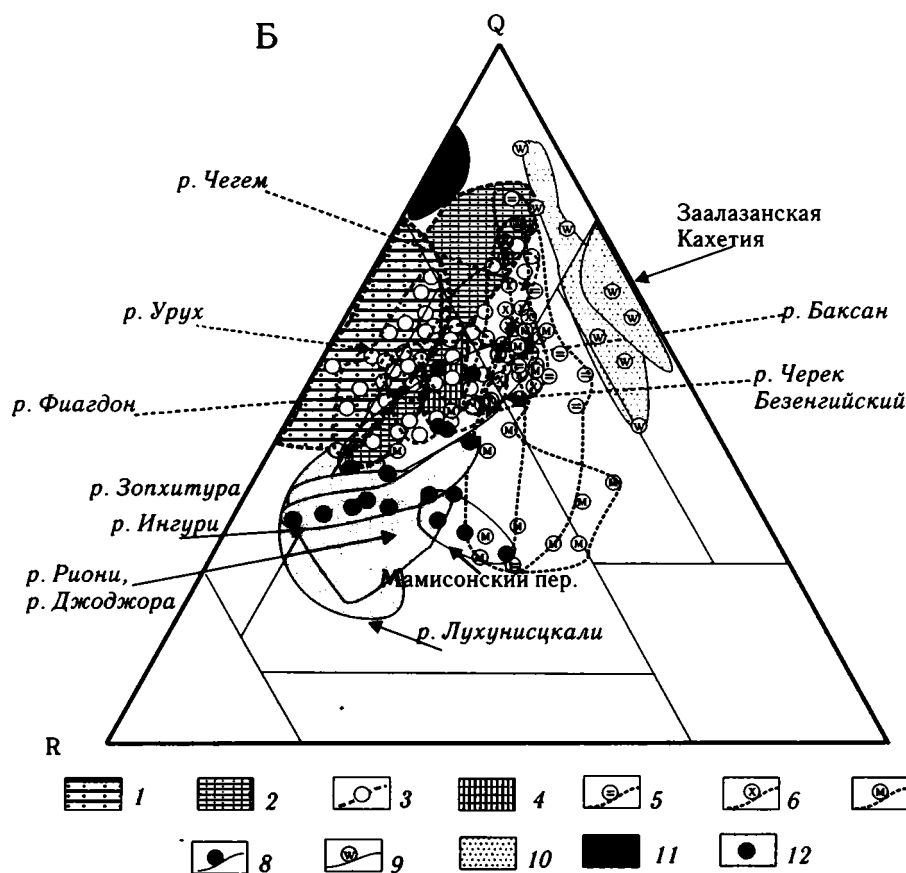


Рис. 4.17. Треугольные диаграммы составов песчаников. В вершинах диаграммы: Q — 100%-ное содержание кварца, F — 100%-ное содержание полевых шпатов (всех), R — 100%-ное содержание обломков пород (всех). Границы классификационных полей по В.Д. Шутову [1972]

А — для синемюр-нижнеплин-
сбахских отложений. 1-4 — *север-
ный борт и обрамление осевого
трога*: 1 — вероятное располо-
жение поля состава песчаников сине-
мюр-нижнеплинсбахских отложе-
ний рек Малая Лаба, Большая
Лаба, Уруп, Ходзь [Ренгартен, Ст-
ростина, 1956], 2 — поле состава
песчаников кистинской свиты р. Да-
рьял, сел. Верхний Ларс, р. Кистин-
ка (границы поля — по данным
Г.А. Чихрадзе [1979], точки — по
данным М.И. Тучковой), 3 — веро-
ятное расположение поля состава
песчаников синемюр-нижнеплин-
сбахских отложений Штулу-Генал-
донской и Дигоро-Осетинской зо-
ны, по данным Г.И. Иванова [1964],
4 — поля состава песчаников сине-
мюр-нижнеплинсбахских отложе-
ний рек Баксан, Чегем, Урух, Фи-
агдон (сел. Урикау, левый берег
реки), Ардон, Черек Безенгийский
(точки по данным М.И. Тучковой
[1996], границы полей проведены
по крайним значениям, положение
разрезов см. на рисунке); 5, 6 —
осевой трог: поля состава песча-
ников синемюр-нижнеплинсбах-
ских отложений: 5 — Рачи, Сване-
тии: рек Твибери, Домбарула, Ри-
они, Зопхитур, ледник Эдена, Мами-
сонский перевал (границы поля по
данным Г.А. Чихрадзе [1979], то-
чки — по данным М.И. Тучковой
[1996]), 6 — Абхазии, рек Мзымта,
Бзыби, Кодори (границы поля по дан-
ным В.И. Славина [1958], М.А. Бе-
ридзе [1965, 1970, 1983]); 7 — *юж-
ный борт*: поле состава песчани-
ков рек Стори, Самкурисцхали (по
данным В.Н. Крестникова [1947])



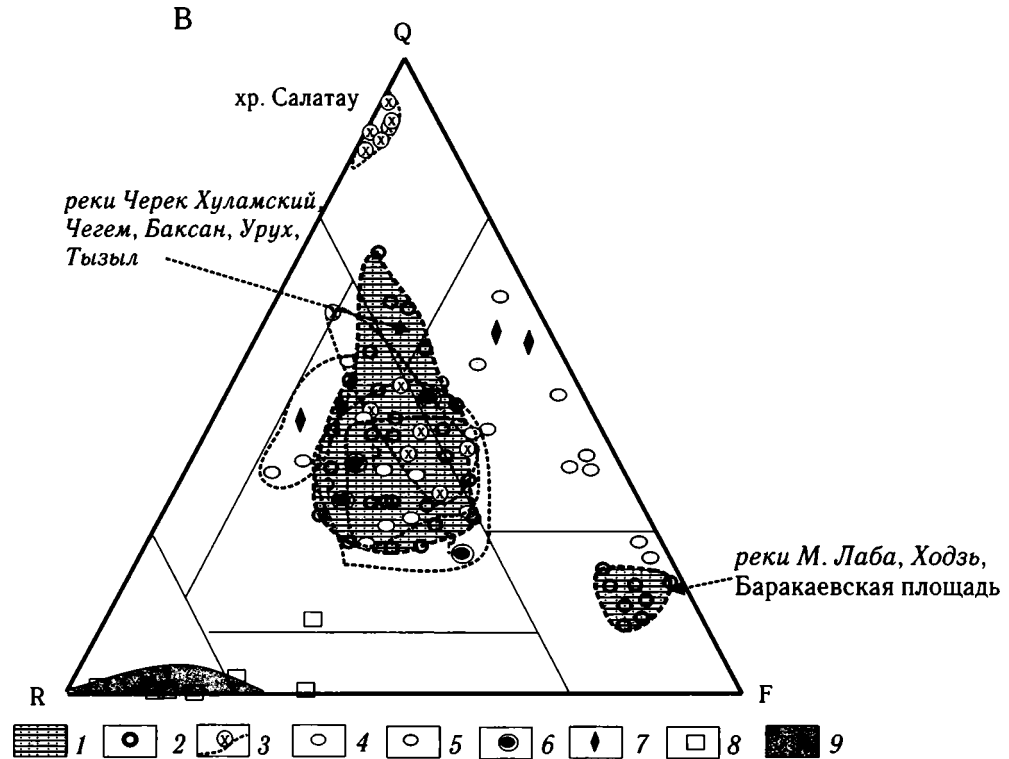


Рис. 4.17. Окончание

Б — для верхнеплинско-ааленских отложений. 1–7 — *северный борт и обрамление осевого трого*: 1 — вероятное расположение поля состава песчаников верхнеплинско-ааленских отложений рек Малая Лаба, Большая Лаба, Уруп, Ходзь [Ренгартен, Старостина, 1956], 2 — вероятное расположение поля состава песчаников тоарско-ааленских отложений рек Чегем, Баксан, Тызыл, Большой Зеленчук, Уруп, Малая Лаба, Баракаевская площадь, по данным Р.С. Безбородова [1961], 3 — поле состава песчаников верхнеплинско-ааленских отложений рек Баксан, Чегем, Урух, Черек Безенгийский, Фиэгдон (сел. Урикау, левый берег реки), по данным М.И. Тучковой [1996], границы полей проведены по крайним значениям, положение разрезов см. на рисунке, 4 — вероятное расположение поля состава песчаников верхнеплинско-ааленских отложений Штулу-Геналдонской и Дигоро-Осетинской зон, по данным Г.И. Иванова [1964], 5 — поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рек Аварское Койсу, Бабабай, Джимичай, Рутул, по данным А.Г. Алиева и В.П. Акаевой [1957], границы полей проведены по крайним значениям, 6 — поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рек Чанты-Аргун, Аварское Койсу, Андийское Койсу, Кара-Койсу, Рубасчай, Чирахчай, по данным В.Т. Фролова [1965], границы полей проведены по крайним значениям, 7 — поле состава аркозовых песчаников рек Стори и Самкурисцали по данным В.Н. Крестникова [1947]; 8–10 — *осевой трог*: 8 — поле состава песчаников верхнеплинско-ааленских отложений р. Зопхитур, Мамисонского перевала, по данным М.И. Тучковой [1996], границы полей проведены по крайним значениям, положение разрезов см. на рисунке, 9 — поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рек Курмухчай, Белоканчай, Мазымчай, Мухахчай, сел. Гюлех, по данным Д.Д. Мазанова [1969], границы полей проведены по крайним значениям, 10 — вероятное расположение поля состава песчаников тоарско-ааленских отложений Заалазанской Кахетии, по данным Г.А. Чихрадзе [1979]; 11, 12 — *южный борт*: 11 — поле состава песчаников синемюр-нижнеплинских отложений Абхазии рек Мзымта, Бзыби, Кодори, по данным М.А. Беридзе [1965, 1983], 12 — поле состава песчаников сорской свиты рек Ингури, Лухунисцали, Риони, Джоджора, по данным М.И. Тучковой [1996], точки только для разреза р. Риони, остальные разрезы показаны полями из-за большого объема данных, границы данных разных разрезов см. на рисунке.

В — для байос-батских отложений. 1–4 — *Северо-Кавказский тип разреза*: 1 — вероятное расположение полей состава песчаников байосских отложений рек Малая Лаба, Ходзь, Баракаевской площади, рек Черек Хуламский, Чегем, Баксан, Урух, Тызыл, по данным Р.С. Безбородова [1961], границы полей соответствуют литературным данным, 2, 3 — поле состава песчаников байосских отложений: (2 — рек Баксан, Чегем, по данным М.И. Тучковой [1996], границы полей проведены по крайним значениям; 3 — р. Аварское Койсу, хребта Салатау, р. Чирахчай, по данным В.Т. Фролова [1965], границы полей проведены по крайним значениям), 4 — поле состава песчаников из байос-батских отложений рек Гильгинчай, Истисудере, Кызылчай, Джимичай, Бабабай, Чагаджукчай, по данным Д.Д. Мазанова [1969]; 5–7 — *разрез зоны Южного склона*: 5–7 — поле состава песчаников из байос-батских отложений: 5 — рек Дамирапаранчай, Курмухчай, Чухадурмазчай, Мазымчай, Мухахчай, Гамзалычай, по данным Д.Д. Мазанова [1969], 6 — рек Мухахчай, Курмухчай, по данным А.Г. Алиева и В.П. Акаевой [1957], положение точек предположительно, 7 — р. Зопхитур, по данным М.И. Тучковой [1996]; 8, 9 — *Закавказский тип разреза* — поля составов вулканокластических песчаников байосских отложений: 8 — рек Риони, Джоджора, по данным М.И. Тучковой [1996], 9 — юго-западного Кавказа, по данным М.А. Беридзе [1983, 1985], положение поля предположительно

лицитов (кремнистые агрегаты, кремни, кремнисто-слюдяные сланцы, кварциты) и зерна кислого плагиоклаза или несдвойникового полевого шпата, иногда пелитизированного, редко встречается микроклин. Помимо обломков силицитов, в отдельных разрезах также отмечаются обломки гранитоидов (реки Большой Зеленчук, Чегем, Фиагдон) и осадочных пород (реки Фиагдон, Чегем) или эффузивов (реки Киша, Уруштен, Уруп, Теберда, Кубань, Айгамугадон, Ардон), иногда появляются обломки серпентинитов (р. Большая Лаба) [Ренгартен, Старостина, 1956; Джумайло, 1958; Тучкова, 1996]. В качестве примесей в составе песчаников присутствуют зерна хлорита и мусковита, почти во всех разрезах — обрывки обугленных растительных остатков.

Состав минералов тяжелой фракции также достаточно однообразен и представлен ассоциацией устойчивых минералов (рис. 4.18), среди которых отмечаются: циркон, апатит, рутил, турмалин, гранат, редко единичные зерна эпидота (р. Айгамуга-

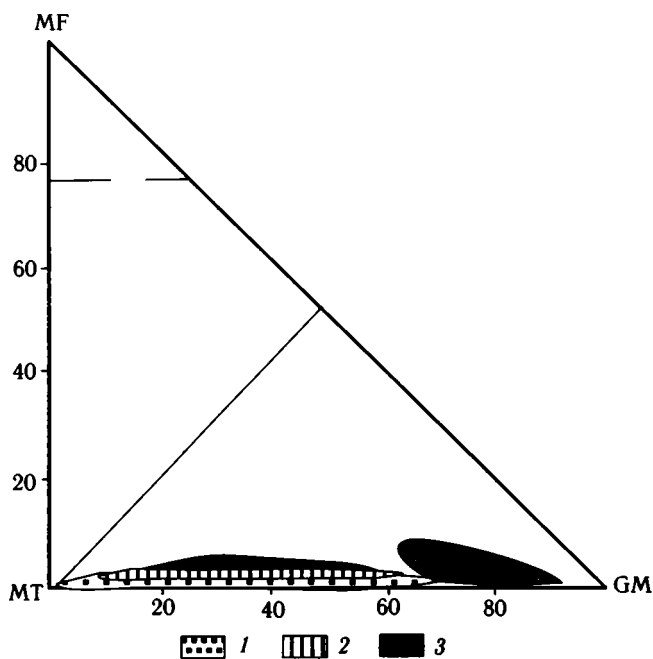


Рис. 4.18. Состав минералов тяжелой фракции из ниже-среднеюрских осадочных комплексов Большого Кавказа. Классификационная диаграмма В.П. Нечаева и др. [1996], в которой MF — сумма содержаний оливины, пироксена и буро-зеленой роговой обманки, MT — сумма содержаний циркона, турмалина, GM — сумма содержаний эпидота, граната, бледно окрашенных и синезеленых амфиболов

1–3 — составы минералов тяжелой фракции: 1 — синемюр-нижнеплинсбахских отложений, 2 — верхнеплинсбахско-ааленских отложений, 3 — байос-батских отложений

дон) или шпинели (р. Большая Лаба). Помимо прозрачных минералов, присутствуют рудные — ильменит, магнетит и лейкоксен или псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту.

Что касается туфогенных песчаников и туффигов, синхронных вулканизму сванетского горизонта, то в их составе отмечается высокое содержание обломков вулканитов и полевых шпатов. Они распространены в отложениях сванетского горизонта в междуречье Малая Лаба — Большой Зеленчук, рек Кубань, Теберда, Кардоник и в районе горы Чугуш. Разные исследователи установили здесь горизонты андезитовых и базальтовых порфиритов, андезибазальтов, кератофигов и альбитофигов [Ренгартен, Старостина, 1956; Юра Кавказа, 1992; и др.]. На территории Юго-Западного Кавказа, по материалам М.А. Беридзе [1970, 1983], туфы средне-кислого состава, ассоциирующие с базальной пачкой сванетского горизонта, характеризуются мелкообломочной структурой (размер обломков редко достигает 1–2 см). Данные минерального состава вулканокластических песчаников формируют несколько разрозненных участков (см. рис. 4.17, А) в поле песчаников не чисто терригенного происхождения (по терминологии В.Д. Шутова [1972]). Как правило, в составе туфогенных песчаников встречаются плохо окатанные обломки эффузивов среднего и кислого состава. Пирокластический материал представлен оплавленными обломками альбитофира, кристаллами альбита и эффузивного кварца, редко встречается биотит.

Осевой трог. Синемюр-нижнеплинсбахские отложения, накопившиеся на континентальном склоне в осевой части бассейна, представлены граувакками и формируют поле в центральной части классификационной диаграммы. В составе породообразующих компонентов отмечается более высокое, чем в северных разрезах, содержание полевых шпатов, среди которых доминируют обломки несдвойникованных калиевых полевых шпатов. В составе обломков пород установлено преобладание гранитоидов и кристаллических сланцев, реже кварцитов, глинистых пород и кислых эффузивов. Количество последних незначительно в единичных образцах разреза Мамисонского перевала [Тучкова, 1996]. Из примесных минералов в песчаниках отмечается биотит, а не мусковит, как это было в северных разрезах. Кроме того, в песчаниках почти не встречаются обрывки обугленных растительных остатков. Состав минералов тяжелой фракции однообразен и представлен, по данным разных авторов, устойчивой циркон-apatит-гранатовой ассоци-

ацией. Помимо этих трех минералов, встречаемых во всех разрезах, также присутствуют турмалин, сфен, эпидот, корунд (см. табл. 4.1 [Славин, 1956; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1970, 1983; Тучкова, 1996]).

Южный борт Кавказского бассейна. В.Н. Крестниковым в 1947 г. было описано два образца аркозовых песчаников в разрезах бассейна рек Алазани и Стори; позднее (1979 г.) в более общем виде эти породы были описаны Г.А. Чихрадзе. Для песчаников характерно низкое содержание кварца (см. табл. 4.1) и очень высокое содержание полевых шпатов, среди которых преобладают микроклин и средние плагиоклазы. Количество обломков пород измеряется единицами, и они представлены гранитом, кварцевым песчаником и кварцевым порфиритом, из слюд присутствуют мусковит и биотит. В составе минералов тяжелой фракции установлены циркон и апатит, реже турмалин и рутил [Крестников, 1947].

Северное обрамление Кавказского бассейна. Для следующего, *позднеплинсбахско-ааленского*, этапа осадконакопления состав песчаников практически не изменился для северо-западной и центральной частей северного обрамления Кавказского бассейна (см. рис. 4.17, Б). Для них характерно высокое содержание кварца (40–75%), преобладание несдвойникового полевого шпата, а также присутствие кислых плагиоклазов и в единичных случаях — микроклина [Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Иванов, 1964; Тучкова, 1996]. Среди обломков пород доминируют обломки силицитов, таких как кремнистые агрегаты, кварциты, кварц-слюдяные сланцы, кремнистые сланцы и т.п., также отмечаются обломки кристаллических сланцев и кислых эффузивов, а изредка — обломки гранитов, глинистых пород. Содержание слюдястых минералов ниже, чем в песчаниках сванетского горизонта, они представлены единичными листочками мусковита и, реже, биотита. В составе минералов тяжелой фракции установлены: гранат, циркон, апатит, рутил, турмалин в разных соотношениях (см. табл. 4.2). Помимо перечисленных минералов, в основании разреза также присутствуют рудные (магнетит, ильменит, титанит, иногда пирит), а в единичных разрезах — такие минералы, как шпинель или шпинель-пикотит (реки Чегем, Баксан, Тызыл, Уруп), андалузит и спессартин-альмандин (р. Малая Лаба), хлоритоид (реки Теберда, Кубань).

Состав песчаников дельтового комплекса восточной части бассейна, вовлеченной в осадкона-

копление в позднеплинсбахское время, характеризуется повышенным, по сравнению с западными разрезами, содержанием кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов и более низким содержанием кварца [Алиев, Акаева, 1957; Бровков, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969], (см. табл. 4.2, рис. 4.17, Б). Среди обломков пород преобладают устойчивые — силициты, серицит-кремнистые и слюдясто-хлоритовые сланцы, кварциты, кремни, реже обломки кислых эффузивов и единичные — гранитов. Но встречаются обломки и менее устойчивых пород — аргиллитов, глинистых пород, основных эффузивов. Из слюдястых минералов отмечается преобладание мусковита, но присутствует и биотит. Среди минералов тяжелой фракции преобладает ассоциация устойчивых минералов, таких как циркон, апатит, турмалин, рутил, гранат. Присутствуют титансодержащие и рудные, изредка отмечаются эпидот, пикотит, дистен (см. табл. 4.2).

Минералы тяжелой и легкой фракций, изученные в тоар-ааленских отложениях В.А. Гроссгеймом, позволили ему выделить ряд терригенно-минералогических провинций, или даже подпровинций, по наиболее характерным минералам [Гроссгейм, 1961]. Однако эти различия незначительны, и на большей части территории наблюдается достаточно однообразный минералогический комплекс, основу которого составляют нерудные непрозрачные сильновыветрелые минералы, устойчивые минералы (циркон, гранат, турмалин, рутил) и малоустойчивые минеральные виды. Но для ряда участков в песчано-алевритовых породах зафиксированы сравнительно свежие, часто идиоморфные зерна минералов (Лабинская терригенно-минералогическая провинция — ТМП, Малкинская терригенно-минералогическая подпровинция — ПП, Дигорская ТМП — для северного обрамления и Дзиркульская — для южной).

Осовой трог. Верхнеплинсбах-ааленские отложения — минеральный состав песчаников, развитых в осевой части бассейна и его южного обрамления, условно можно разделить на две петрографические провинции, одна из которых, западная, представлена кварцевыми граувакками (см. рис. 4.17, Б) и распространена в междуречье верховьев рек Ингури, Риони, Зопхитур и на Мамисонском перевале. Другая представлена аркозовыми песчаниками и их распространение ограничивается реками: Белоканчай, Курмухчай, Мазымчай, Рутул, сел. Гюлях (см. рис. 4.17, Б). Для обеих провинций содержание кварца прибли-

зительно одинаково и измеряется в широких пределах от 25 до 85%. Различия отмечаются в содержании и составе полевых шпатов. Для первой, западной, провинции наиболее типичным минералом является кислый плагиоклаз, для восточной — калиевый полевой шпат. Также практически одинаковы типы обломков пород, но в восточной провинции их содержание существенно ниже, чем в западной (см. табл. 4.2). Состав минералов тяжелой фракции тоже очень схож, представлен устойчивой циркон-турмалин-апатит-рутиловой ассоциацией, но в восточной провинции устанавливается большее разнообразие прозрачных минералов.

Южный борт. Минеральный состав песчаников, широко распространенных в отложениях **позднеплинских-ааленского возраста** в междуречье Мзымта–Джоджора, отличается от вышеописанных чрезвычайно полимиктовым составом. Содержание кварца понижено и колеблется от 30 до 45% (в крайних образцах от 23 до 70%); среди полевых шпатов отмечены кислые и средние плагиоклазы, несдвоенные полевые шпаты, единичные зерна микроклина. В составе обломков пород установлены многочисленные разности метаморфических пород, среди которых доминируют кристаллические сланцы, эффузивы разнообразного состава, гранитоиды, а также риолиты, кварцевые диориты, обломки силицитов и разнообразных осадочных и метаосадочных пород. Также часто встречаются обломки неконсолидированных или слабоконсолидированных алевроаргиллитов, которые в некоторых случаях выполняют роль цемента, заполняя поровое пространство в песчанике. Из слюдястых минералов установлены как биотит, так и мусковит, в разных разрезах и разных пачках в разных соотношениях; в единичных количествах (1–3 зерна на шлиф) присутствуют зерна глауконита. Тяжелая фракция состоит из устойчивой ассоциации минералов апатита, циркона, граната, рутила и турмалина, а гранат, в отличие от северных разрезов, представлен не альмандиновой разностью, а грюссуляром [Беридзе, 1970; Тучкова, 1996]. Состав песчаников однообразен в разных участках южного борта Кавказского бассейна, но в сорской свите снизу вверх по разрезу возрастает процентное содержание обломков эффузивных пород и уменьшается процентное содержание метаморфических минералов тяжелой фракции [Тучкова, 1996]; см. рис. 4.18).

Отложения байос-батского возраста на территории Кавказского бассейна отвечают трем ти-

пам разреза, которые выделил Д.И. Панов (см. главу 2 настоящей книги).

Северо-Кавказский тип разреза. Песчаники этого типа разреза, по данным ряда исследователей, характеризуются повышенным содержанием полевых шпатов, среди которых появляются средние плагиоклазы (андезины №№ 30–35) (см. табл. 4.3), а также, при общей бедности минеральными видами, повышенным содержанием циркона, граната и андалузита [Алиев, Акаева, 1957; Безбородов, 1961; Гроссгейм, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Чихрадзе, 1979; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Беридзе, 1970, 1983; Тучкова, 1996].

Распределение данных минералогических подсчетов формирует два перекрывающих друг друга поля (см. рис. 4.17, В). Состав обломков пород практически не изменился по сравнению с раннеюрско-ааленскими песчаниками и представлен обломками силицитов, подчиненное значение имеют обломки глинистых пород и эффузивов кислого состава, также присутствуют кварциты, граниты, иногда в единичных разрезах — обломки осадочных и карбонатных пород. Содержание слюдястых минералов закономерно изменяется в различных разрезах западной части от 1 до 10–15% [Безбородов, 1961], преобладает мусковит, но встречается и биотит (см. табл. 4.3).

Среди минералов тяжелой фракции доминируют устойчивые прозрачные циркон, гранат, апатит, турмалин. Также отмечаются титансодержащие минералы, а в разрезах Лаба–Уруп изредка встречаются ставролит, андалузит, роговая обманка. Восточнее, в единичных образцах в разрезах рек Андийское Койсу и Каракойсу, отмечаются амфиболы и пироксены, а также титансодержащие минералы: пикотит [Гроссгейм, 1961; Халифа-заде, Магомедов, 1982], и обилие лейкоксена [Гроссгейм, 1961; Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965]. Кроме того, в отдельных участках Восточного Кавказа выделяются терригенно-минералогические провинции, обогащенные лейкоксеном, слюдами, амфиболами и эпидотом (окрестности селений Угах, Гюлех, хребет Лес, реки Гильгинчай, Чагаджукчай, Бабабай, Джимичай).

В отдельных участках Западного Кавказа, помимо терригенных отложений и переслаиваясь с ними, распространены пирокластические и эффузивные породы верхнего байоса [Чаицкий, 1971]. В междуречье Белая–Кубань–Зеленчук они представлены порфирикластическими туфами и витрокристаллокластическими туффитами с высоким содержанием зонального плагиоклаза (андезины

№№ 35–40) и полностью хлоритизированного темноцветного минерала, бурого опацизированного биотита, вулканического стекла, обломками фельзита, дацита, кварца.

Разрез зоны Южного склона. Отложения байос-батского возраста представлены песчаниками, распространенными в верховьях рек Риони, Ингури, на Мамисонском перевале, а также восточнее, в верховьях рек Белоканчай, Курмухчай. Минеральный состав их освещен небольшим количеством данных, поскольку накопление песчаников происходило в достаточно глубоководных условиях, количество песчаных прослоев в толщах байос-батского возраста незначительно и они обладают повышенной известковистостью. Данные минералогических подсчетов песчаников этой части бассейна формируют единую петрографическую провинцию, или поле аркоз в правой стороне классификационного треугольника. Среди полевых шпатов, помимо несдвоенных и кислых плагиоклазов, в батских отложениях установлены обломки средних плагиоклазов. Содержание обломков пород не превышает 45%, среди них отмечены гранитоиды, силициты, сланцы, кислые эффузивы и глинистые породы. Также присутствуют амфиболы и пироксены [Мазанов, 1969]. Из слюд установлены биотит и мусковит. Для минералов тяжелой фракции характерна ассоциация устойчивых минералов — циркон—турмалин—рутил, анатаз, иногда с примесью роговой обманки и эпидота [Алиев, Акаева, 1957; Мазанов, 1969].

Закавказский тип разреза. Байосские вулканокластические песчаники (реки Мзымта, Бзыбь, Ингури, Риони, Джоджора), накапливающиеся синхронно с вулканогенными образованиями основного—среднего состава («порфиритовой» серией), представлены собственно граувакками (в терминологии В.Д. Шутова [1972]). Они сложены угловатыми обломками неизмененных или хлоритизированных и карбонатизированных базальтов, андезибазальтов и их туфов. Также присутствуют основные и средние зональные плагиоклазы, иногда обломки свежих кристаллов кислых плагиоклазов, авгита, кварца, вулканического стекла [Беридзе, 1970, 1983; Потапенко, Гурбанов, 1970, 1972; Тучкова, 1996].

Анализ минерального состава песчаников разновозрастных терригенных комплексов, выполняющих раннесреднеюрский бассейн Большого Кавказа, позволяет сделать ряд промежуточных выводов. Состав песчаных пород, слагающих *север-*

ный борт бассейна и его обрамление, был достаточно однородным до тоарского, и после, в тоар-ааленское время, когда в осадконакопление была вовлечена восточная часть бассейна (рис. 4.19, А; рис. 4.20, А). Несмотря на более-менее схожий минеральный состав песчаников с ассоциациями устойчивых минералов и обломков пород, поля данных граувакк различаются по содержанию порообразующих компонентов (см. рис. 4.19, А), что позволяет выделить две различные терригенно-минералогические провинции — западную и восточную. Для песчаников *северного континентального склона* и глубоководной зоны *осевого трога* того же возрастного интервала (ранняя юра — аален), накопившихся в западной и центральной частях Кавказа, отмечается подобный же граувакковый состав. Песчаники разрезов *западной части южного борта* бассейна, датируемые тоар-ааленским возрастом, представлены граувакковой, но отличной от северной, провинцией. Песчаники раннеюрско-ааленского возраста *восточной части осевого трога и южного борта бассейна* представляют собой совершенно другую, аркозовую, провинцию с ассоциациями малоустойчивых компонентов.

В байос-батское время кластические породы, в отличие от более древних, имеют полярные различия в составе. Мелководные шельфовые и более глубоководные отложения северного обрамления бассейна характеризуются граувакковым составом пород, схожим с раннеюрскими песчаниками (см. рис. 4.19, Б). Отличие заключается в том, что в составе минералов тяжелой фракции существенно повышается содержание высокометаморфических минералов, таких как ставролит и андалузит, также присутствуют шпинель, титан-содержащие минералы и эпидот (см. рис. 4.20, Б). Отмечается различие в составе песчаников западнокавказских и восточнокавказских разрезов. В восточнокавказских, несмотря на появление малоустойчивых компонентов, роль устойчивых ассоциаций практически не снижается. Песчаники разрезов южного склона представлены аркозами в центральной и восточной частях бассейна, накапливающиеся на значительной территории его южного обрамления. Для Закавказского типа разреза характерны вулканокластические граувакковые турбидиты и тефротурбидиты. Они сложены обломками пород «порфиритовой» серии, иногда содержат обломки эффузивного кварца [Беридзе и др., 1972, 1983; Чихрадзе, 1979; Потапенко, Гурбанов, 1972; Тучкова, 1996].

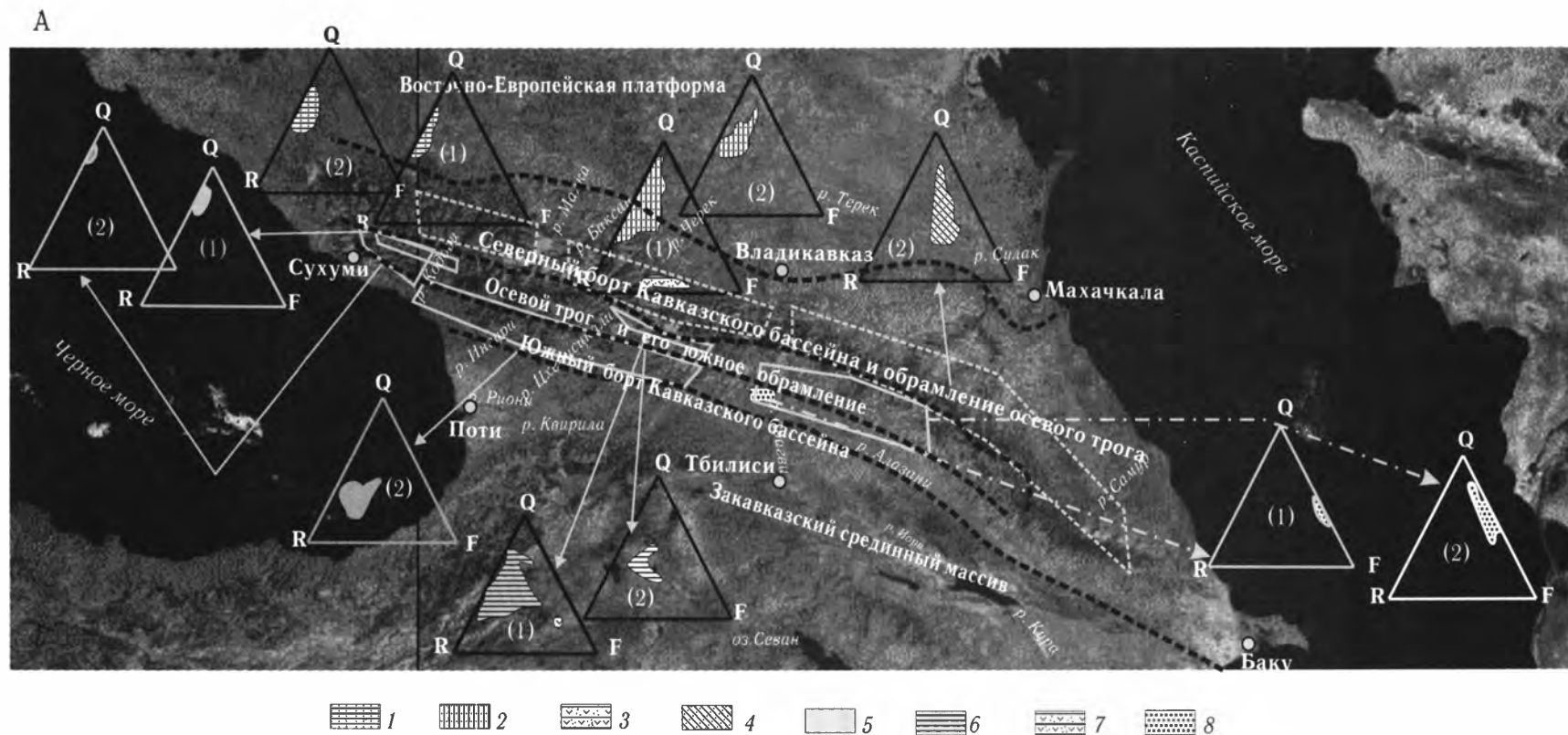


Рис. 4.19. Минеральный состав синемюр-нижнеплинсбахских (1) и верхнеплинсбахско-ааленских (2) (А) и байос-батских (Б) песчаников. Используются космоснимки, на которые нанесена схема тектонического районирования Кавказа для раннеюрско-ааленского времени, составленная Д.И. Пановым [2004а]. Для соответствующих тектонических зон приведены данные минерального состава песчаников (треугольные диаграммы QFR — упрощенный рис. 4.17, А–В)

1–4 — северный борт и обрамление осевого трога — поля минерального состава песчаников: 1 — междуречья Малая Лаба — Большая Лаба — Уруп, 2 — междуречья Баксан–Терек, 3 — вулканокластических песчаников рек Урух и Ардон, 4 — песчаников рек Аргун–Гильгинчай; 5–7 — осевой трог бассейна — поля минерального состава: 5, 6 — песчаников (5 — рек Мзымта, Бзыби, Кодори, 6 — верховьев рек Зопхитура, Домбарула, Ингури), 7 — вулканокластических песчаников рек Зопхитура, Домбарула; 8 — южный борт бассейна — поле минерального состава песчаников рек Алазани, Стори

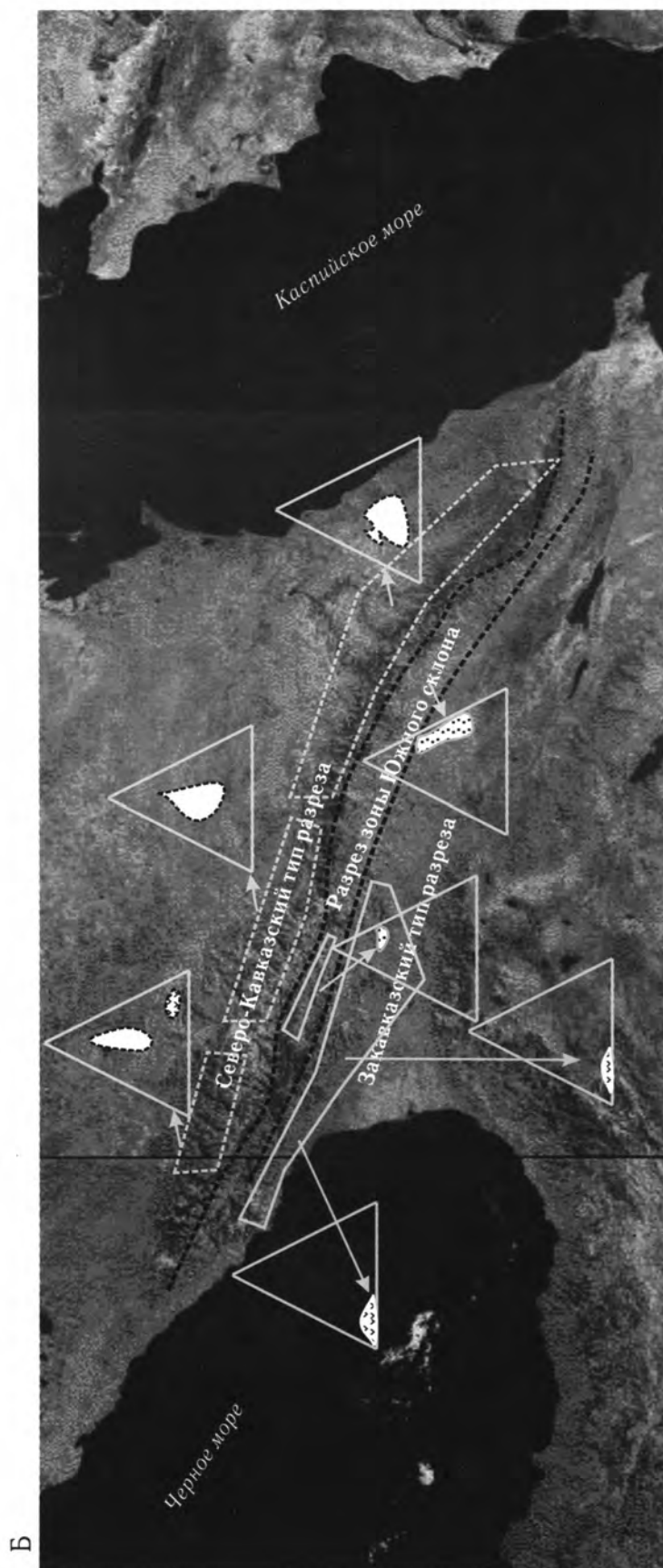


Рис. 4.19. Окончание

А

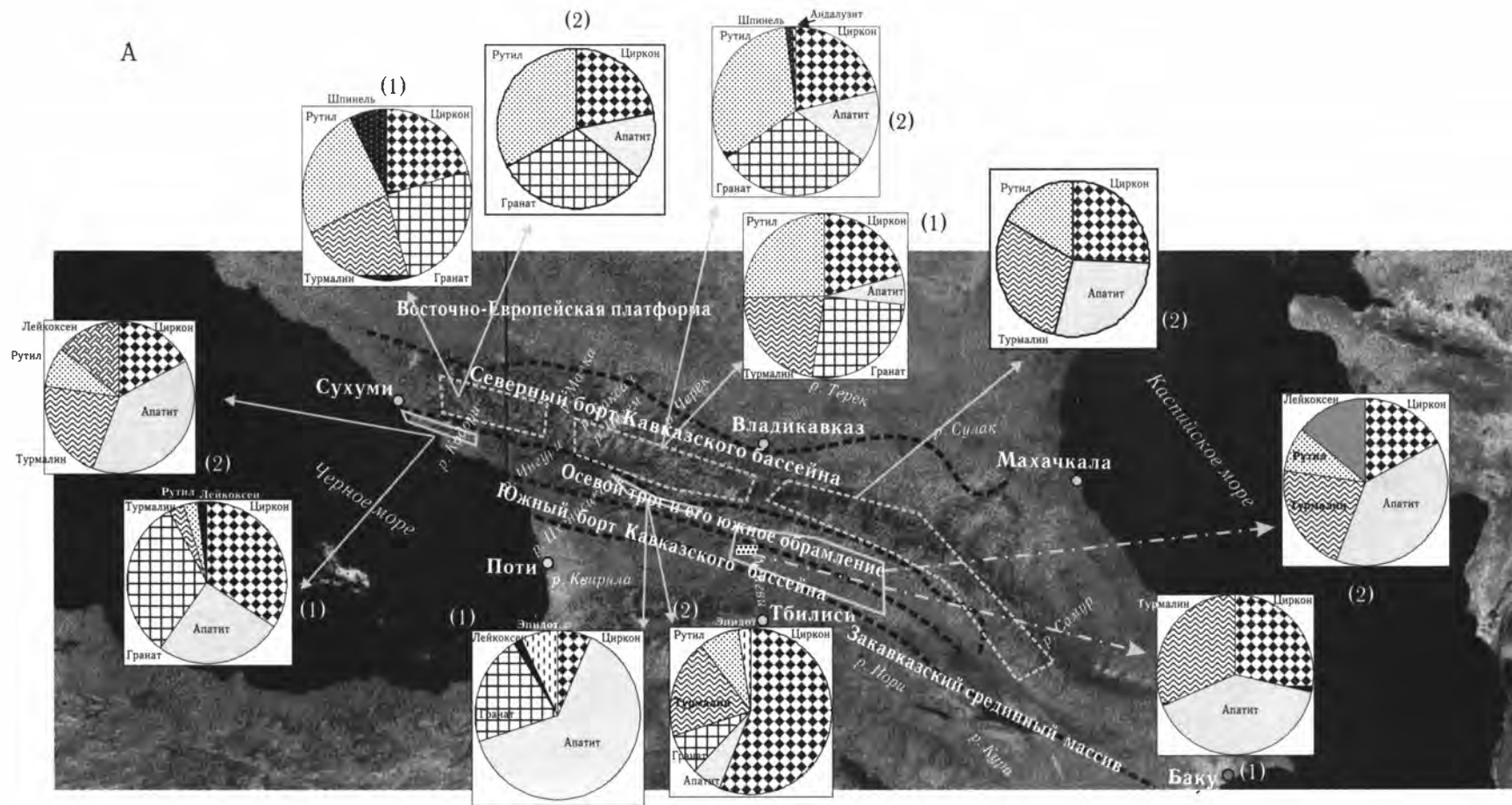


Рис. 4.20. Состав минералов тяжелой фракции для синемюр-нижнеплинсбахских (1) и верхнеплинсбахско-ааленских (2) (А) и байос-батских (Б) песчаников. Использованы космоснимки, на которые нанесена схема тектонического районирования Кавказа для раннеюрско-ааленского времени, составленная Д.И. Пановым [2004а] (см. главу 2, рис. 2.1 данной монографии)

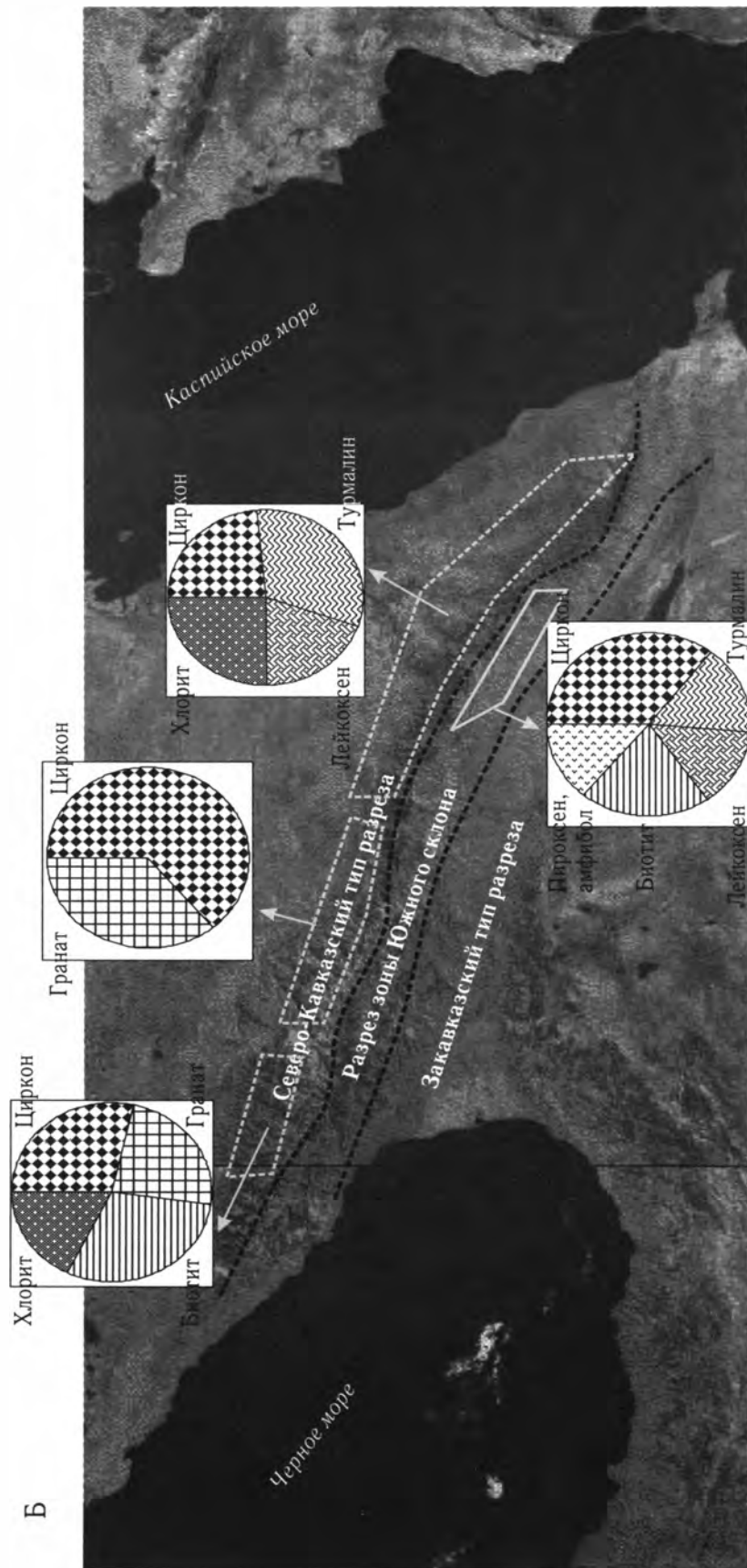


Рис. 4.20. Окончание

Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

Ряд публикаций, посвященных анализу химического состава ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа, к сожалению, не столь многочислен, чтобы всесторонне осветить химизм пород. Кроме того, публикации не содержат данных о редкоземельных элементах, которые в настоящее время широко используются при изучении осадочных пород [Bhatia, Crook, 1986; Bock et al., 1994; и др.]. В некоторых работах содержатся сведения о микроэлементах в ниже-среднеюрских отложениях [Мазанов, 1969; Гирин и др., 1983; Гаврилов, 1985; Али-заде, 1986; Холодов, Кикнадзе, 1989; Гирин, 2001]. Но в перечисленных публикациях результаты исследований достаточно разрозненные, касаются ограниченных участков или представлены средними пробами для достаточно обширных территорий, поэтому использование этих данных только позволяет сравнить поведение отдельных микроэлементов в осадках разных генотипов или проследить эволюцию химизма для огромного региона, включающего не только Кавказ, но и Русскую платформу [Мазанов, 1969; Али-заде, 1986; Гаврилов, 1985; и др.].

В результате главной характеристикой эволюции осадочных провинций ниже-среднеюрского Кавказского бассейна является силикатный химический анализ. В табл. 4.4–4.6 приведены средние химические анализы песчаников и сопряженных с ними аргиллитов и вулканитов, основные петрогенные оксиды которых использованы в петрохимической диаграмме ([Коссовская, Тучкова, 1988], рис. 4.21). Также произведены оценка зрелости и незрелости осадочных пород псаммитовой размерности (модуль TiO_2/Al_2O_3 [Мигдисов, 1960]) и оценка интенсивности химического выветривания в области размыва (коэффициент CIA [Nesbitt, Young, 1989]). Кроме того, на основании диаграммы М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983], предпринята попытка разграничения песчаных пород нижней–средней юры по главным элементам и выявления геохимического характера различных осадочных провинций и тектонических обстановок их накопления (рис. 4.22).

Как и следовало ожидать исходя из минерального состава песчаных пород, большого различия в их химическом составе не наблюдается. На диаграмме петрохимической классификации (см. рис. 4.21) данные составов формируют достаточно компактное поле в границах полей олигомиктовых и

полимиктовых песчаников. Можно отметить, что химический состав песчаников, накопившихся в позднеплинсбахско-ааленское время на юго-восточном Кавказе (по данным Д.Д. Мазанова [1969] и Г.А. Чихрадзе [1979]), характеризуются повышенным содержанием железистого компонента и пониженным содержанием силикатной составляющей. Наоборот, данные составов песчаников северо-западного Кавказа (по данным М.А. Беридзе [1983], авадхарская свита верхнего плинсбаха) тяготеют к полю олигомиктовых песчаников и отличаются повышенным содержанием силикатного компонента и пониженной железистостью. Все представленные отличия обусловлены минеральным составом песчаников, и, по-видимому, не наблюдается больших различий в аналитических возможностях химических лабораторий, результаты которых использованы.

Применение титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3) позволяет оценить зрелость осадочных пород в различных фациальных обстановках [Мигдисов, 1960; Интерпретация..., 2001], сравнить их между собой и с типовыми значениями. Как показали подсчеты, значения титанового модуля для ниже-среднеюрских отложений Кавказа в сравнении с типовыми фациальными обстановками [Ефремова, Стафеев, 1985] не совпадают (табл. 4.7). В синемюр-раннеплинсбахское время наибольшее значение (0,061) титановый модуль имеет в отложениях северного борта Кавказского бассейна, в осевом трое его значение еще ниже (0,046), а минимальное (0,019) — в отложениях аркозовых песчаников южного борта бассейна. В позднеплинсбахско-ааленское время значения титанового модуля еще более снижаются.

Индекс химического выветривания — $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$ [Nesbitt, Young, 1989] — является основным показателем климата в области размыва. Оценка этого параметра позволяет проследить изменения интенсивности химического выветривания в источнике сноса и эволюцию выветривания в анализируемых породах. В идеале в сильновыветрелых осадочных породах индекс CIA оценивается около 100, в невыветрелых — около 50; границей теплого и холодного климата в источнике считается значение около 70. Исходя из этих предпосылок, можно считать, что для синемюр-ааленского времени климат в источнике сноса как для северного борта Кавказского бассейна, так и для южного борта был достаточно теплым. Породы подверглись в целом незначительным преобразованиям.

На диаграммах Бхатия [Bhatia, 1983] (см. рис. 4.22), средние химические составы песчаников

Таблица 4.4. Химический состав песчаников и сопряженных с ними пород отложений синемюр-раннеплинсбахского возраста по данным разных авторов

Компонент	Северный борт				Осевой трог	
	М.А. Беридзе [1983]	М.И. Тучкова [1996]			В.И. Джумайло [1958]	
	Синемюр — ранний плинсбах	Ранний плинсбах	Синемюр	Ранний плинсбах	Синемюр — ранний плинсбах	
	Песчаник		Туфопесчаник	Песчаник	Аргиллит	
	Р. Белая	Р. Чегем	Р. Ардон		Р. Мзымта	
	Обр. 1245	Обр. 121/27	Обр. 120/2	Обр. 120/106	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	77,67	89,59	64,21	78,11	60,62	60,11
TiO ₂	0,50	0,07	0,68	0,63	0,64	0,66
Al ₂ O ₃	9,80	4,31	18,64	9,11	21,68	19,73
Fe ₂ O ₃	1,31	1,57	0,78	3,32	0,22	1,86
FeO	3,86	0,12	2,51		6,00	4,88
MnO	0,14	0,13	0,07	0,07	0,03	0,03
MgO	1,42	0,00	0,88	0,74	0,92	1,63
CaO	0,61	0,00	1,30	1,98	0,77	0,18
Na ₂ O	следы	0,19	5,25	1,98	0,82	1,92
K ₂ O	1,90	0,33	2,51	1,31	2,87	3,40
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	2,34	2,15
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	3,03	3,27
CO ₂	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,58	—	—	—	0,27	0,27
P ₂ O ₅	0,06	—	0,11	0,01	0,12	0,10
Ппп и влага	2,25	4,18	3,85	3,61	—	—
BaO	—	—	0,02	0,01	—	—
SrO	—	—	0,02	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,00	—	—	—
NiO	—	—	0,02	0,02	—	—
ZnO	—	—	0,00	—	—	—
Сумма	100,10	100,49	100,85	100,70	100,33	100,18

Таблица 4.4. Продолжение

Компонент	Осевой трог						
	М.И. Тучкова [1996]			М.А. Беридзе [1983]	М.И. Тучкова [1996]	М.А. Беридзе [1983]	
	Синемюр						
	Гравелит, песчаная часть	Алевролит	Туф	Вулканит спилит-кератофир	Гравелит, песчаная часть	Песчаник	Филлитовый сланец
	Верховье р. Домбарула			Р. Домбарула	Верховье р. Зопхитура, балка Часахтоми	Балка Часахтоми	
	Обр. 102/4	Обр. 102/1	Обр. 102 А	Среднее из четырех образцов	Обр. 127/5	Обр. 2526	Обр. 2520
SiO ₂	76,42	61,38	44.2	69,40	75,63	84,86	46,80
TiO ₂	0,80	0,95	1,44	0,53	0,46	0,24	0,80
Al ₂ O ₃	10,50	18,04	14,32	15,07	12,17	8,54	34,94
Fe ₂ O ₃	2,73	2,10	6,96	1,08	1,64	0,45	0,44
FeO	2,26	5,56	16,28	2,27	0,63	0,07	0,63
MnO	0,06	0,07	0,28	0,07	0,08	следы	0,01
MgO	0,65	2,26	6,26	0,69	1,13	0,29	0,39
CaO	0,83	1,54	1,19	2,85	0,80	0,60	0,24
Na ₂ O	0,97	1,35	1,25	4,29	3,21	1,93	0,45
K ₂ O	2,87	3,29	1,20	1,67	2,59	1,76	9,60
H ₂ O ⁻	–	0,30	0,60	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	–	3,43	6,62	–	–	–	–
CO ₂	0,30	–	–	–	–	–	–
SO ₃	–	–	–	0,54	–	0,51	–
P ₂ O ₅	0,05	0,23	0,16	–	0,03	0,31	0,07
Ппп и влага	–	–	–	1,23	1,65	0,76	4,88
BaO	–	–	–	–	–	–	–
SrO	–	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–
ZnO	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,50	100,50	100,73		100,02	100,32	99,25

Таблица 4.4. Окончание

Осевой трог				Южный борт		
М.А. Беридзе [1983]	М.И. Тучкова [1996]		М.А. Беридзе [1983]	М.П. Пруидзе [1972] цит. по: [Чихрадзе, 1979]		
Синемюр						
Вулканит	Гравелит, песчаная часть	Филлитовый сланец	Вулканит	Песчаник		Кварцевый песчаник
Р. Зопхитура	Верховье р. Риони, ледник Эдена		Ледник Эдена	Реки Алазани, Стори, Лопота	Р. Самкурисцкали, верховья р. Алазани	
Обр. 2528	Обр. 129/4	Обр. 129/2а	Обр. 2430	Среднее из восьми обр.	Обр. 1133	Обр. 976
73,07	79,40	54,62	57,97	76,00	76,34	75,06
0,48	0,29	0,92	0,80	0,31	0,27	0,29
12,24	10,85	23,03	23,20	12,00	19,98	14,39
1,80	1,16	9,14	0,90	1,14	0,75	1,58
3,42	0,28		2,16	1,30	0,98	0,64
0,03	0,07	0,17	0,10	0,03	0,05	следы
2,00	0,56	2,28	0,90	1,28	1,07	1,31
1,57	0,38	0,21	3,77	1,64	0,40	0,46
4,40	2,08	0,71	4,20	1,88	3,28	0,18
следы	1,93	4,93	3,90	2,42	2,31	2,36
–	–	–	–	0,16	0,11	0,79
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	0,06	0,09	Нет
0,18	0,09	0,15	0,18	0,06	0,28	0,18
0,98	2,33	5,02	–	1,62	1,18	1,97
–	–	0,06	–	–	–	–
–	–	0,00	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	0,02	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
100,14	99,42	100,78		99,80	100,09	99,96

Таблица 4.5. Химический состав песчаников и сопряженных с ними пород отложений позднеплинсбахско-ааленского возраста по данным разных авторов

Компонент	Северный борт								Осевой трог
	М.И. Тучкова [1996]		Ю.О. Гаврилов [1985]	М.И. Тучкова [1996]		Д.Н. Мазанов [1969]			М.И. Тучкова [1996]
	Плинсбах					Тоар–аален			Плинсбах
	Песчаник м/з	Песчаник	Аргиллиты	Песчаник				Песчаник м/з	
	Р. Чегем		Р. Тызыл	Р. Урух	Р. Ардон	Р. Белоканчай		Сел. Галаджик	Мамисонский перевал
	Обр. 121/14	Обр. 121/12	Обр. 541	Обр. 124/34	Обр. 120/21	Обр. 203	Обр. 186	Среднее из двух образцов	Обр. 100/8
SiO ₂	76,23	80,10	52,04	76,03	68,82	83,50	71,92	57,41	69,16
TiO ₂	0,33	0,29	1,11	0,47	0,85	0,60	0,91	0,56	0,64
Al ₂ O ₃	10,37	10,48	25,88	8,06	15,77	8,76	9,51	17,71	8,83
Fe ₂ O ₃	1,99	1,68	0,31	5,68	5,21	0,67	1,50	5,93	4,51
FeO			1,77			1,22	5,36	2,11	6,97
MnO	0,19	0,23	Нет	0,07	0,17	0,01	0,10	0,07	0,12
MgO	0,70	0,42	0,66	1,35	1,42	0,79	2,81	2,02	2,26
CaO	1,62	0,00	0,74	1,49	0,36	0,42	1,82	1,99	1,20
Na ₂ O	2,92	2,68	0,22	0,83	1,23	1,45	1,55	2,78	2,10
K ₂ O	2,63	2,58	2,90	1,17	3,05	1,00	0,84	3,55	0,43
H ₂ O ⁻	–	–	6,11	–	–	0,24	0,50	1,99	0,25
H ₂ O ⁺	–	–	0,78	–	–	–	–	–	2,94
C	–	–	4,25	–	–	–	–	–	–
CO ₂	–	–	нет	–	–	–	–	–	–
SO ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,05	0,06	следы	0,01	0,12	–	–	–	0,13
Ппп и влага	3,03	0,50	–	4,89	4,18	1,71	4,00	5,41	–
Летучие	–	–	–	–	–	–	–	–	–
BaO	0,06	0,16	–	0,12	0,04	–	–	–	–
SrO	0,00	0,00	–	–	0,00	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,01	0,12	–	0,01	0,01	–	–	–	–
NiO	0,04	0,20	–	0,08	0,02	–	–	–	–
ZnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,05	99,42	100,07	99,98	100,86	100,13	100,32	99,52	99,54

Таблица 4.5. Окончание

Осевой трог		Южный борт											
М.И. Тучкова [1996]		М.А. Беридзе [1983]		М.И. Тучкова [1996]		М.А. Беридзе [1983]		М.И. Тучкова [1996]		Г.А. Чихрадзе [1979]		К.Н. Паффенгольц [1931] цит. по: [Мазанов, 1969]	
Тоар	Аален	Тоар–аален											
Песчаник м/з		Песчаник											
Мамисонский перевал		Р. Кодори	Реки Зап. Гумиста, Ахипо, Чедым	Р. Риони	Р. Лухунисцкали			Р. Ингури			Р. Белоканчай		
Обр. 100/11	Обр. 100/35	Среднее из трех образцов	Среднее из четырех образцов	Среднее из семи образцов	Среднее из пяти образцов	Обр. 1903		Среднее из двух образцов		Обр. 12		Обр. 2	
60,40	63,22	73,52	74,58	71,83	75,19	74,18		82,01		71,07		68,64	
0,64	1,20	0,50	0,55	0,74	0,79	0,50		0,24		0,44		0,93	
10,51	16,20	10,53	11,82	11,13	12,23	7,38		9,15		12,94		14,28	
6,06	1,64	1,59	1,81	2,72	2,76	6,15		1,75		1,21		0,77	
2,62	5,07	2,79	2,25	2,48		1,13		0,12		4,38		4,06	
0,40	0,07	0,05	0,02	0,10	0,01	0,04		следы		0,07		0,05	
1,50	1,84	1,25	1,02	1,32	0,97	1,36		0,00		2,08		1,35	
6,55	1,55	1,86	1,14	1,53	1,06	1,50		1,09		0,78		1,77	
2,70	2,56	2,10	2,18	2,42	2,72	1,98		2,21		1,70		2,62	
1,11	2,44	1,65	1,98	1,70	1,43	2,06		1,68		1,62		2,03	
0,60	0,27	1,16	0,51	0,81	–	–		0,04		0,30		0,04	
2,97	3,29	0,84	1,19	2,28	–	–		1,21		–		2,23	
нет	–	–	–	0,02	–	–		0,00		–		–	
4,40	–	–	–	0,85	–	–		0,00		–		1,32	
–	–	следы	следы	–	–	0,54		–		0,81		–	
0,15	0,16	–	–	0,11	0,03	0,34		0,00		0,37		–	
–	–	1,82	0,97	–	–	3,12		–		2,38		–	
–	–	–	–	–	3,17	–		–		–		–	
–	–	–	–	–	0,04	–		–		–		–	
–	–	–	–	–	0,02	–		–		–		–	
–	–	–	–	–	0,00	–		–		–		–	
–	–	–	–	–	0,04	–		–		–		–	
–	–	–	–	–	0,01	–		–		–		–	
101,00	99,51	99,66	100,02	100,04	100,40	100,28		99,53		100,15		100,09	

Таблица 4.6. Химический состав песчаников и сопряженных с ними пород отложений байос-батского возраста по данным разных авторов

Компонент	Северо-Кавказский тип разреза	Разрез зоны Южного склона	Закавказский тип разреза	
	Ю.О. Гаврилов [1985]	Ш.А. Азизбеков, А.Г. Алиев, цит. по: [Мазанов, 1969]	М.И. Тучкова [1996]	М.Г. Ломизе, М.К. Суханов [1974]
	Байос, джорская свита	Доггер	Байос	
	Аргиллит	Песчаник	Туфопесчаник	Порфириты
	Р. Тызыл	Р. Лагодехи	Р. Риони	Среднее из 41 анализа
	Обр. 536	Образец без номера	Обр. 125/39-3	
SiO ₂	63,91	75,8	51,21	50,1
TiO ₂	0,74	0,42	1,03	0,97
Al ₂ O ₃	16,62	12,14	16,78	17,24
Fe ₂ O ₃	1,24	1,36	8,83	3,46
FeO	3	2,86		5,33
MnO	0,04	следы	0,17	0,15
MgO	1,56	1,21	3,7	5,17
CaO	1,89	1,28	4,75	8,35
Na ₂ O	1,35	1,89	2,58	3,54
K ₂ O	3,78	1,24	1,4	1,92
H ₂ O ⁻	0,58	0,11	–	–
H ₂ O ⁺	3,03	1,46	–	–
CO	–	–	–	–
C	0,46	–	–	–
CO ₂	0,45	0,24	–	–
SO ₃	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,09	–	0,22	–
Ппп и влага	–	–	8,08	–
Летучие	–	–	–	–
BaO	–	–	–	–
SrO	–	–	0,04	–
Cr ₂ O ₃	–	–	0,08	–
NiO	–	–	0,14	–
ZnO	–	–	–	–
Сумма	99,97	100,11	98,63	96,23

Рис. 4.22. Диаграммы по главным элементам для терригенных пород разных тектонических обстановок. Используются средние химические анализы песчаников из табл. 4.4–4.6

Поля континентальных окраин: С — активной, D — пассивной

Рис. 4.21. Диаграмма петрохимической классификации ниже-среднеюрских песчаных пород Большого Кавказа

А–Г — поля песчаников: А — кварцевых, Б — олигомиктовых, В — полимиктовых, Г — вулканокластических. Границы полей из работы: [Коссовская, Тучкова, 1988].

1–5 — данные химических анализов для песчаников из нижеюрско-ааленских отложений: 1 — северного обрамления бассейна [Тучкова, 1996], 2, 3 — осевого трога (2 — по: [Тучкова, 1996], 3 — по: [Беридзе, 1983]), 4 — южного борта [Тучкова, 1996], 5 — осевого трога и его южного обрамления [Мазанов, 1969]; 6–8 — сводные данные химических анализов табл. 4.6 для песчаников из байос-батских отложений: 6 — Северо-Кавказского типа разреза, 7 — разреза зоны Южного склона, 8 — Закавказского типа разреза

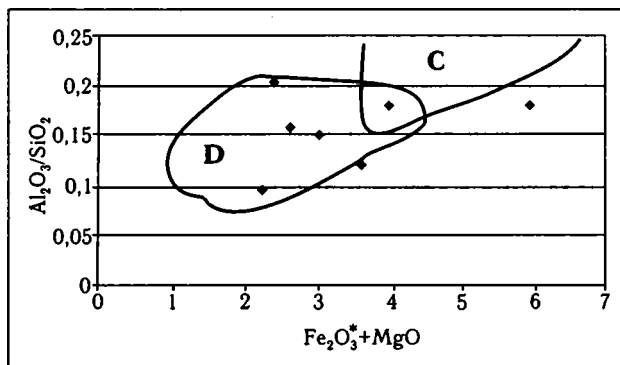
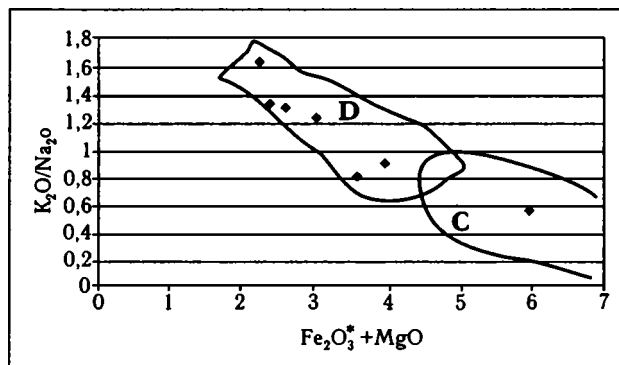
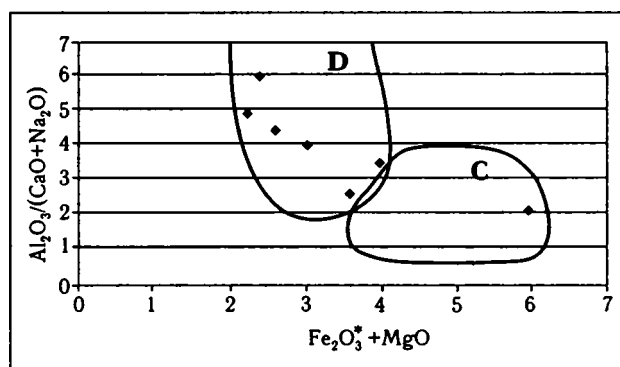
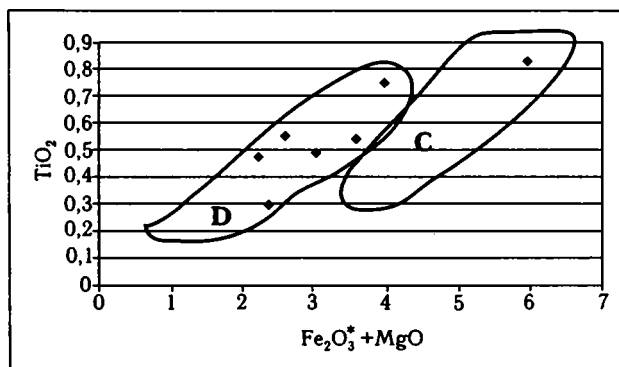
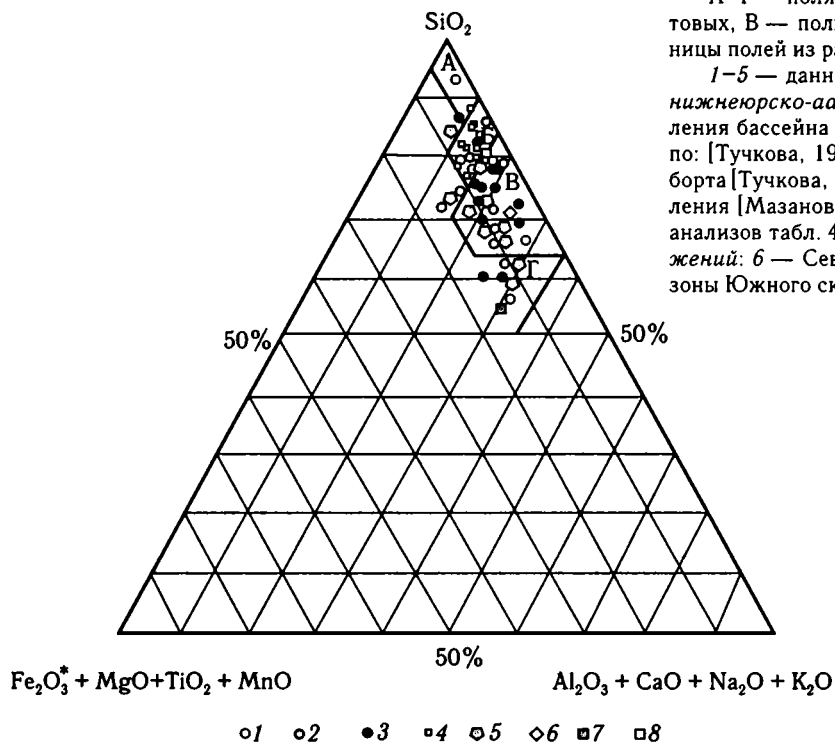


Таблица 4.7. Значения титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3) и индекса химического выветривания (CIA) для средних составов песчаников разных тектонических зон синемюр-нижнеплинсбахских, верхнеплинсбахско-ааленских, байос-батских отложений

Зона	Отложения								
	синемюра — нижнего плинсбаха		верхнего плинсбаха — аалена				Тип разреза	байоса–бата*	
	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	CIA	TiO ₂ /Al ₂ O ₃		CIA			TiO ₂ /Al ₂ O ₃	CIA
Северного борта	0,061	73,64	0,043		68,49		Северо-Кавказский	0,04	70,34
Осевого трога	0,046	69,70	центр 0,07	восток 0,06	центр 63,27	восток 69,79	Зоны Южного склона	0,03	73,35
Южного борта	0,019	75,64	0,050		67,38		Закавказский	0,05	50,00

* Коэффициенты могут быть недостаточно достоверны, поскольку количество химических анализов ограничено.

Примечание. 1. В подсчетах использованы средние химические анализы песчаников из таблиц 4.4–4.6.

2. Значения титанового модуля для терригенных отложений из различных фациальных обстановок (значения приведены из [Интерпретация..., 2001]): *континентальные и лагунные фациальные обстановки*: $TiO_2/Al_2O_3 = 0,058$ — аридные климатические условия, $TiO_2/Al_2O_3 = 0,070$ — гумидные климатические условия; *прибрежно-морские фациальные обстановки*: $TiO_2/Al_2O_3 = 0,052$ — аридные климатические условия, $TiO_2/Al_2O_3 = 0,078$ — гумидные климатические условия; *пелагические фациальные обстановки (открытое море)*: $TiO_2/Al_2O_3 = 0,060$ — аридные климатические условия, $TiO_2/Al_2O_3 = 0,055$ — гумидные климатические условия.

синемюр-ааленского возраста занимают положение пассивной континентальной окраины. В байос-батское время, судя по индексу CIA, для Закавказского типа разреза в осадконакоплении участвовали невыветрелые породы, тогда как для разрезов зоны Южного склона и Северо-Каказского значительных изменений по сравнению с более древними не наблюдается. Показатель зрелости байос-батских осадочных пород низкий, причем минимальный установлен для пород разрезов зоны Южного склона. К сожалению, сравнение данных байос-батского возраста с синемюр-ааленскими на диаграммах Бхатия затруднено, поскольку на данный возрастной интервал не набралось необходимого количества аналитических данных.

4.2. Палеогеографические реконструкции

Данные седиментологических и минералогических исследований являются основой для любых палеореконструкций. Кроме того, необходимым элементом палеогеографических реконструкций являются сведения, касающиеся характеристик рельефа древней суши, климата и климатической зональности, разнообразия фауны и флоры, биогеографического районирования, а также тектонического режима и характера вулканизма в регионе ис-

следований. Для Кавказского региона все вышеперечисленные данные, как правило, опубликованы в разрозненных статьях или монографиях, но только в некоторых работах эти сведения служат основой для палеогеографических реконструкций [Мокринский и др., 1965; Чихрадзе, 1979; Панов и др., 1999; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б].

В данной работе также предпринята попытка объединить сведения, характеризующие территорию Большого Кавказа и прилегающие к нему регионы для восстановления ландшафтов областей накопления и прилежащих областей сноса. Используются как локальные палеогеографические реконструкции [Фролов, 1965; Мокринский и др., 1965; Гаврилов, 1994 а,б; Тучкова, Макаров, 1994], так и реконструкции, затрагивающие более обширную территорию Кавказа [Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Чихрадзе, 1979; Панов и др., 1999]. Кроме того, привлечены данные по биоразнообразию в морском бассейне и на окружающей его суше, данные палеотемператур и ландшафтно-климатической зональности в Кавказском регионе для ранней–средней юры [Цагарели, Эристави, 1960; Резников, Кизильштейн, 1961; Егоров, Кизильштейн, 1961; Герасимов и др., 1962; Вахрамеев, 1964; Макридин, Камышан, 1964; Ярошенко, 1965; Нуцубидзе, 1964; Сазонова, Сазонов, 1967; Вахрамеев, Долуденко, 1976; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1978, 1985; Баланчивадзе, 1983; Юра Кавказа, 1992; и др.].

Лейас-аален

В конце триаса, к началу юрского периода, значительная часть юга Восточно-Европейской платформы представляла собой сушу со сформированной корой выветривания [Ренгартен, Старостина, 1956; Чихрадзе, 1979; главы 2 и 3 настоящей книги]. На ней была распространена холмистая равнина с довольно крупными депрессиями, где преобладали процессы континентальной аккумуляции, послужившие началом формирования основных бассейнов юрской седиментации (Кавказского, Карпатского, Добруджи и т.д.).

Появление морского бассейна на территории Кавказа произошло в синемюрское время, когда море из Крымского региона проникло восточнее, охватив к плинсбахскому веку западную часть Кавказа до р. Терек.

На территории Восточно-Европейского континента и Предкавказья в течение ранней юры сохранялся континентальный режим с многочисленными пресноводными озерами и болотами [Сазонов, Сазонова, 1967], с расширением площадей аккумулятивных равнин и областей седиментации юрских бассейнов, общим снижением и выравниванием рельефа суши. Климат в областях размыва, согласно анализу индекса химического выветривания (CIA), практически не меняется в течение ранней и средней юры (см. табл. 4.7).

Морская трансгрессия ранней юры в синемюр-раннеплинсбахское время произошла очень быстро [Ренгартен, Старостина, 1956; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004б]. На территорию бассейнов рек Большая и Малая Лаба море наступило внезапно, что обусловило появление многочисленных, разнообразных по составу, невысоких островов-баров, вокруг которых накапливались мелководные грубо-обломочные отложения, возникшие в результате дезинтеграции и размыва останцов доюрского фундамента.

Пестрота и непостоянство состава базальных конгломератов в разных разрезах обусловлены разными составами источников, длиной транспортировки кластики и условиями накопления осадков (дельтовых или обвально-оползневых).

Важной деталью палеогеографии синемюр-раннеплинсбахского времени является существование обширной в плинсбахское время дельтовой системы, расположенной в междуречье Уруп–Малка [Неручев, 1960; Панов, 2003]. Вероятно, дельтовая система этой части Кавказского бассейна, согласно классификации Х.Р. Рединга [Обстановки...,

1991], относится к дельтам эстуарного типа, когда устье дельты, впадающей в морской бассейн, не выступает над поверхностью моря, а в зоне впадения реки в море разветвляется на множество рукавов. В дистальных участках дельты наблюдаются острова-бары, сложенные или материалом, принесенным рекой, или останцами сохранившегося фундамента.

Определение положения речной системы и направление поступления кластического материала основаны на анализе ориентировок косой слоистости и борозд размыва [Неручев, 1960; Мокринский и др., 1965; Панов и др., 1996, 2003, раздел 4.1 настоящей главы].

Помимо этого, проведен анализ состава и распространения конгломератов в отложениях нижней юры (рис. 4.23), а также замеры коэффициента уплощенности обломков конгломератов в разных разрезах, измеренного по методике Л.Кайо [Сауеау, 1956].

Приведем средние соотношения коэффициента уплощенности ($K_{упл}$) для конгломератов и галек сванетского горизонта. Измерения производились в полевых условиях, по методике Л.Кайо [Сауеау, 1956] по следующим рекам:

Северный борт

Баксан	2,50	Твибец
Урух	1,64–2,30	Домба
Чегем	1,74	Зопхит
Геналдон	1,78–2,60	

Причем $K_{упл}$, по Л.Кайо [1956], равен: 1,6–2,2 (для кварца) — речные галечники; 1,58–2,3 (для песчаников) — речные галечники; 2,0–3,1 — прибрежно-озерные отложения; 2,3–3,8 — прибрежно-морские отложения.

Анализ коэффициента уплощенности ($K_{упл}$) показывает, что в разрезах северного борта бассейна присутствуют гальки речного и прибрежно-морского генезиса, причем в основании разрезов гальки с коэффициентом уплощенности, соответствующим аллювию, преобладают. Грубозернистые осадки, накопившиеся в пределах дельтового комплекса, сложены устойчивыми породами, способными перенести длительную транспортировку, о чем свидетельствует состав конгломератов и его распространение на площади.

О длительной транспортировке кластического материала, поступавшего вместе с речной водой в прибрежные и морские участки, также свидетельст-

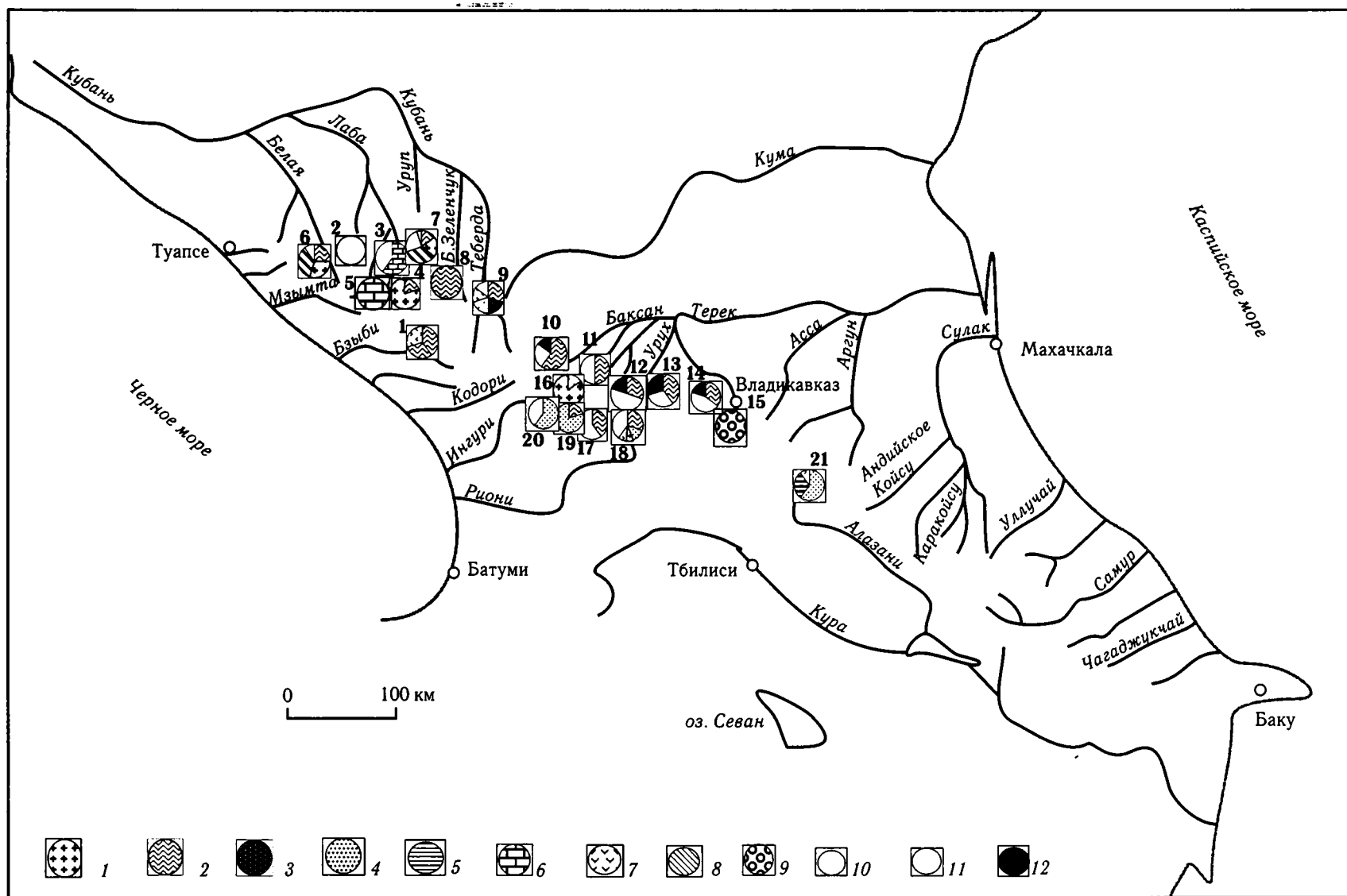




Рис. 4.23. Состав конгломератов, слагающих базальные слои *сванетского горизонта*. Соотношение разных типов обломков приведено на основании качественных оценок, опубликованных в работах: [Ренгартен, Старостина, 1956; Кузнецов, 1956; Славин, 1958; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1970, 1983; Тучкова, 1996]

Цифрами на карте обозначены разрезы: 1 — р. Лашипсе; 2 — гора Чугуш; 3 — р. Ходзь; 4 — р. Большая Лаба; 5 — р. Малая Лаба; 6 — р. Белая; 7 — р. Уруп; 8 — р. Большой Зеленчук; 9 — реки Теберда и Кубань; 10 — р. Баксан; 11 — р. Чегем; 12 — р. Черек Безенгийский; 13 — р. Урух; 14 — р. Фиагдон; 15 — р. Терек; 16 — р. Твибери; 17 — р. Риони, ледник Эдена; 18 — р. Домбарула; 19 — р. Цхенискали; 20 — р. Ингури; 21. р. Алазани.

В круговых диаграммах обозначены: 1 — граниты, гранито-гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — кварциты; 4 — песчаники, алевролиты, метаосадочные породы; 5 — глинистые сланцы; 6 — известняки; 7 — вулканогенные породы; 8 — серпентиниты; 9 — роговики; 10 — полевые шпаты; 11 — кварц; 12 — угли

вуют ассоциации устойчивых минералов и высокое (до 80–90%) содержание гидроокислов железа в составе тяжелой фракции в песчаниках, ассоциирующих с грубозернистыми породами. На это же указывает достаточно высокий титановый коэффициент, отражающий зрелость осадочных пород ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,061$). Для песчаников русловой фации аллювиальных отложений характерен еще более зрелый кварцево-олигомиктовый состав, с низким содержанием полевых шпатов и глинистого вещества [Гаврилов, 1985].

Надо сказать, что, помимо устойчивых, в песчаниках некоторых разрезов [Ренгартен, Старостина, 1956; Иванов, 1964] появляются малоустойчивые компоненты, такие как обломки серпентинитов и шпинели совместно с ильменитом и магнетитом. Накопление осадков, содержащих эти минералы, объясняется так же, как и накопление конгломератов, состоящих из обломков пород фундамента. Вероятнее всего, размывались и обрушались отдельные пологие острова-возвышенности, сложенные породами фундамента и сохранившиеся в неглубоком морском бассейне при быстрой трансгрессии, при этом часть осадков была перемыта и не сохранилась.

В более глубоководных участках морского бассейна, в зоне континентального склона, базальные конгломераты имеют совсем другой состав и размерность. Литологические особенности свидетельствуют о том, что основным источником сноса для этих отложений служила не кластика, приносимая с суши, а породы континентального склона или верхней части шельфа, обрушение и размыв которых (см. рис. 4.4) формировали отложения базальных конгломератов. В конгломератах осевого трога отмечается практически полное отсутствие галек с $K_{упл}$, соответствующим галькам речным, что, скорее всего, свидетельствует о незначительном поступлении грубых осадков в более глубокие участки шельфа.

Песчаные породы, ассоциирующие с конгломератами, также имеют другой состав порообразующих

компонентов (см. табл. 4.1) и пониженный по сравнению с шельфовыми осадками титановый модуль ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,043$, см. табл. 4.7). Строение разреза базальных конгломератов и состав песчаников свидетельствуют также и об изменении крутизны континентального склона на протяжении синемюр-раннеплинсбахского времени. Максимальная крутизна склона, вероятнее всего, отмечается в период накопления наиболее грубозернистых отложений разрезов верховьев рек Твибери и Домбарулы. В это же время фиксируются наименее зрелый песчаный материал (см. рис. 4.17, А) с высоким содержанием полевых шпатов и наиболее высокое содержание слюдистых минералов. И то, и другое является признаком близости источника сноса, о чем также свидетельствует хаотичность и несортированность обломков в отложениях разной гранулометрии. Последующее выполаживание континентального склона, вызванное, вероятно, обилием поступающей с суши кластики, приводит к тому, что отложения континентального склона стали формироваться не столько за счет внутренних подводных источников, сколько за счет источника с континента, о чем свидетельствует появление песчаников с более высоким содержанием кварца и низким — полевых шпатов.

На южном борту Кавказского бассейна накопление осадков в мелководных условиях, так же как и на северном, происходило за счет размыва и обрушения останцов фундамента в депрессиях морского дна. Средний титановый модуль в песчаниках этой части бассейна существенно ниже ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,019$), что свидетельствует о низкой зрелости осадков, а следовательно, о близости источника сноса.

Согласно данным ряда исследователей [Вахрамеев, 1964; Ясаманов, 1978, 1985; Петросьянц, Ясаманов, 1983], климат в Кавказском регионе в ранней юре практически не отличался от позднеэоценового времени и был тропическим, гумидным. Об этом же свидетельствуют комплексы теплолюбивых моллюсков, высокое содержание пылицы

Classopolis, общий состав палинофлор и индекс CIA. Раннеюрский кавказский морской бассейн был нормальной солености, в нем обитали формы смешанной средиземноморской и среднеевропейской фауны [Цагарели, Эристави, 1960; Нуцубидзе, 1964]. На прилегающей к кавказскому морю суше — Восточно-Европейской платформе, Туранской плите, Прикаспии — предполагается слабовсхолмленная невысокая равнина с преимущественным развитием осадков обводненных ландшафтов с широко развитыми озерами и болотами, в которых накапливались континентальные отложения, часто угленосные [Ясаманов, 1978, 1985]. На возвышенностях и их склонах произрастали хвойно-гингковые леса, также присутствовали древовидные папоротники и чекановские, в низменных участках преобладали разнообразные папоротники, цикадофитовые, гингковые, а из хвойных — подозамиты [Вахрамеев, 1964; Ясаманов, 1978; Юра Кавказа, 1992].

Широкое развитие низменных приморских равнин, сложенных аллювиальными, аллювиально-дельтовыми или аллювиально-пролювиальными фациями на заболачивающейся прилегающей суше, а также ландшафтов заболачиваемых заливов и лагун и прибрежно-континентальных равнин [Баланчивадзе, 2004] говорит об удаленности от источников сноса и выположенном рельефе в прибрежной зоне морского бассейна. Однако расчлененность рельефа в зоне угленакопления все же имела место, поскольку угольные прослои в разных близкорасположенных углепроявлениях плохо коррелируются между собой и не сопоставимы регионально.

Высокая степень угленосности отложений с обилием растительных остатков предполагает широкое развитие разнообразной флоры вблизи области дельтового осадконакопления. Вдоль морского побережья росли теплолюбивые беннеттиты, цикадофиты, диптериевые, мараттиевые и другие папоротники. По-видимому, папоротники были доминирующей флорой для окружающих море берегов, так как споры¹ папоротников преобладают практически во всех разрезах хумаринской свиты [Ярошенко,

1965], а состав пыльцевых комплексов, наоборот, меняется в разных фациях. Например, состав пыльцы цикадофитовых, так же как араукариевых и кипарисовых, увеличивается в континентальных отложениях [Ярошенко, 1965; Вахрамеев, Долуденко, 1976].

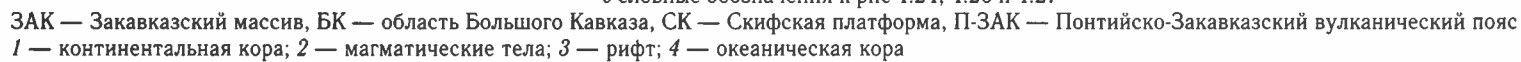
Изучение спорово-пыльцевых комплексов угленосных отложений месторождения Былым (р. Баксан), позволяет утверждать, что пыльца хвойных, прежде чем попасть в зону угленакопления, была немного подсушена, что свидетельствует о транспортировке пыльцы от места произрастания до места накопления [Егоров, Кизильштейн, 1961; Резников, 1967], а высокое содержание спор папоротников и особенно циатейных в углях, наоборот, — о близости произрастания этой растительности [Егоров, Егорова, 1961; Ярошенко, 1965].

Как показывает анализ ландшафтов, существовавших в синемюр-раннеплинсбахское время на Кавказе и прилегающих территориях, в регионе были широко развиты мелководные условия на достаточно узком (вероятно, не превышающем 100–150 км) шельфе. Речная система, приносившая кластику в морской бассейн, протекала по низменной прибрежной равнине, ширина которой не превышала 50 км [Полянский, 1987]. Скорость течения реки была такова, что в руслах отлагались осадки галечной и, преимущественно, песчаной размерности, а в многочисленных рукавах, разветвлявшихся в приморской части аллювиальной равнины, накапливались тонкие глинистые осадки. При этом режим речной системы менялся [Кизильштейн, 1962].

В начальную стадию, в синемюрское время, речная система характеризуется интенсивной аллювиальной деятельностью, мало подверженной заболачиванию. Продолжающаяся трансгрессия форсировала выполаживание профиля речной системы, деградацию речной сети и заболачивание дельты и поймы. В результате падение активности речного потока способствовало зарастанию отмелей мелководных заливов и лагун и медленному захоронению торфяника [Кизильштейн, 1962; Баланчивадзе, 2004]. Речная система была достаточно крупной, судя по формируемой ею дельте и мощности осадков (рис. 4.24).

Основной объем кластического материала, приносимого рекой в морской бассейн, поступал с Восточно-Европейской платформы за счет разрушения пород на площади большого водосбора крупной реки. Поскольку рельеф суши на прилегающем континенте был слабо расчлененным (слабовсхолмленная равнина), а также отсутствовала ярко выражен-

¹ Спорные комплексы, как правило, накапливаются в осадках поблизости от места произрастания продуцировавших их материнских растений. Их перенос осуществляется водными путями — реками, ручьями или временными водотоками, в морские осадки они поступают с водой или с растений, растущих по берегам морского бассейна. Пыльца хвойных может переноситься и воздушным путем [Ярошенко, 1965; Вахрамеев, Долуденко, 1976].



ная климатическая зональность, то основным фактором, влияющим на осадконакопление, предположительно являлась зональность растительности. Область распространения влаголюбивых флор ограничивалась прибрежными районами — как речными, так и морскими. А произраставшие на вершинах холмов и в удаленных от воды участках ксерофильные флоры способствовали разрушению и нивелированию рельефа суши и поставке временными или постоянными водотоками терригенных компонентов в морской бассейн.

Близость устья крупной реки, приносящей терригенный материал, оказывала подавляющее влияние на осадконакопление, в результате чего в бассейне практически не отмечается карбонатных построек, хотя климатические условия позволяли им развиваться. В прибрежной мелководной зоне бассейна существовали прекрасные условия для жизни, о чем свидетельствуют многочисленные и разнообразные комплексы макро- и микрофауны [Юра Кавказа, 1992; Антонова, 1973; Гофман и др., 1960 а,б]. В более глубоководных зонах отсутствие фауны также связано с накоплением большого количества кластики и высокой скоростью осадконакопления.

На фоне прогибания Кавказского бассейна в разных участках погружающегося осевого трога отмечаются проявления вулканической деятельности, связанные с переплавлением доюрского фундамента [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004а]. Проявление вулканической деятельности среднекислого состава (от андезитов до риолитов), а также накопление грубообломочных пород фиксирует процесс ступенчатого блокового растяжения, дробления и погружения коры на начальной стадии формирования осевого трога [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б]. Вокруг выходов вулканогенных пород формировались вулканогенно-осадочные отложения, связанные с вулканитами пространственно и минералогически [Беридзе, 1983, 1985; Панов и др., 1999; Ломизе, Панов, 2001]. Вулканокластические породы распространены локально и отражают характер состава вулканического источника, часто чередуясь и переслаиваясь с отложениями терригенной седиментации. В предкавказской части Скифской платформы существовала система рифтогенных грабенообразных прогибов, со многими из которых в плинсбахское время связаны локальные проявления наземной вулканической деятельности андезит-дацит-липаритового состава [Панов, Стафеев, 2000; Панов, 2004 а,б].

В период существования следующего, *позднеплинсбахско-ааленского*, этапа осадконакопления

морская трансгрессия продолжалась и своего максимума достигла в тоарский век, распространившись и на восточные районы Кавказа. Территория морского бассейна увеличилась, и характер осадконакопления несколько изменился. Наступление моря на прилегающие участки, ранее бывшие сушей, приводило к тому, что в отдельных разрезах северного обрамления бассейна (Тырнауз-Пшекишская и Восточно-Балкарская зона) повторилась ситуация, отмеченная для синемюр-раннеплинсбахского времени — на затопленных участках в мелководных прибрежно-морских условиях происходили разрыв подстилающих пород, их перемыв и накопление осадков в локальных депрессиях. Вся территория северного борта Кавказского бассейна представляла собой зону шельфового осадконакопления с более мелководными (междуречье Теберда-Баксан) или глубоководными (междуречье Уруп-Кубань и Восточный Кавказ) отложениями шельфа (см. рис. 4.14). Состав песчаников однороден и аналогичен составу песчаников сванетского горизонта (см. рис. 4.17, А, Б; рис. 4.19, А; рис. 4.20, А). Титановый модуль, или коэффициент зрелости ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), однако, снижается по сравнению с нижележащими и измеряется 0,043 (см. табл. 4.7).

На западных участках, занятых ранее угленосными толщами и торфяниками, формировавшимися в дельтовой речной системе, образовались выровненные заболоченные пространства с устойчивой обводненностью, на которых затухают процессы угленакопления. При этом речная система с развитой дельтой практически прекратила свое существование на прежнем месте [Егоров, Егорова, 1961; Кизильштейн, 1962; Панов и др., 1999]. Но гидросеть в регионе продолжала существовать, о чем свидетельствует присутствие грубого обломочного материала в разрезах рек Баксан и Чегем и существование речной системы, обеспечивающей транзит терригенного материала для Кубано-Малкинской дельты [Панов и др., 1999]. Разнообразные разнофациальные толщи верхнеплинсбахско-ааленских отложений междуречья Белой-Аргун накапливались в разных частях шельфа, они и содержат большое количество фаунистических остатков и конкреций. Обилие сидеритовых конкреций или конкреционных прослоев в тонкозернистых осадках глубоководной части шельфа, а также высокое содержание рассеянного в породе пирита указывают на восстановительные условия в застойных участках шельфа. Кроме того, преобладающее значение именно сидеритовых конкреций свидетельствует о периодическом опреснении моря в шельфовой зоне,

поскольку формирование конкреций сидерита происходит диффузионным путем за счет общего снижения Rh в бассейне и обеднения кальция при понижении солености бассейна в результате его опреснения [Атлас конкреций, 1988]. По-видимому, приток пресных вод был значительным, как можно судить о широте распространения сидеритовых конкреций в тонких осадках шельфа. Хотя, как отмечено в работе Д.И. Панова и др. [1999], в Кубано-Малкинском районе, на севере Ахметовского прогиба в раннем — начале позднего аалена обособляются отложения авандельтового комплекса *небольшой* (курсив мой. — М.Т.) речной системы.

На северном склоне Восточного Кавказа, с позднего плинсбаха и до позднего аалена, формировалась другая крупная дельтовая система, в которой были широко развиты зоны заболачиваемых прибрежно-континентальных равнин и полуизолированных заливов и лагун [Фролов, 1965; Панов, Гушин, 1993; Гаврилов, 1994а; Баланчивадзе, 2004]. Транспортировка осадочного материала осуществлялась за счет широтно вытянутой речной системы, приуроченной к Среднекаспийскому грабенообразному прогибу [Панов и др., 1996, 1999]. Грубозернистые породы, встречающиеся в основании песчаных пластов, состоят из обломков устойчивых пород — кварцитов, кремнистых, метаморфических, иногда глинистых, и их состав аналогичен составу песчаников. Песчаники достаточно однородны, данные подсчетов разных авторов формируют единое поле, занимающее среднюю часть классификационного треугольника (см. рис. 4.17, Б; рис. 4.19, А, табл. 4.2). В составе песчаников доминируют, помимо кварца, устойчивые обломки кислого плагиоклаза, иногда присутствует калиевый полевой шпат. Среди обломков пород отмечаются устойчивые обломки силицитов, сланцев, кварцитов, редко гранитов и кислых эффузивов. Состав тяжелой фракции представлен также устойчивой ассоциацией, в которой иногда присутствуют единичные зерна дистена или пикотита. В аллювиальных песчаниках содержание кварца не намного выше, чем в песчаниках других фаций, также схож состав обломков пород. Среди минералов тяжелой фракции в аллювиальных песчаниках разнообразнее минеральные виды (см. табл. 4.2). Все эти факты, вероятнее всего, свидетельствуют о медленном течении реки, поставлявшей кластику в морской бассейн, а также о низменных, заросших берегах, которые не привносили дополнительных обломков в осадок.

В осевой зоне бассейна продолжающаяся трансгрессия выразилась в накоплении однообразных

тонких глинистых толщ, содержащих осадки донных течений или отложения дистальных турбидитов в Центральном Кавказе. Последние, вероятно, есть результат выноса кластики по выположенному заполненному подводному каналу, установленному в сванетское время для верхней части континентального склона. Малые мощности этих отложений и их низкое содержание в разрезе в целом указывают на небольшой привнос терригенной составляющей по каналу. Песчаники полимиктового состава; среди породообразующих встречаются единичные зерна микроклина и обломки глинистых пород, часто плохо консолидированные в период отложения осадка (см. табл. 4.2, рис. 4.17, Б; рис. 4.19, А). Исходя из состава песчаников, можно предположить, что размыв континентального склона продолжался, и в более глубоководные участки поступали не только осадки с шельфа, но и с размываемого склона. Это частично подтверждается чрезвычайно низким титановым модулем ($TiO_2/Al_2O_3 = 0,05$), свидетельствующим о низкой зрелости отложений.

Принципиально другой состав петрографической провинции установлен для песчаников юго-восточного Кавказа (Заалазанская Кахетия и между-речье Алазани–Геокчай). Состав песчаников аркозовый, с низким содержанием обломков пород, присутствуют микроклин и, в тяжелой фракции, турмалин (см. табл. 4.2, рис. 4.17, Б; рис. 4.19, А; рис. 4.20, А). Титановый модуль указывает на низкую зрелость осадочных пород ($TiO_2/Al_2O_3 = 0,06$). Все факты свидетельствуют об абсолютно другом, гранитоидном, источнике сноса, поставившем осадки в эту часть бассейна.

Литературные источники [Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983, 1985, 1989; и др.] утверждают, что снос в эту часть бассейна происходил со стороны Закавказского массива, что не противоречит литологическим данным. Остается объяснить отсутствие в бассейне зон, где происходит смешивание этих двух — северного и южного — источников сноса, а также отсутствие конуса выноса на продолжении дельты на континентальном склоне, поскольку при наличии столь крупной дельты необходима ее проградация на континентальный склон, чтобы переработать обилие поступавшей кластики. В краевых частях дельты подобные наблюдения есть [Гаврилов, 1994 а,б], а конус выноса на континентальном склоне не зафиксирован. Правда, выявлено, что отложения Аварской дельты «обрезаются» Главным надвигом с юга [Панов и др., 1999], и им же перекрываются фации осевой части бассейна. Следовательно, наиболее глубоководные части южного

склона Кавказского бассейна в современной геологической структуре отсутствуют.

На южном борту Кавказского бассейна в позднеплинсбахское время накапливались однородные глинистые толщи. Но, начиная с тоарского времени, в этой части бассейна характер осадконакопления меняется, широкое развитие получают песчаные отложения склоновых шлейфов, разные источники сноса которых находились достаточно близко от бассейна. Отмеченные в ряде работ среди песчаников пачки разных по составу мелкогалечных конгломератов [Славин, 1958; Букия, 1955] позволяют выявить положение шлейфов. Другим параметром, по которому можно проследить положение и строение шлейфа, является содержание $C_{орг}$ в песчаниках [Тучкова, 1996]. На карту современного положения юрских отложений, по данным химических анализов ряда авторов, были нанесены содержания $C_{орг}$ в составе песчаников. В результате по минимальному и максимальному его содержанию были реконструированы сами шлейфы и положение лопастей в них (рис. 4.25), что позволило восстановить палеогеографическое положение континентального склона на южном борту Кавказского бассейна (рис. 4.26).

Минеральный состав песчаников в разных шлейфах однородный полимиктовый, дополнительно на незрелость осадочных пород указывает низкое значение титанового модуля ($TiO_2/Al_2O_3 = 0,05$). Еще одним важным для палеогеографии показателем является наличие в составе песчаников окатанных зерен глауконита. Их небольшое количество (1–3 зерна на шлиф) и окатанная форма свидетельствуют о переотложении этого минерала из мелководной зоны, где он образовался, в более глубоководную. Скорее всего, песчаный материал шлейфов первоначально накапливался в неких седиментационных ловушках в верхней части континентального склона, где мог формироваться глауконит, откуда он впоследствии перемещался вместе с накопившейся в ловушке кластикой. Подобный механизм был описан в современных осадках для склонов Центрально-Американского желоба [Вознесенский, 1994]. Более-менее равномерное распределение глауконита в разных частях бассейна свидетельствует о повсеместном развитии подобных ловушек и, вероятно, является одним из палеогеографических признаков образования южного борта кавказского бассейна в тоар-ааленское время.

Теплый влажный климат, продолжавшийся с раннеплинсбахского времени, характеризовался равномерным распределением большого количе-

ства атмосферных осадков в течение года. Об этом свидетельствуют флористические и спорово-пыльцевые комплексы, состав морских беспозвоночных, среди которых отмечается фауна средиземноморского типа [Цагарели, Эристави, 1960; Вахрамеев, 1964; Нуцубидзе, 1964; Ярошенко, 1965]. Среднегодовые температуры, определенные по рострам белемнитов, для Северного Кавказа и Закавказья составляли 21,4–23,5°C в плинсбахском веке, в аалене — 20–22°C; хотя в тоаре отмечается понижение температур до 15–17°C, к концу средней юры температура опять возросла [Ясаманов, 1978, 1985]. По другим данным [Петросьянц, Ясаманов, 1983], температурный режим в плинсбахское время различается для Северного Кавказа (15–18°C) и Закавказья (23–24°C). Однако, судя по индексу химического выветривания (см. табл. 4.7), большого различия в температурном режиме северной и южной частей Кавказа не было. Примерно такие же температуры (21–23°C) установлены в поверхностных водах Крымского бассейна и более низкие (14,2–18,2°C) для более глубоких (около 100 м) зон. Пониженные температуры определены по раковинам брахиопод *Zeilleria*, *Prionorhynchia*, *Arpa*, *Spiriferina*, которые обитали в относительно глубоких зонах моря [Ясаманов, 1978, 1985].

На рубеже ранней и средней юры многими исследователями установлено понижение температур в большинстве регионов, вызвавшее изменение морской фауны. Теплолюбивые организмы средиземноморского типа, существовавшие в лейасе, сменяются эвритермной фауной среднеевропейского типа [Цагарели и др., 1959; Цагарели, Эристави, 1960; Нуцубидзе, 1964; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1985]. В ааленском веке отмечается пышный расцвет двустворок, в Закавказье брахиоподы наиболее разнообразны в тоаре, а на Северном Кавказе в раннем аалене и позднем тоаре они представлены эндемичными видами или единичными экземплярами. Что касается фораминифер, то в аалене они представлены бедными комплексами (кархунская свита) [Юра Кавказа, 1992]. Вода в бассейне была нормальной солености или солоноватая [Отчет..., 1977], в отдельных участках бассейна — при близости к речной системе — опресненная [Фролов, 1965; Панов и др., 1999]. Последнее обстоятельство объясняет эндемичность фауны на Северном Кавказе.

Обширные области суши, окружавшие Кавказский бассейн до ааленского времени, представляли собой низменные, равнинные области, часто аллювиальные, которые временами заливались морем

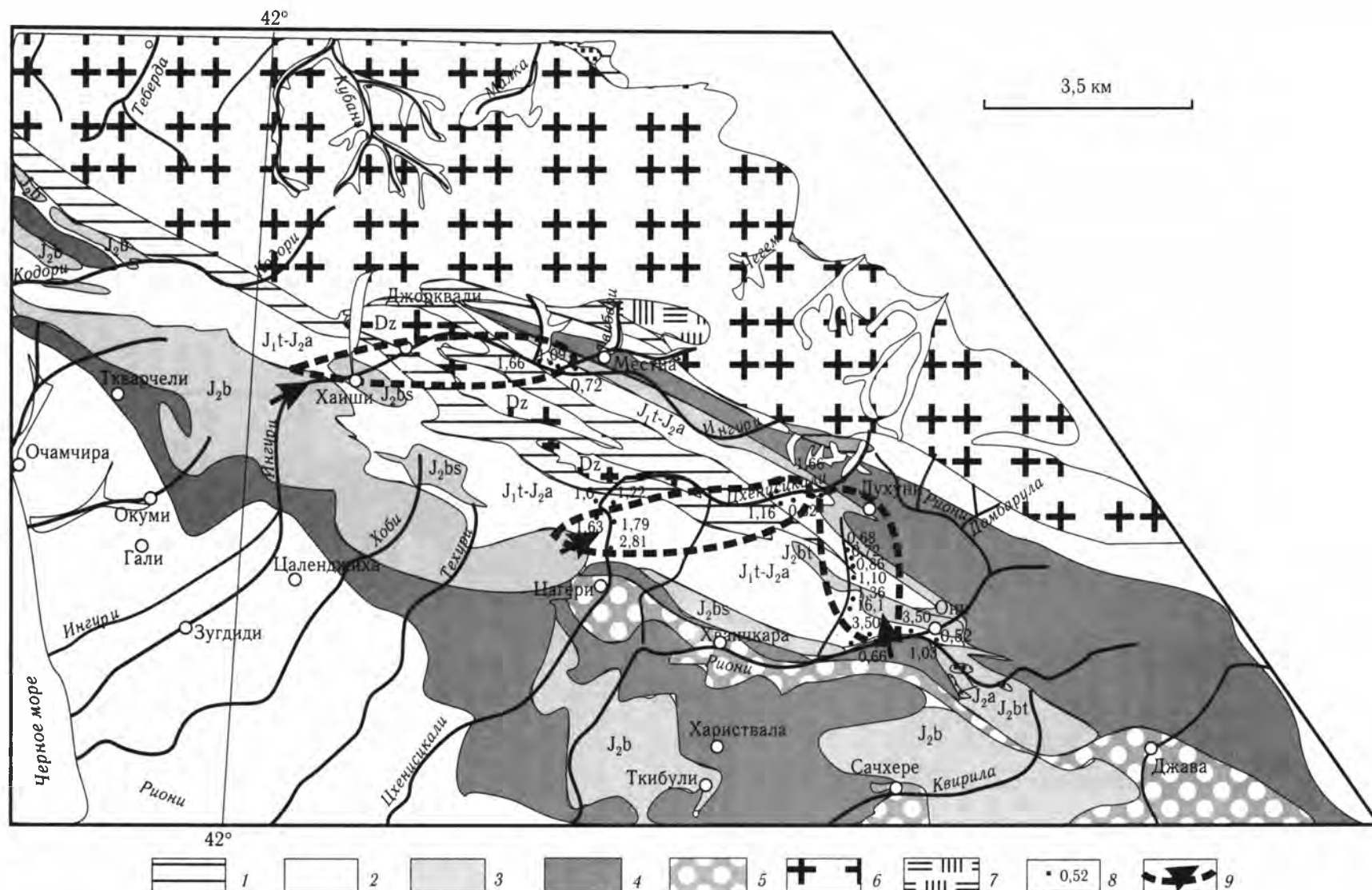


Рис. 4.25. Содержание C_{org} в песчаниках сорской свиты (тоар–аален). Использованы данные из работ: [Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Тучкова, 1996]
 1–5 — отложения: 1 — нижнеюрские (синемюр — нижний плинсбах), 2 — ниже-среднеюрские (поздний плинсбах — аален, обозначено: J_2a , J_{1t-J_2a}), 3 — среднеюрские байосские (J_2b) и батские (J_2bt), 4 — верхнеюрские и меловые, 5 — неогеновые и палеогеновые; 6 — доюрские образования, а также дизская серия Сванетии (Dz); 7 — ледники; 8 — точки отбора и содержание C_{org} (в мас. %) в песчаниках; 9 — границы предполагаемого конуса выноса и направление поступления кластики

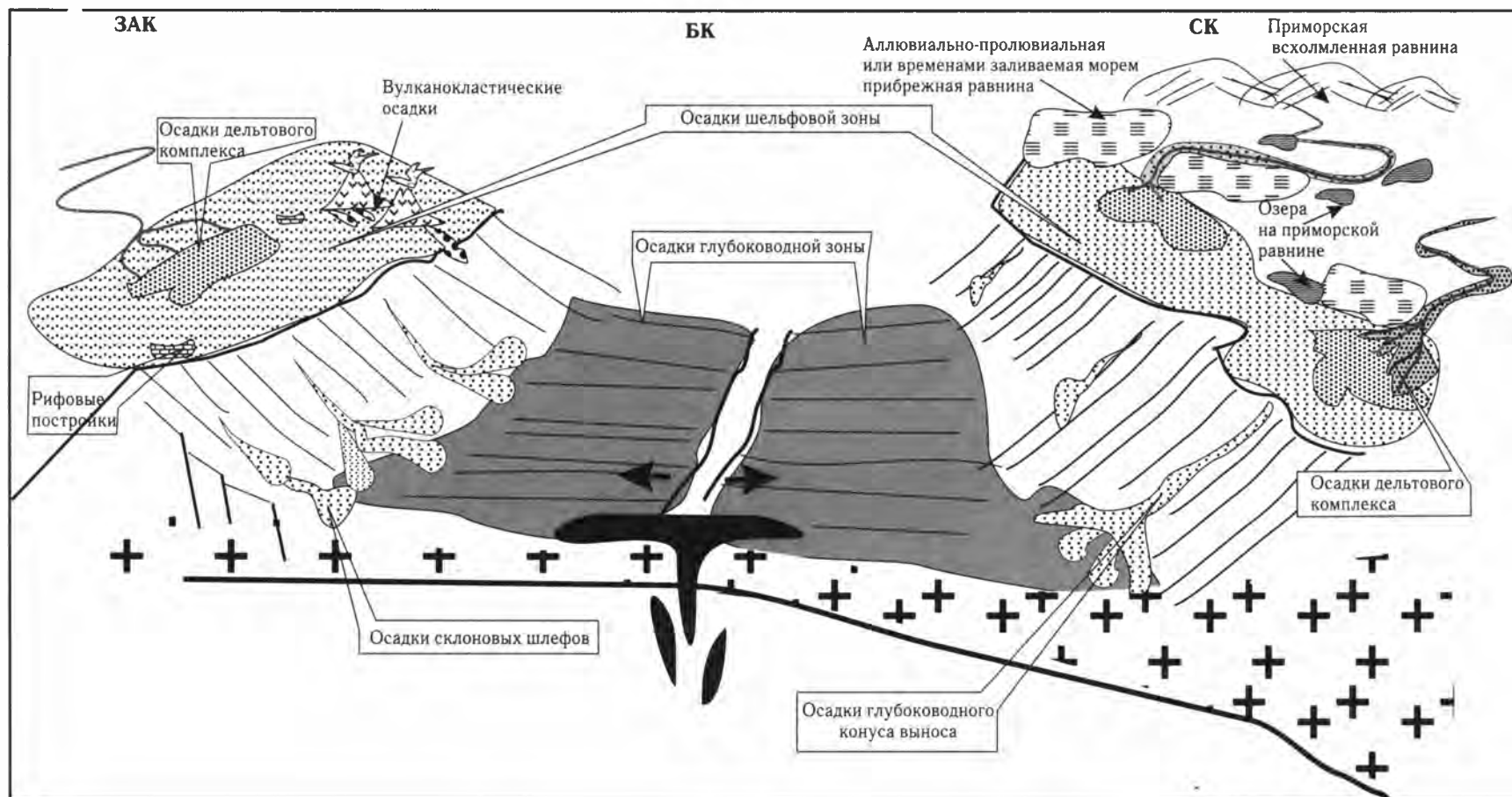


Рис. 4.26. Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в позднепермско-триасское время
Условные обозначения на рис. 4.24

и заболачивались [Ренгартен, Старостина, 1956; Мокринский и др., 1965]. На прилегающей к морю суше сохранились ландшафты синемюрского века — слабовсхолмленная невысокая равнина, на отдельных участках которой происходила аккумуляция преимущественно тонкозернистых, часто обогащенных углистым веществом континентальных осадков. Снос обломочного материала с этих равнин был незначительным [Юрские и меловые отложения..., 1962; Панов и др., 1999]. В западной половине северного борта Большекавказского бассейна и Скифской плиты в позднеплинсбахско-раннетоярское время установлены: поднятие территории и перерыв в осадконакоплении с проявлением наземной вулканической деятельности среднекислого состава [Панов, 2004 а,б; глава 2 настоящей книги].

Позднее, в тоар-ааленское время, морской бассейн был окружен прибрежно-континентальными равнинами, иногда аллювиальными, на которых происходило накопление углей и торфяников в зоне заболачиваемых прибрежно-континентальных равнин и полуизолированных заливов и лагун [Баланчивадзе, 2004]. Произраставшая на низменных берегах флора представлена, как и ранее, папоротниками, споры которых доминируют в спорово-пыльцевых комплексах [Ярошенко, 1965], также присутствуют и другие влаголюбивые растения. В более возвышенных участках, окружавших Кавказский морской бассейн, распространены хвойно-цикадофитовые леса, количество пыльцы которых в Кавказском бассейне относительно плинсбаха в тоаре возрастает, а в аалене опять снижается [Ярошенко, 1965]. В тоарском веке хвойно-цикадофитовые леса были с папоротниковым подлеском, а позже, с аалена, доминировали цикадофитовые леса, которые продолжали существовать вплоть до конца средней юры [Ясаманов, 1978; Юра Кавказа, 1992].

Нормальное терригенное осадконакопление периодически нарушалось подводными вулканическими излияниями толеитовых базальтов, которые происходили в результате растяжения земной коры и резкого углубления осевого трога [Беридзе, 1983; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б]. Состав излившихся базальтов, а также петрохимические и минералогические характеристики риолитовых вулканитов свидетельствуют о рифтогенной природе раннеюрско-ааленского Большекавказского бассейна, развивавшегося в условиях растяжения и опускания пассивной континентальной окраины океана Тетис [Ломизе, Панов,

2001; Короновский и др., 2003; Панов, 2004 а,б; глава 2 настоящей книги].

Байос–бат

В конце аалена и начале байоса в Кавказском бассейне отмечается почти повсеместный перерыв в осадконакоплении [Панов и др., 1999; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004а,б; Панов, Стафеев, 2000], который охватывает стратиграфические зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса. Позднее в некоторых участках осадконакопление возобновилось, но развитие единого Кавказского бассейна прекратилось, что отражено в составе осадков. Литологическое различие отложений привело Д.И. Панова к выводу о необходимости выделения трех принципиально различных типов разреза, каждый из которых прослеживается в разных участках бассейна [Панов, 2004б].

Северо-Кавказский тип разреза, установленный для эпиконтинентальных бассейнов северного склона и прилегающих районов Скифской плиты, отличается чрезвычайной фациальной изменчивостью. Отложения разреза накапливались в разных участках шельфа, относительно приподнятая, мелководная часть которого устанавливается в междуречье Лаба–Баксан (рис. 4.27, см. рис. 4.15). Состав песчаников различается для западной и восточной частей шельфа (см. рис. 4.17, Б; рис. 4.19, А; рис. 4.20, А). Для восточных районов характерно повышенное содержание полевых шпатов, обломков глинистых и эффузивных пород и неустойчивая ассоциация минералов тяжелой фракции [Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965; Мазанов, 1969]. Это позволяет предполагать размыв и привнос обломков триасовых эффузивов со Скифской плиты, несмотря на то, что в основном обломочный материал приносился рекой издадека.

Наиболее глубоководные участки бассейна приурочены к современному Южному склону Большого Кавказа, где Д.И. Пановым выделен второй тип разреза. Отложения по сравнению с более древними отличаются повышенной карбонатностью, сложены тонкими малокарбонатными аргиллитами, чередующимися с мергелями и известняковыми гравелитами маломощных турбидитовых потоков, образованных в результате размыва континентального склона [Беридзе, 1985] или другого источника. Существенно аркозовый состав этих отложений указывает на общий источник сноса для них и от-

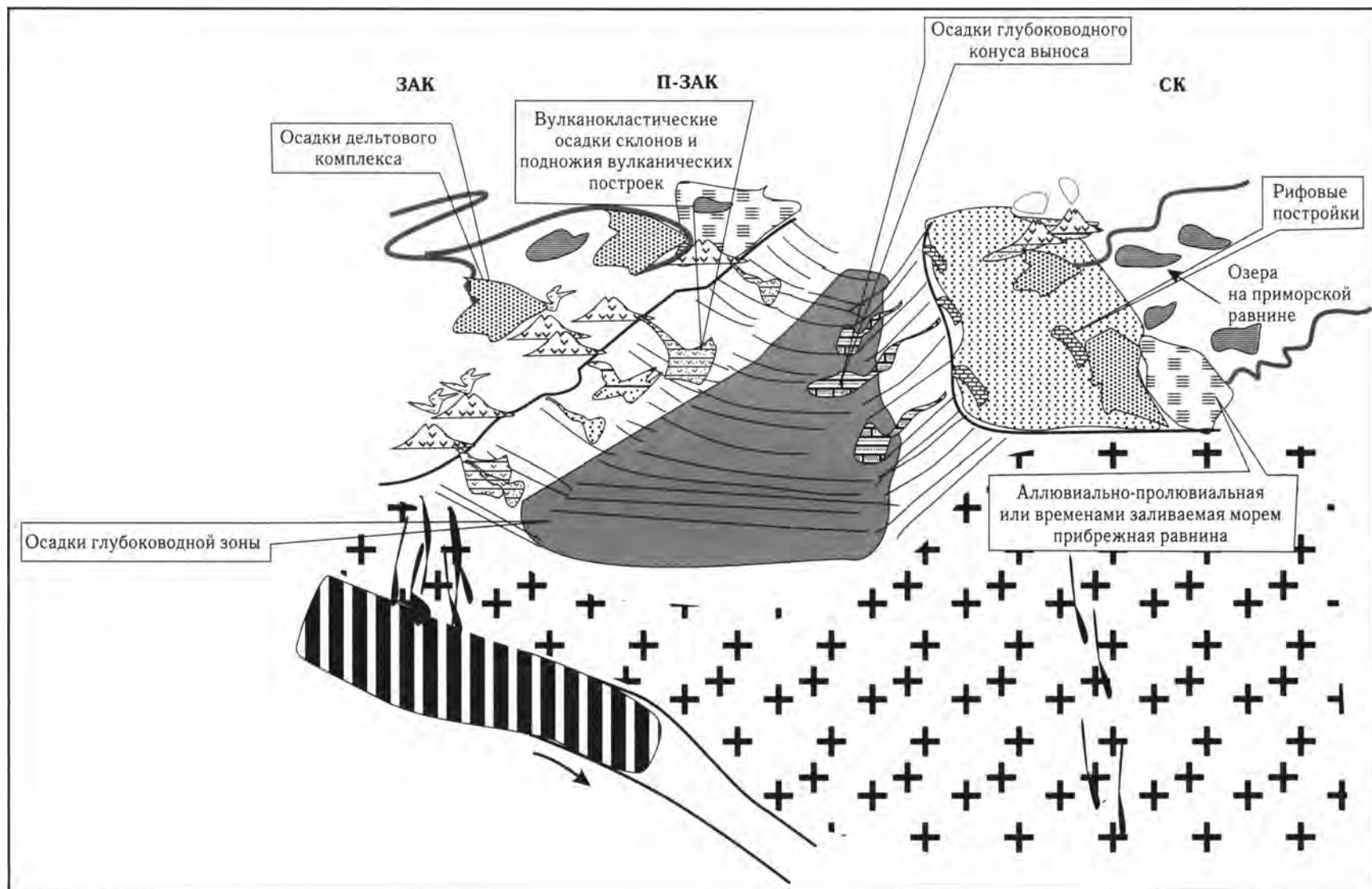


Рис. 4.27. Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в байос-батское время
Условные обозначения см. на рис. 4.24

ложений юго-восточного Кавказа, песчаники которых имеют аркозовый состав от раннего тоара до бата (см. табл. 4.3, рис. 4.17, В; рис. 4.19, Б; рис. 4.20, Б).

И, наконец, третий тип разреза, выделенный на территории Абхазско-Рачинской зоны и Закавказского массива, сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями байоса. Известково-щелочные вулканогенные породы андезибазальтового и андезитового состава, являющиеся частью третьего типа разреза, представляют собой образования мощного Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса, протянувшегося вдоль границы с океаном Тетис [Ломизе, Панов, 2001; глава 2 настоящей книги]. Его появление свидетельствует об изменении геодинамического режима пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в зрелую активную [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б; глава 2 данной книги]. Накопление вулканогенно-осадочных отложений «порфиритовой» свиты происходило в подножии подводных вулканических сооружений, по склонам которых транспортировался свежесброшенный пирокластический материал [Беридзе, 1983, 1985]. В дистальных частях вулканокластических шлейфов наблюдаются постепенные переходы от вулканических к терригенным отложениям. Верхнебайосские отложения сформировались в результате размыва вулканических построек и представлены вулканокластическими отложениями существенно грауваккового состава [Беридзе, 1983, 1985]. Вышележащие батские отложения сложены песчано-глинистыми мелководно-морскими отложениями, а на Закавказском массиве — континентальными угленосными с широко развитыми озерно-болотными и аллювиально-дельтовыми ландшафтами и низменными прибрежными равнинами [Баланчивадзе, 1983]. В некоторых участках происходило заболачивание лесов, которые давали обильный растительный материал, его захоронение служило началом образования угленосных отложений. О таких лесах, обугленные стволы которых стоят среди отложений фаций изолированных от моря лагун и эстуариев рек, упомянуто в работе В.В. Мокринского с соавторами [1965].

Среднегодовые температуры, определенные по рострам белемнитов, составляли в байосе 22–26,8° и в бата — 20,2–20,5°С [Ясаманов, 1978]. Фаунистические комплексы в байосское время относятся к средиземноморской палеогеографической области, с некоторым количеством среднеевропейской, а для южного обрамления Кавказского бассейна

отмечается и южноевропейская фауна [Цагарели, Эристави, 1960; Нуцубидзе, 1964; Ростовцев, Никанорова, 1970; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1978, 1985]. Широкое развитие получили аммонитовые фауны [Ясаманов, 1978]. Двустворки, чрезвычайно разнообразные в аалене, в байос-батское время представлены бедными комплексами. Фораминиферы существовали в Закавказье от аалена до титона включительно, но в бата их количество незначительно. Растительность оставалась примерно такой же, как и в ааленское время. На суше произрастали цикадофитовые леса в Закавказье и хвойно-цикадофитовые леса на Скифской плите и Русской платформе.

Так же, как и в раннеюрское время, отмечается различие растительности на возвышенностях и в низменностях. Спорово-пыльцевые комплексы имеют довольно однородный состав, аналогичный доаленским. Характерным для комплекса является преобладание спор плаунов и папоротников над пылью голосеменных [Ярошенко, 1965]. Главной особенностью спорово-пыльцевого комплекса байоса является снижение количественного содержания споро-пыльцы, среди пыльцы хвойных — исчезновение видов примитивного строения и крупных размеров [Ярошенко, 1965].

На окружающей кавказское море суше (юго-восточная часть Прикаспия и Закаспия) развиваются озерно-болотные отложения со слабоугленосными глинистыми осадками [Ясаманов, 1978, 1985]. Восточно-Европейская платформа в раннебайосское время представляла собой область размыва; позднее, во второй половине байоса и в бата, суша отступила в западные районы. А большая часть платформы представляла собой мелководное море, окруженное низменными аккумулятивными и прибрежными равнинами, временами заливаемыми морем нормальной солености [Герасимов и др., 1962; Сазонова, Сазонов, 1967].

Таким образом, как в ранне-, так и в среднеюрское время Кавказский бассейн с севера был окружен низменной сушей с широко развитой гидрографической сетью. Речные системы меняли свое направление в результате структурных перестроек, но оставались полноводными и характеризовались небольшими скоростями водотоков. В ранней юре приносимый речными системами обломочный материал формировался за счет обширного водосбора на территории Восточно-Европейской платформы. В отдельных участках прибрежных равнин, преимущественно в дельтовых комплексах, происходило накопление углей. Обилие вызревшей кластики,

приносимой речными водами, формировало однообразный минеральный состав песчаных пород, слагающих раннеюрско-ааленские осадочные комплексы на шельфе. Большие массы песчаных осадков приурочены к дельтовым или авандельтовым комплексам, состав песчаников которых, как правило, достаточно однороден. В более глубоководных зонах в осадконакопление включался еще и континентальный склон, размыв которого поставлял в бассейн менее устойчивые ассоциации минералов.

Важной деталью палеогеографических реконструкций раннеюрско-ааленского времени является наличие склоновых шлейфов на южном борту Кавказского бассейна в тоаре-аалене, граувакковый состав которых принципиально отличается от аркозового состава пород южного источника — Закавказского массива. Влияние Закавказского массива устанавливается на протяжении ранне-среднеюрского времени на юго-восточном Кавказе, от верховьев р. Алазани до р. Геокчай. Но ни в литературных материалах, ни в личных наблюдениях не найдено свидетельств чередования осадков, сформированных то одним, то другим источником сноса в достаточно узком морском бассейне, как это было убедительно доказано для карбоновых отложений Урала Г.А. Мизенсом [2002].

Следовательно, в современной геологической структуре или не сохранились, или тектонически совмещены зоны двух принципиально разных источников сноса — северного и южного. Последнее утверждение требует дополнительных доказательств и не связано с палеогеографическими построениями. Важно же то, что ширина бассейна изначально была существенно больше, поскольку площадное распространение граувакковой и аркозовой петрографических провинций имеет достаточно четкие, хорошо прослеживаемые границы.

В байос-батское время низменный характер окружающей суши сохранился, но структурная перестройка бассейна, произошедшая в конце аалена — начале байоса, изменила источники сноса. В результате в бассейне накапливались песчаники с минеральным составом менее устойчивых ассоциаций. Для каждого типа разрезов — северокавказского, зоны Южного склона и Абхазско-Рачинской зоны — можно проследить пути транспортировки и выявить источник сноса, поставлявший кластику на ограниченный участок бассейна. Областей смешивания кластики из разных источников не наблюдается.

В раннеюрско-ааленское время специфика состава и строения осадочных комплексов определя-

ет осадконакопление в режиме пассивной континентальной окраины [Панов и др., 1999; Панов, Стафеев, 2000; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б; глава 2 настоящей книги]. На рубеже аалена и байоса произошла смена геодинамического режима на территории Кавказа, и регион стал развиваться в режиме активной континентальной окраины. Смена геодинамического режима сопровождалась полной структурной перестройкой и интенсивными деформациями лейас-ааленских отложений. Еще больше усложнили структуру юрского терригенного комплекса дальнейшие тектонические движения, завершившиеся в позднеальпийскую фазу [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 а,б; глава 2 настоящей книги]. В результате в разных частях Кавказа на сегодняшний день наблюдаются разные типы деформаций и разное постседиментационное преобразование пород терригенных комплексов. Зональность постседиментационных преобразований, наблюдаемая в современной геологической структуре, выражается в смене ассоциаций аутигенных минералов, проявлении кливажа и изотопных характеристик, и в последние годы вновь привлекла к себе внимание [Гаврилов и др., 2000, 2001; Буякайте и др., 2003; Симанович и др., 2004; Тучкова, 1998; Тучкова и др., 2004].

4.3. Постседиментационные преобразования песчаников и ассоциирующих с ними пород

На протяжении довольно длительного времени характер постседиментационных преобразований (литогенез) осадочных пород многими исследователями оценивался, исходя из следующих предположений. Первая — литогенез является результатом постепенных преобразований пород, связан с общим погружением и изменением их минерального состава под воздействием возрастающих температур и давления [Шутов, 1975; Коссовская, 1962; Логвиненко, 1968; Симанович, 1978; Япаскерт, 1999; и мн. др.]. Вторая — литогенез (катагенез) различается в областях с платформенным и геосинклинальным режимами и в областях орогенеза, поскольку в орогенных областях вместе с региональными катагенетическими изменениями неразрывно связаны локальные наложенные, такие как карбонатизация, каолинизация, сульфатизация и другие, проявившиеся только при формировании горной страны [Лукьянова, 1995].

В последние годы была предложена новая концепция, согласно которой преобразуемые осадочные породы представляют собой систему, достаточно жестко связанную с геодинамическим режимом бассейна осадконакопления. Другими словами, любые постседиментационные преобразования осадков зависят от геодинамической обстановки, поэтому в одних случаях осадки проходят последовательно все стадии преобразования (литогенеза) от диagenеза к метагенезу и даже метаморфизму, а в других процесс литогенеза прерывается на ранних стадиях преобразования осадков в связи со сменой геодинамического режима бассейна [Симанович, 2000; Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт и др., 2003; Симанович и др., 2004]. Этот механизм был изучен на ряде объектов, и одним из полигонов для проверки предлагаемой концепции послужили терригенные комплексы юрских пород Южного Дагестана (Северо-Восточный Кавказ). В результате проведенных исследований был выявлен механизм синскладчатой литификации песчаных пород и установлено, что метагенетические преобразования в области развития кливажа наложены на литогенез погружения, что подтверждается изотопными данными. В настоящей работе сделана попытка обсудить закономерности постседиментационных преобразований осадков под влиянием тектонических процессов, происходящих при смене геодинамических режимов (переходе от пассивной к активной континентальной окраине).

Оценка постседиментационных преобразований осадочных пород основана на выделении в составе песчаников ассоциаций аутигенных минералов, их структурном положении и характере вторичного цемента [Коссовская, 1962; Шутов, 1975; Симанович, 1978; Симанович и др., 2004; и др.]. При оценке постседиментационных преобразований песчаников из осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов нижней—средней юры Большого Кавказа были использованы те же характеристики. При рассмотрении этого вопроса автор опирался как на собственные данные [Тучкова, Макаров, 1994; Тучкова, 1996, 1998; Тучкова и др., 2004], так и на опубликованные, поскольку этой проблемой занималось много исследователей, детально изучавших отдельные разрезы ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа [Халифа-заде, Магомедов, 1982; Чихрадзе, Вяхирев, 1982; Чичуа и др., 1985; Гаврилов и др., 1992, 1999; Гаврилов, 1982; и др.]. При этом выяснилось, что каждый из исследователей пользовался своей методикой определения уровня преобразования пород, что потребовало не просто ус-

реднять литературные данные, как это было сделано при описании минерального состава песчаников, а использовать метод аналогий. За основу были взяты характеристики постседиментационных преобразований песчаников ниже-среднеюрских разрезов Центрального Кавказа, и была сделана попытка выявить и проанализировать те же характеристики в других частях Кавказа по литературным данным.

Методика выделения постседиментационной зonalности заключалась в следующем. В эталонных образцах песчаников петрографическими методами устанавливался состав аутигенных минералов, их структурное положение и характер цемента. Далее в эталонных образцах выделялась глинистая фракция (фракция <1 мкм) по стандартной методике. Состав глинистых минералов во фракции устанавливался методом рентгенодифрактометрии в ориентированных препаратах и порошках на дифрактометре (Cu-K излучение) в лаборатории физических методов Геологического института РАН (г. Москва). Количественный химический состав некоторых глинистых минералов — хлоритов и слюд — определен на микрозонде (аналитик Г.В. Карпова, Геологический институт РАН, г. Москва). В некоторых случаях, где это представлялось возможным, устанавливались политипные модификации хлоритов и слюдистых минералов и оценивался индекс кристалличности слюд (К.И.) по методу Б.Кюблера [Kubler, 1968]².

Характеристика постседиментационных изменений песчаников по литературным данным производилась по такой же схеме. При использовании опубликованных данных отбраковывались те анализы, в которых была неясна методика выделения глинистых минералов, или же характеристика глинистых минералов приведена совместно для глин и песчаников. Были проанализированы те литературные данные, в которых глинистые компоненты в составе песчаников были микроскопически описаны, а их состав анализировался рентгенографическим методом. В исключительных случаях, когда никаких других данных найти не удалось, учитывались только глинистые минералы, определенные микроскопически или рентгенографическим методом. В некоторых случаях привлекались данные по преобразованиям и составу глинистых минералов аргиллитов, ассоциирующих с песчаника-

² Индекс кристалличности определяется путем измерения ширины 10 Å-ого пика слюдистого минерала в природном образце на полувысоте этого пика.

ми из нижне-среднеюрских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов.

В основу выделения зон преобразования песчанников в осадочных комплексах положены следующие характеристики: 1) состав глинистых минералов и парагенезы аутигенных минералов в составе песчанников; 2) характер преобразований терригенных компонентов в составе песчанников; 3) структуры, характер и состав цемента песчанников; индекс кристалличности слюдистых минералов в цементе песчанников; 4) состав глинистых минералов и уровень развития кливажа в аргиллитах и глинистых породах, ассоциирующих с изученными песчанниками.

Анализ всех перечисленных характеристик и выделение зон постседиментационных преобразований по разрезам позволяет выделить четыре зоны, распространение которых можно проследить в современной структуре Центрального Кавказа (рис. 4.28). Каждая из установленных зон характеризуется минеральной ассоциацией, компонентным составом глинистых минералов и индексом кристалличности слюды. Значения индекса кристалличности вынесены на карту и отражают положение постседиментационной зональности в современной структуре (рис. 4.29). По аналогии с зонами Центрального Кавказа, на основании литературных данных, была построена постседиментационная зональность для всей территории Большого Кавказа (рис. 4.30). Предполагается, что характеристика каждой из представленных зон, выделенных для Центрального Кавказа, вполне сопоставима с зонами, выделенными по литературным данным.

1. Зона развития новообразованных хлорита и слюды (мусковита) охватывает синемюр-нижнеплинсбахские песчаные отложения бассейна р. Терек, развита в разновозрастных песчанниках центральной части Кавказа — в верховьях рек Домбартула, Зопхитура, Риони, на Мамисонском перевале, а также в тоарских песчано-алевритовых породах Юго-Восточного Кавказа, реки Карачай, Курмукчай (по данным М.И. Тучковой [1998; Тучкова и др., 2004]; Г.А. Чихрадзе [1979]; Г.И. Теодоровича, Р.А. Конышевой [1967]). Песчанники, которые охватывает эта зона, характеризуются широким развитием хлорита, мусковита и кристаллов или землистых масс эпидот-цоизита, а также аутигенного кварца, пирита и альбита. Аутигенные минералы присутствуют в порах и в массе цемента, иногда выполняют прожилки в породе. Хлорит представлен крупными (0,3–0,5 мм), часто розетковидными выделениями, развитыми по трещинам и в по-

рах (рис. 4.31, фото А, см. вкл.), имеет аномальную синюю интерференционную окраску и относится к железисто-магнезиальным (Fe-Mg) хлоритам, с содержанием Mg около 1 и более (в формульных единицах — ф.е.) [Тучкова и др., 2004]. Слюдистый минерал представлен тонкошелушчатými агрегатами с высокими интерференционными окрасками, размер его частичек не более 0,1 мм (см. рис. 4.31, фото Б). Цемент коррозионный каемочный серицитового или серицит-хлоритового состава [Тучкова и др., 2004], реже кремнисто-хлоритового. В промежутках между зернами иногда отмечаются мелкие угловатые обломки, образованные в результате катаклаза крупных обломочных зерен. Широко развиты структуры растворения, представленные конформными и конформно-регенерационными контактами, также наблюдаются бластические, шиповидные и кварцитовидные структуры. Часто встречаются уплощенные зерна кварца в форме чечевицевого зерна, которые формируются в результате их растворения под действием стресса. Как правило, зерна обломочного кварца обладают регенерационной каймой, наиболее широкой между зернами кварца, в обломочных плагиоклазах регенерационная кайма повторяет систему двойникования. Обломочные слюды катаклазированы, участками замещены аутигенными хлоритом и мусковитом, которые чередуются в зерне слюды. Все обломочные минералы сильно серицитизированы, серицит развивается либо по микротрещинам в зернах, либо вдоль спайности. В составе глинистой фракции (фракция <1 мкм) установлена слюда мусковитового типа $2M_1$, иногда предполагается в небольших количествах слюда $2M_2$ (гюмбелит) [Конышева, Теодорович, 1969] и железисто-магнезиальный (Fe-Mg) хлорит. Индекс Кюблера (К.И.) в составе тонкодисперсной фракции песчанников составляет $\Delta^{\circ}2\Theta = 0,12\text{--}0,25$ мм (см. рис. 4.29). Это значение соответствует достаточно высокой степени кристалличности слюдистого минерала и отсутствию в его структуре смешанослойного компонента. Кроме того, если судить только по этому параметру, то породы, содержащие слюду подобного типа, преобразованы до стадии зеленосланцевого метаморфизма.

В глинистых сланцах, сопутствующих песчанникам хлорит-мусковитовой зоны преобразования (в разрезе кистинской свиты р. Терек), отмечены парагонит, немного смешанослойного минерала типа парагонит-мусковита, андалузит и незначительное количество бездефектного хлорита [Гаврилов и др. 1992, 1999; Чихрадзе, 1979].

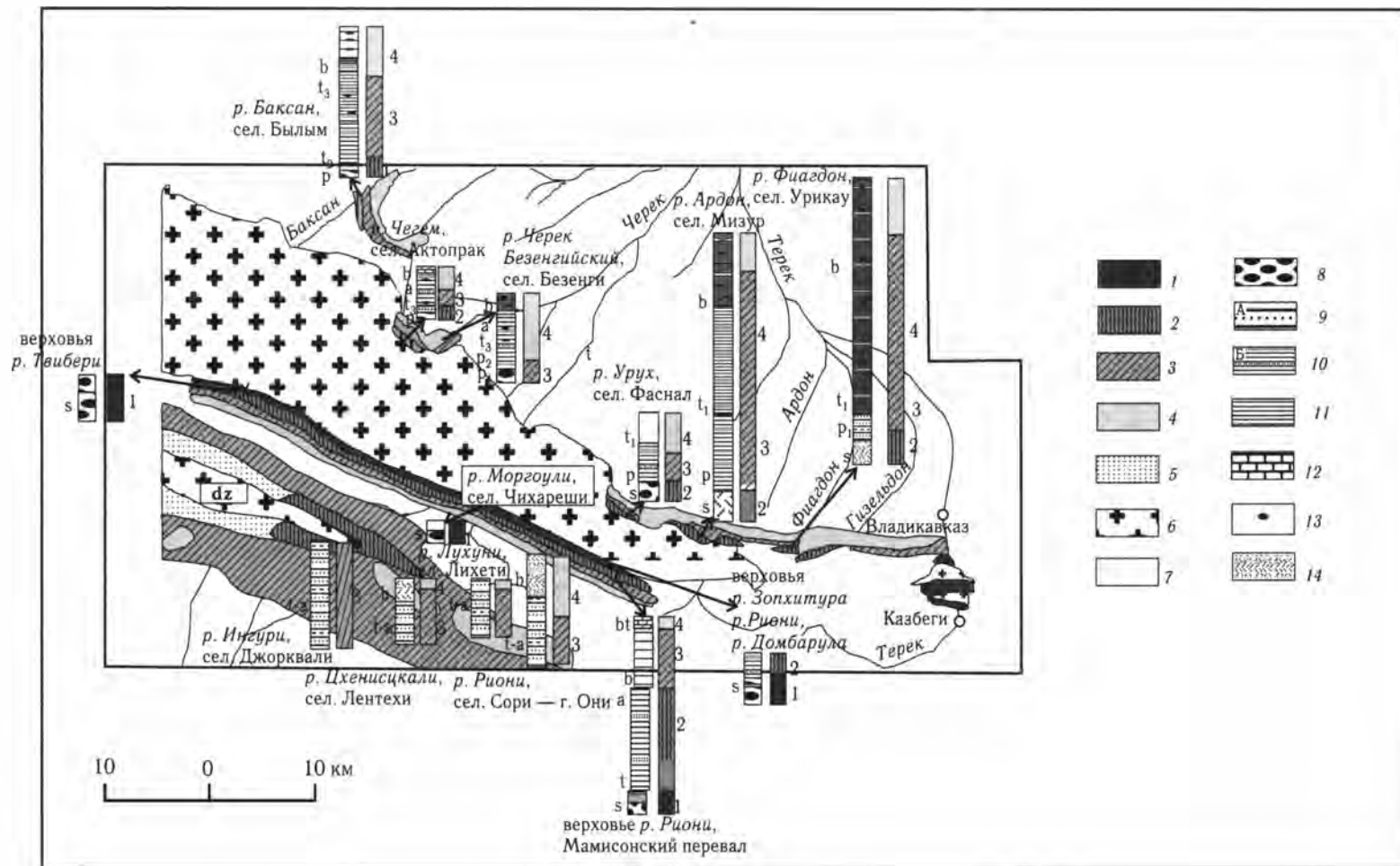


Рис. 4.28. Распространение зон постседиментационных изменений в нижне-среднеюрских отложениях Центрального Кавказа, из работы: [Тучкова и др., 2004]. Карта составлена по наблюдениям автора с привлечением литературных данных. Местоположение проанализированных разрезов указано стрелкой.

На карте: 1 — зона 1 (развития новообразованных хлорита и мусковита); 2 — зона 2 (развития новообразованных хлорита и серицита); 3 — зона 3 (развития гидро-слоды, каолинита и/или смектита типа монтмориллонита и хлорита); 4 — зона 4 (развития каолинита и/или смектита-монтмориллонита, смешанослойного минерала и хлорита); 5 — данные отсутствуют; 6 — доюрские образования; 7 — постсреднеюрские образования.

В колонках: 8 — конгломераты; 9, 10 — чередование песчаников и аргиллитов с преобладанием: 9 — песчаников (А), 10 — аргиллитов (Б); 11 — аргиллиты; 12 — известняки; 13 — конкреции; 14 — вулканогенные и вулканокластические породы. В левой колонке представлен схематический литологический разрез нижне-среднеюрских отложений с географической привязкой, слева от колонки указан датруемый возраст: s — синемюрские, p — плинсбахские, нерасчлененные, p₁ — раннеплинсбахские, t — тоарские, нерасчлененные, t₁ — раннетоарские, t₂ — среднетоарские, t₃ — позднеетоарские, t-a — тоар-ааленские, нерасчлененные, b — байосские, bt — батские. В правой колонке представлены соответствующие литологическому разрезу зоны постседиментационных преобразований, цифры справа соответствуют номеру зоны, штриховка аналогична условному знаку на карте

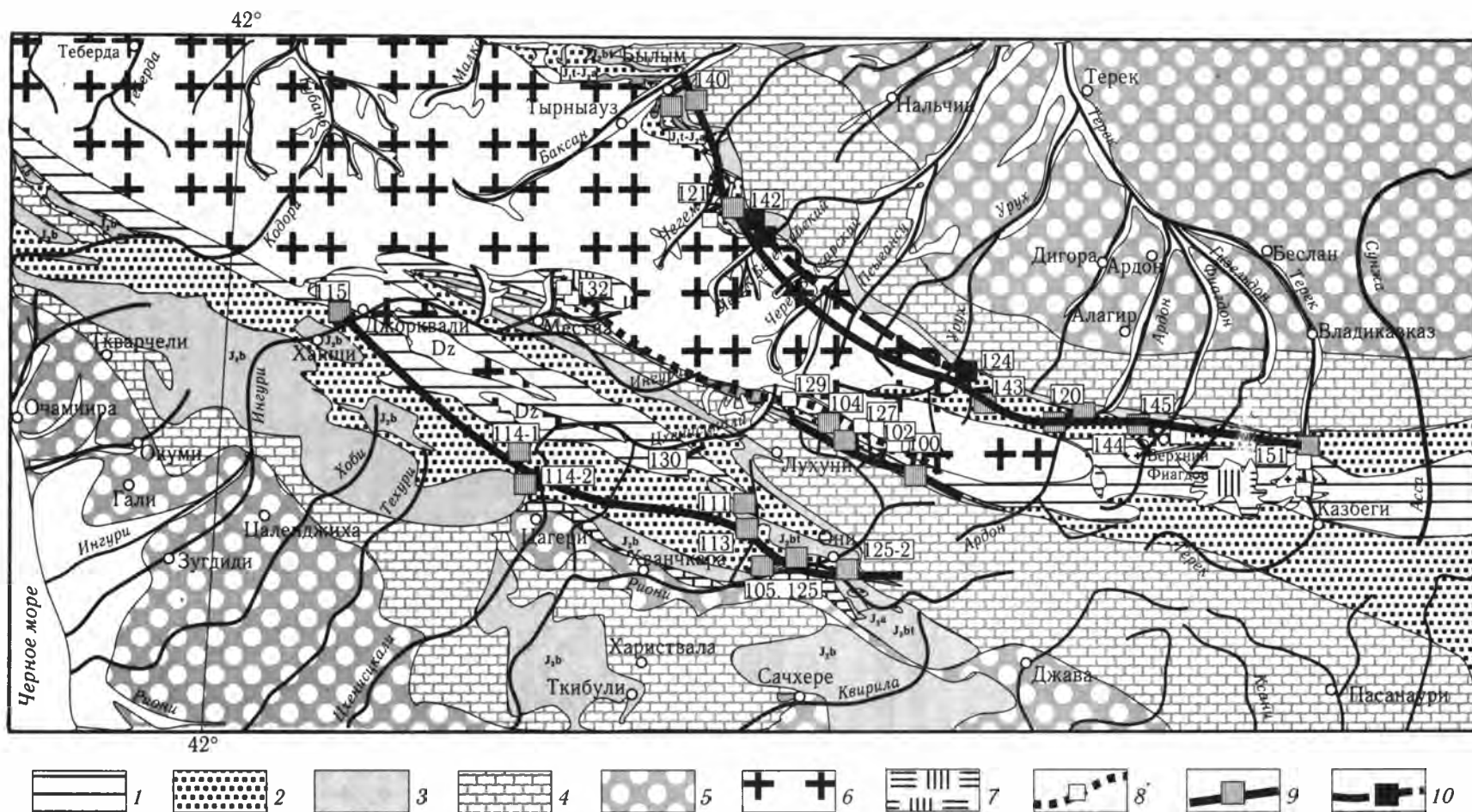


Рис. 4.29. Распространение индекса Кюблера (К.И.) слюдяного минерала из песчаников (фракция $<0,001$ мм), осадочных комплексов нижней-средней юры Большого Кавказа. Данные (К.И. = D^{20}) нанесены на фрагмент геологической карты м-ба 1:500 000

1-5 — отложения: 1 — нижнеюрские (синемюр — ранний плинсбах), 2 — нижне-среднеюрские (поздний плинсбах — аален, обозначено: J_2, J_{1t-J_2a}), 3 — среднеюрские байосские (J_{2b}) и батские (J_{2bt}), 4 — верхнеюрские и меловые, 5 — неогеновые и палеогеновые; 6 — доюрские образования, а также дизская свита Сванетии (Dz); 7 — ледники; 8-10 — индекс Кюблера (К.И. = D^{20}) и изолинии: 8 — К.И. = 0,11-0,25, 9 — К.И. = 0,20-0,35, 10 — К.И. = 0,35-0,60

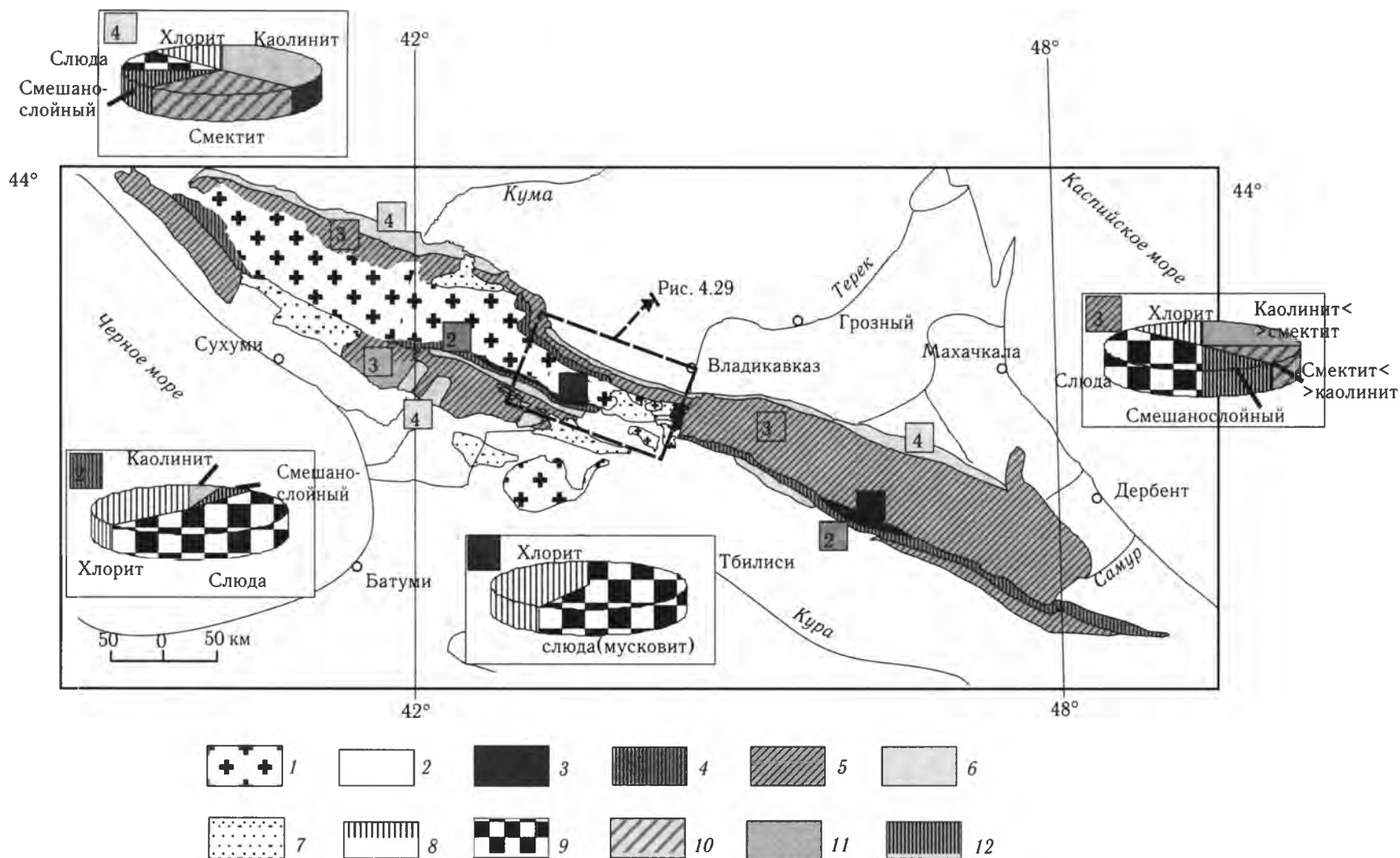


Рис. 4.30. Постседиментационная зональность в ниже-среднеюрских отложениях Большого Кавказа

На карте: 1, 2 — образования: 1 — доюрские, 2 — постсреднеюрские; 3–6 — зоны постседиментационной зональности: 3 — зона 1 (развития новообразованных хлорита и мусковита), 4 — зона 2 (развития новообразованных хлорита и серицита), 5 — зона 3 (развития гидрослюда, каолинита и/или смектита (монтмориллонита) и хлорита), 6 — зона 4 (развития каолинита и/или смектита–монтмориллонита, смешанослойного минерала и хлорита); 7 — данные отсутствуют

В круговых диаграммах представлены ассоциации аутигенных минералов, наиболее характерные для представленных зон постседиментационного преобразования — характерные минералы фракции <0,001 мм: 8 — хлорит, 9 — слюда, 10 — смектит, 11 — каолинит, 12 — смешанослойный минерал

2. Зона развития новообразованных хлорита и серицита наблюдается в среднелейасских песчаных отложениях в разрезах рек Урух, Фиагдон, Гизельдон, Терек [Арустамов, 1948], а также в тоар-ааленских песчаниках верховьев р. Зопхито, Мамисонского перевала [Тучкова, 1998], в ааленских песчаниках юго-восточного Кавказа, в тоар-ааленских песчано-алевритовых породах юго-восточного Кавказа — разрезах рек Мазымчай, Белоканчай, Курмухчай [Теодорович, Конышева, 1967], в синемюр-тоарских песчаниках междуречья Мзымта—Сочинка и их притоков [Славин, 1958]. В поровых промежутках и в составе цемента песчаников среди аутигенных минералов установлены: хлорит, тонкодисперсный минерал типа серицита (в понимании Б.И. Омеляненко и И.М. Воловикова [Омеляненко и др., 1982] и кварц. В псаммитах осадочно-вулканогенных комплексов, кроме перечисленных минералов, встречаются землистые массы эпидота. Последний в ассоциации с хлоритом и в редких случаях с карбонатом выполняют прожилки в песчаниках. Хлорит развивается по трещинам и в порах в виде розетковидных выделений или тонкоагрегатной массы с размером частиц 0,01–0,02 мм (см. рис. 4.31, фото В). Этот тип хлорита обладает серыми интерференционными окрасками, но часто встречается в ассоциации с аномальным хлоритом, отмеченным в первой зоне. Хлорит железисто-магнезиальный [Тучкова и др., 2004], характеризуется пониженным содержанием Mg (около 0,5 ф.е.).

Слюдистый минерал представлен тонкочешуйчатыми агрегатами или каемками, оконтуривающими терригенные зерна. Цемент как коррозионный каемочный, так и поровый серицитового, серицит-хлоритового, хлорит-кварцевого состава. В некоторых случаях роль цемента выполняет серицитизированная смесь мелкозернистых кластических обломков. Структура песчаников участками бласто-псаммитовая, в некоторых случаях — растворения и шиповидная, часто наблюдаются конформно-регенерационные контакты между обломочными зернами. Обломочные кварц и полевые шпаты, как правило, серицитизированы, в некоторых случаях полевые шпаты замещены карбонатом, вулканическое стекло в обломках пород хлоритизировано. В составе глинистой фракции определены: слюда серицитового типа, железисто-магнезиальный хлорит, немного каолинита. Индекс кристалличности (К.И.) слюдистого минерала в составе глинистой фракции песчаников оценивается $\Delta^{\circ}2\Theta = 0,2–0,3$.

В составе аргиллитов, ассоциирующих с песчаниками этой зоны преобразования, присутствует

диоктаэдрическая слюда $2M_1$ с высокой степенью структурного совершенства, железисто-магнезиальная и более железистая разновидности хлорита. Перечисленный набор минералов установлен в верхнетоарско-байосских аргиллитах складчатой зоны карахской свиты р. Аварское Койсу [Гаврилов, Ципурский, 1987], среднелейасско-тоарских аргиллитах Тырнауз-Пшекишской зоны р. Баксан [Гаврилов, Ципурский, 1988], ааленских аргиллитах Северо-Восточного Кавказа и в аргиллитах верхнетоарско-ааленского возраста южного склона Восточного Кавказа [Чихрадзе, Вяхирев, 1982].

3. Зона развития гидрослюда, каолинита и/или смектита (монтмориллонита) и хлорита характерна для песчаников, распространенных в нижнеплинских отложениях р. Черек Безенгийский, в плинских песчаниках рек Урух, Ардон, Фиагдон, в тоар-нижебайосских песчаниках разрезов рек Баксан или Чегем [Тучкова, 1998; Тучкова и др., 2004], в тоар-байосских песчано-алевритовых породах междуречья Белая—Черек Безенгийский [Безбородов, 1961], в лейас-нижебайосских песчаниках междуречья рек Теберда—Кубань [Ренгартен, Старостина, 1956], в тоар-ааленских песчаниках рек Джоджора, Риони, Лухунисцкали [Тучкова, 1998; Тучкова и др., 2004], междуречья рек Аргун—Самур [Фролов, 1965], рек Чвежипсе, Медовеевка на Северо-Западном Кавказе [Славин, 1958], в тоар-ааленских песчано-алевритовых отложениях рек Гильгинчай, Атачай, Истисудере, селений Угах, Гюлах — на Восточном Кавказе [Мазанов, 1969], а также в песчаниках байосского возраста Юго-Восточного Кавказа [Теодорович, Конышева, 1967].

В составе песчаников зоны встречаются следующие аутигенные минералы: слюдистый и смешанослойный минерал (слюда-смектит, смектит-гидрослюда), каолинит и/или смектит (монтмориллонит) и незначительное количество хлорита.

Слюдистый минерал представлен тонкочешуйчатыми агрегатами, образующими каемки вокруг кластических компонентов размером 0,01–0,02 мм.

Смешанослойные минералы представлены бурыми, буровато-желтыми низкопреломляющими агрегатными образованиями размером около 0,02 мм и менее.

Каолинит также образует агрегатные скопления, сочетаясь с другими компонентами цемента. Агрегаты каолинита состоят из бесцветных пластинчатых кристаллов (размером 0,02 мм и менее), обладают низким двупреломлением, иногда с отчетливой совершенной спайностью, встречаются сильно сегментированные агрегаты, веерообразные или

червеобразно изогнутые, которые в некоторых случаях развиваются по слюдам [Керимов, Эфендиев, 1976; Ренгартен, Старостина, 1956; Тучкова, 1998; Тучкова и др., 2004; и др.].

Смектит обычно сильно изменен, гидрослюдизирован, часто развивается по пепловым частицам или выполняет поровые пространства в песчанике в ассоциации с гидрослюдой [Безбородов, 1961].

Хлорит в некрупных поровых пространствах представлен тонкочешуйчатой агрегатной массой (размер 0,01 мм и менее) с серыми интерференционными окрасками, а также образует каемки вокруг терригенных зерен, преимущественно вместе со слюдистыми минералами. Этот ферромагнетизмальный хлорит в некоторых случаях имеет пониженное содержание Al [Тучкова и др., 2004]. Цемент коррозионный контактный хлорит-слюдистый, иногда базальный карбонатный (кальцитовый). Поровый тип цемента имеет гидрослюдисто-каолинитовый, гидрослюдисто-монтмориллонитовый, гидрослюдисто-хлоритовый, реже хлоритовый и хлорит-кварцевый состав. Также отмечают фосфаты, гидроокислы железа и сидерит, иногда окисленный, выполняющие роль цемента в песчаниках и алевролитах [Ренгартен, Старостина, 1956]. В песчаниках широко развиты микростилолитовые, конформные и инкорпорационные, участками конформно-регенерационные контакты между зернами. Преобразования кластических компонентов песчаников выражаются в каолинизации и гидрослюдизации обломков, а также в замещении карбонатным минералом некоторых обломков, особенно полевых шпатов. Обломочные слюды каолинизированы, кальцитизированы или замещаются аморфным веществом, сохраняя свои кристаллические очертания. В глинистой фракции песчаников зоны (фракция <0,001 мм) развиты гидрослюда типа 1M, 1Md, каолинит и/или смектит, смешанослойный минерал (слюда-смектит или смектит-гидрослюда), немного ферромагнетизмального хлорита. Индекс кристалличности слюд ($K.I.$) в тонкодисперсной фракции песчаников $\Delta^2\Theta = 0,25-0,4$.

В аргиллитах, ассоциирующих с песчаниками этой зоны вторичных преобразований, установлены: гидрослюда, ферромагнетизмальный хлорит, смешанослойный минерал слюда-смектит (среднеюрские аргиллиты р. Терек [Гаврилов и др., 1992, 1999]) или смектит-гидрослюда (в глинистой фракции тоар-батских аргиллитов Восточного Кавказа [Халифа-заде, Магомедов, 1982] и в тоар-байосских глинистых породах междуречья Белая–Черек Бе-

зенгийский [Безбородов, 1961]), а также незначительное количество каолинита и бейделлита (аргиллиты тоара междуречья Белая–Черек) и тонкодисперсная алюминиево-магниева (Al-Mg) слюда 2M₁. Представленная зона изменения прослеживается в аргиллитах домера–аалена р. Терек [Гаврилов и др., 1992, 1999], в тоар-ааленских аргиллитах р. Аварское Койсу [Гаврилов, Ципурский, 1987], в нижнеплинсбах-байосских аргиллитах р. Тызыл, в плинсбах-тоарских аргиллитах Кыртыкской впадины [Гаврилов, Ципурский, 1988, 1992] и в аргиллитах Восточного Кавказа — верхнетоарско-верхнеааленских и байос-нижнебатских разрезах р. Чирахчай, Белоканчай, Курмухчай [Халифа-заде, Магомедов, 1982].

4. В песчаниках зоны развития каолинита и/или смектита, смешанослойных образований и хлорита широко развит карбонатный цемент. Развитие зоны установлено в песчано-алевритовых породах аален-байосского возраста в междуречье Белая–Черек [Безбородов, 1961], в плинсбах-домерских песчаниках рек Большая и Малая Лаба [Ренгартен, Старостина, 1956], в нижнелейасских песчаниках Заалазанской Кахетии (верховьях рек Самкурискали, Стори, Алазани [Чихрадзе, 1979]), в байосских песчаниках (реки Баксан, Чегем, Мамисонский перевал), в позднеплинсбах-байосских песчаниках разреза р. Черек Безенгийский, в тоарских и тоар-байосских песчаниках рек Урух, Ардон, Фиагдон [Тучкова, 1998]. В цементе песчаников зоны установлены аутигенные карбонат, каолинит, смектит (монтмориллонит), смешанослойные образования (хлорит-вермикулит), слюдистый минерал, хлорит и кварц. Помимо карбонатного цемента базального типа, участками отмечен поровый каолинит — смектитовый, хлорит-слюдистый, иногда хлоритовый. В песчаниках наблюдаются микростилолитовые, конформные контакты, редко — структуры вдавливания. Преобразования обломочных компонентов выражаются в их сильной коррозии и частичном или полном замещении карбонатом. В составе глинистой фракции установлены каолинит, смектит (монтмориллонит), смешанослойные образования, гидрослюда 1Md, Fe-Mg хлорит, часто дефектный, или незначительное количество агрегата хлорит-вермикулита. Индекс кристалличности ($K.I.$) слюдистого минерала в составе цемента песчаников составляет $\Delta^2\Theta = 0,35-0,6$.

Совокупность всех минеральных и структурных парагенезов, перечисленных в каждой из выделенных зон постседиментационных преобразований песчаников, позволяет определить условия преоб-

разования осадков, накопившихся к концу средней юры, в породу.

Анализ постседиментационной зональности в породах нижней–средней юры Кавказа показывает следующее. Наиболее преобразованные породы зоны 1 (развития новообразованных хлорита и мусковита) прослеживаются в отдельных окнах вдоль южного склона (см. рис. 4.28, 4.30). Южнее зоны 1 узкой полосой субширотно вдоль Главного Кавказского хребта (от междуречья Мзымта–Сочинка до верховьев р. Алазани) прослеживается зона 2 (новообразованных хлорита и серицита). В южном направлении уровень преобразования пород снижается и в сорской свите отмечается зона 3 (развития гидрослюда, каолинита и/или смектита типа монтмориллонита и хлорита), только в отдельных блоках прослеживается зона 4 (развития каолинита и/или смектита — монтмориллонита, смешанослойных образований и хлорита в карбонатном цементе). В юрских породах Северного Кавказа, к северу от Главного хребта зона 1 не установлена, зона 2 прослеживается узкой полосой от верховьев р. Баксан до р. Терек, на остальной территории Северного Кавказа в основном наблюдается зона 3 и в самых северных разрезах — узкая полоса зоны 4.

Таким образом, в ниже-среднеюрских породах прослеживается асимметричная субширотная постседиментационная зональность, наиболее интенсивная и выдержанная по площади в осевой зоне, на Южном склоне Кавказа. Область максимальных постседиментационных преобразований наблюдается в бассейне р. Терек — в песчаниках рек Кистинка и Хде [Чихрадзе, 1979], где установлены такие новообразованные минералы, как хлоритоид, хиастолит и андалузит, в целом нетипичные для ниже-среднеюрских пород.

Осадочная порода изначально является неравновесной и открытой системой, легко подверженной любым внешним воздействиям. При литогенезе, или преобразованиях осадка в породу, происходит постепенное уравнивание баланса вещества осадка и формирование тем более равновесной породы, чем сильнее она преобразована. Определяющими факторами преобразований становятся исходный состав осадка (петрофонд) и характер внешних воздействий (Р-Т условия). Наиболее чувствительными индикаторами Р-Т условий в терригенных породах являются глинистые минералы и их парагенезы [Коссовская, 1962; Шутов, 1975; Япаскурт, 1999, 2005]. Анализ парагенезов аутигенных минералов, составов и политипных модификаций хлоритов и слюд позволяет установить режим температур и

давлений, при которых происходит их формирование [Миясиро, 1974; Котов, 1975; Гиллен, 1984; Нырков А., Нырков Е., 1999; и др.]. Парагенез аутигенных минералов в зоне 1 указывает, что формирование этой зоны происходило при температуре 300–350°C; пределы устойчивости по давлению составляли 2–2,5 кбар, что соответствует области развития пониженных давлений и повышенных температур. В породах Центрального Кавказа, в бассейнах рек Терек, Фиагдон, Гизельдон, наоборот, формирование пород происходило при повышенных давлениях (около 3,5 кбар) и пониженных температурах (не выше 300°C). Ассоциации аутигенных минералов зоны 2 указывают на температурный режим 200–240°C и давлении около 2 кбар. Для формирования зон 3 и 4 температурный режим не превышает 70–90°C, а давление не превышает 1 кбара. Данные Р-Т условий формирования парагенезов аутигенных минералов вынесены на схему, иллюстрирующую соотношение мощностей осадочных комплексов и вертикальной постседиментационной зональности в разных частях Большого Кавказа (рис. 4.32). Анализ представленной схемы позволяет сделать следующие выводы.

1. Наиболее преобразованы нижеюрские (синемюр-нижнеплинскихские и тоарские) осадочные комплексы, распространенные на территории современного Южного склона Большого Кавказа.

2. Наблюдается зональность распространения парагенезов аутигенных минералов, сформированных в разных Р-Т условиях. Области пониженных давлений и повышенных температур характерны для Южного склона. Область повышенных давлений и пониженных температур установлена в центральной части Кавказа (бассейн р. Терек), к западу и к востоку она не прослеживается.

3. Мощность осадочных комплексов не является главным фактором, определяющим постседиментационные преобразования. Иллюстрацией этого являются разрезы большой мощности на Восточном Кавказе (Аргун, Аварское Койсу, Андийское Койсу), уровень преобразования которых не достигает стадии метагенеза.

Проблема слабой литификации мощных осадочных толщ в древних осадках уже затрагивалась в геологической литературе. В последние годы стала очевидной взаимосвязь литификации осадочных пород и тектонических процессов [Лукиянова, 1995; Симанович, Япаскурт, 2002; Симанович и др., 2004]. Предполагается, что в процессе своего формирования осадочные породы претерпевают постседиментационные преобразования двух

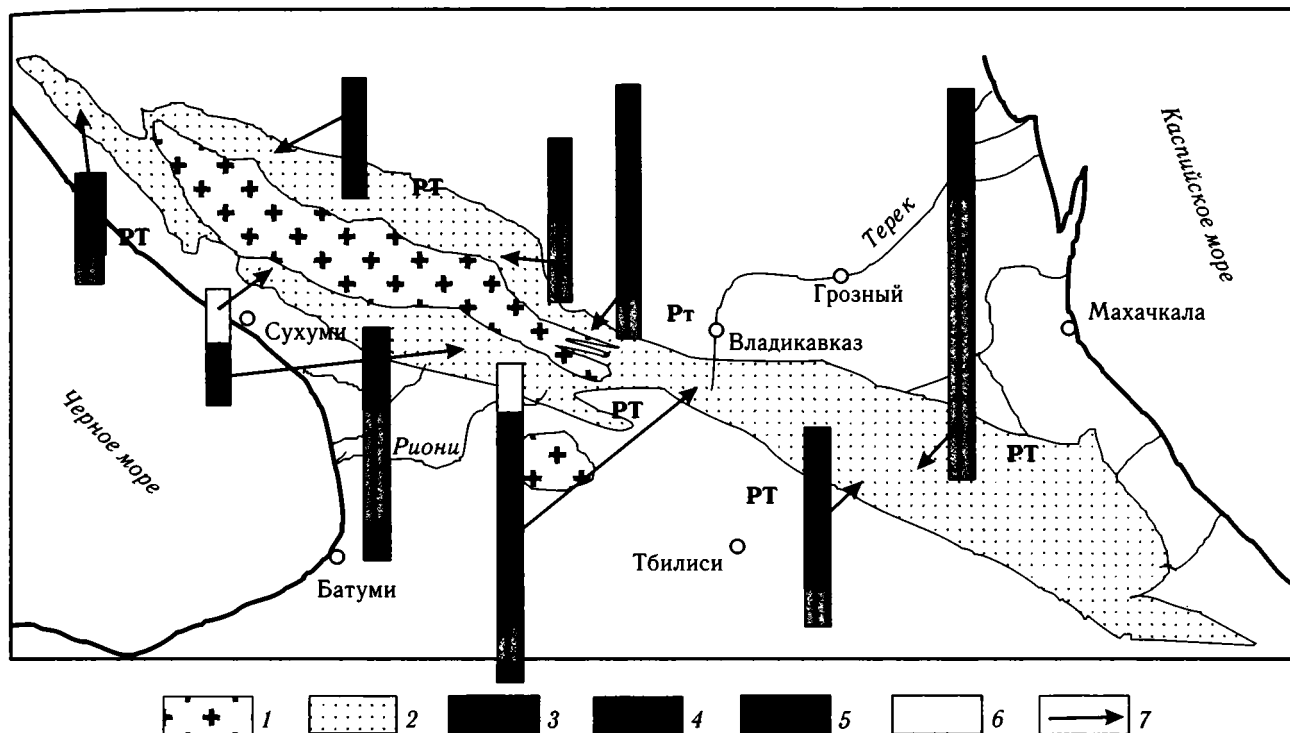


Рис. 4.32. Схема, иллюстрирующая мощности отложений нижней-средней юры и положение зон постседиментационного преобразования песчаников с предполагаемыми Р-Т условиями формирования осадочных пород

Области развития: **РТ** — повышенного давления и пониженной температуры, **рТ** — повышенной температуры и пониженного давления, **РТ** — невысоких давления и температуры.

На карте показаны области распространения: 1 — палеозойских отложений, 2 — ниже-среднеюрских отложений.

В колонках схематически показано соотношение мощностей и зон постседиментационного преобразования: 3 — новообразованных хлорита и мусковита, 4 — новообразованных хлорита и серицита, 5 — гидрослюды, каолинитового и/или смектитового минералов, 6 — каолинитового и/или смектитового, смешанослойного и местами хлоритового минералов; 7 — положение разрезов на схеме

типов: 1) литогенетические преобразования погружения и 2) наложенные преобразования, связанные с тектоническим воздействием. Первый процесс развивается в недеформированных породах при спокойном тектоническом режиме. Второй — в деформированных породах в регионах с активной тектоникой.

История развития Кавказа, подробно описанная в главах 1–3, свидетельствует об интенсивных тектонических процессах, происходящих в регионе в альпийскую стадию развития. Длительное (с ранней юры) развитие единого Кавказского морского бассейна в режиме пассивной континентальной окраины завершилось в аалене. На рубеже позднего аалена и байоса произошла перестройка пассивной континентальной окраины в активную. Этот процесс был непродолжительным (около 3 млн лет), сопровождался поднятием ближайшей к океану части континентальной окраины и перерывом в осадконакоплении в южной части континентальной окраины. Почти полное замыкание бассейна Боль-

шого Кавказа завершилось в начале байоса существенным поперечным сокращением, складчатостью и надвигами южной вергентности, а также паузой магматической активности (подробнее этот процесс описан в главе 2 настоящей монографии). Формирование структуры юрских отложений контролировалось общим сжатием, при этом юрско-меловой чехол в северных тыловых частях коровых пластин был слабо дислоцирован, а в лобовых и в поднадвиговых частях испытал интенсивные деформации.

Эти процессы вызвали увеличение степени литификации в осадочных толщах, накопившихся к концу аалена в Кавказском бассейне. В период накопления мощных осадочных толщ нижней юры постседиментационное преобразование осадков было незначительным или они вообще не были литифицированы [Симанович и др., 2004]. Их преобразование происходило по классической схеме литогенеза погружения на фоне прогрессирующего рифтинга и погружения бассейна. Интенсивная

литификация была позднее, при деформациях в условиях сжатия, когда пассивная континентальная окраина превратилась в активную. При этом приближенные к движущемуся континенту участки бывшего морского бассейна были подвержены наибольшему прогреву и стрессу, — осадочные толщи испытали интенсивные деформации и литогенез (вплоть до метагенеза и метаморфизма). На относительно неподвижном континенте, под который происходил подвиг, постседиментационные преобразования осадочных комплексов не были столь значительны, на этой территории происходила нормальная литификация пород (литогенез погружения).

Известно, что постседиментационные преобразования сопровождаются изменением в соотношении материнских и дочерних изотопов, т.е. перестройкой изотопной системы. В таких случаях можно зафиксировать возраст этапа преобразований, правда, необходимо, чтобы интенсивность подобных преобразований была высока. Ранее для Южного склона Большого Кавказа, в пределах Абхазии и Сванетии, было установлено, что изотопный возраст интрузий, контактирующих с лейасовыми интенсивно кливажированными породами, сформировавшимися в условиях субмеридионального сжатия, измеряется от 128 до 168 млн лет, и был сделан вывод, что возраст кливажа и метаморфизма имеет предраннекембрийский возраст [Кавелашвили, 1988]. Также были проведены специальные исследования (К-Аг) с целью изотопного датирования массивов Дарьяльского ущелья [Дудаури и др., 2000 а,б]. Полученный К-Аг возраст пегматитов и аляскитов (по мусковиту) свидетельствует о карбоновом возрасте массива (321 ± 6 млн лет). А К-Аг возраст слабокатаклазированных гранитов по биотиту показал юрский возраст 163–182 млн лет.

В последние годы на разных участках Кавказа (профиль вдоль р. Терек и в Южном Дагестане) в ниже-среднеюрских породах измерен возраст К-Аг и Rb-Sr систем [Гаврилов и др., 2000; Буякайте и др., 2003; Симанович и др., 2004]. В перечисленных случаях установлено, что зоны наибольших постседиментационных преобразований совпадают с областью интенсивного кливажа, развитого в породах всех гранулометрических разностей терригенных отложений, и связаны со стрессовыми деформациями осадочных толщ. Однако в одном случае возраст К-Аг и Rb-Sr систем указывает время максимального проявления постседиментационного литогенеза (180–190 млн лет, Южный Дагестан [Симанович, 2004]). В другом случае возраст К-Аг

и Rb-Sr систем полностью утратил первичные изотопные метки и фиксирует, вероятно, одно из последних тектонических событий (18–35 и 45–55 млн лет, южная часть профиля р. Терек, южнее Гвиевского массива [Гаврилов и др., 2000; Буякайте и др., 2003]). Следовательно, изменения, происшедшие в осадочной породе в результате деформаций сжатия, проявлением которых является кливаж и максимальные преобразования пород, могут указывать время, когда изотопная система начала свой отсчет вновь. Но надо сказать, что в северной части профиля р. Терек происходит, наоборот, удревание изотопного возраста по сравнению со стратиграфическим [Буякайте и др., 2003].

Таким образом, формирование юрских пород происходило как минимум в два, а то и в три [Симанович и др., 2004] этапа. В течение первого происходили медленное уплотнение и литификация осадков в условиях литогенеза погружения, и степень литификации была незначительной. В течение второго литификация отложений увеличилась в результате деформаций, прежде всего деформации сжатия, которые к тому же не только перестроили изотопные системы осадочных пород, но и омолодили возраст катаклазированных гранитов. Третий этап включил в себя последующие деформационные изменения пород.

4.4. Выводы

Изучение Кавказа, и, в частности, ниже-среднеюрских отложений, продолжается не один десяток лет и будет продолжаться в дальнейшем. Поэтому представленная работа не претендует на всеобъемлющий реферат о составе и преобразованиях ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа. Вероятнее всего, какие-то моменты оказались освещены недостаточно. Но, как представляется, основная задача была решена — с современных позиций обобщен доступный на сегодняшний день материал по седиментологическим, минералогическим и геодинамическим исследованиям Большого Кавказа. Главная проблема, которая возникла при написании представленной главы, заключалась в трудности сопоставления опубликованных в разные годы данных. Материалы многочисленных публикаций иногда противоречат друг другу, и при подготовке настоящей работы необходимо было не просто обобщить используемые данные, а надо было их схематизировать и систематизировать. Эта

проблема оказалась разрешена следующим образом — пришлось отказаться от излишней детализации и коррелировать только те данные, которые отвечают объему региональных стратиграфических уровней.

Реконструкции обстановок осадконакопления основаны на современной стратиграфической схеме (см. главу 2) с использованием традиционных литологических методов изучения осадков (фациального анализа и изучения вещественного состава), а также экологического анализа фауны и сведений о прилегающей суше, климатической зональности и характере вулканизма.

В бассейне выделено три типа седиментации, отвечающих возрастным и ландшафтным структурно-вещественным комплексам: терригенный, вулканогенно-осадочный и терригенно-карбонатный. Первый тип седиментации доминирует в Кавказском бассейне на протяжении ранней—средней юры. Второй тип является преобладающим в байосское время в приостроводужной области и локально отмечается в участках проявления вулканизма. Последний тип седиментации развит в ограниченных участках шельфа Закавказского массива в ранней юре и на северном обрамлении бассейна в батское время.

Седиментационную историю развития Кавказского бассейна можно разделить на два этапа, в течение которых наблюдается доминирование первого или второго типа седиментации. В течение первого, синемюр-ааленского, преобладало терригенное осадконакопление, в течение второго, байос-батского, — в окрестностях островной дуги доминировал вулканогенно-осадочный тип, в остальных частях в бассейне отмечается терригенный или, в мелководных зонах, — терригенно-карбонатный. Синемюр-ааленский этап развития бассейна характеризовался интенсивным прогибанием и быстрой трансгрессией юрского моря. Быстрое погружение бассейна компенсировалось поступлением большого количества кластики, благодаря чему расположение в бассейне ландшафтных зон практически не менялось (рис. 4.33).

Основной объем кластики поставляли крупные речные системы, которые поочередно (в синемюр-раннеплинсбахское время — на западе, а в позднеплинсбахско-ааленское время — на востоке) приносили терригенный материал в бассейн. Этот фактор, а также теплый гумидный климат вкупе с пенепленизированной сушей, окружавшей Кавказский бассейн в ранней юре, были определяющими в его осадконакоплении.

В начале следующего, байос-батского, этапа осадконакопления, произошло главное геодинамическое событие в юрском развитии Кавказского бассейна, связанное с заложением зоны субдукции. Режим пассивной континентальной окраины сменился режимом активной континентальной окраины, вдоль границы с океаном образовался мощный Понтийско-Закавказский вулканоплутонический пояс, произошли поднятие южного края континентальной окраины и повсеместный перерыв в осадконакоплении. В связи с этим единое развитие бассейна завершилось, и отмечается обособление трех различных участков бассейна, различающихся составом слагающих их осадков. В Северо-Кавказском участке и на Южном склоне Большого Кавказа преобладает терригенное осадконакопление, в Закавказском — вулканогенное и вулканогенно-осадочное.

Состав петрографических провинций и ареал их распространения различны в северной и южной частях бассейна. Для синемюр-ааленского этапа главным поставщиком кластики в морской бассейн служили речные системы с огромным водосбором. Длительная транспортировка кластики, слабо расчлененный рельеф на северной прилегающей суше и смешение разных источников сноса формировало монотонные граувакковые минеральные ассоциации, почти не различающиеся в шельфовых и в удаленных участках бассейна. На южном обрамлении бассейна формировались аркозовые ассоциации, свидетельствующие о высоком рельефе на прилегающей Закавказской суше и о быстрой эрозии гранитодного источника сноса.

В начале байос-батского времени осадконакопление в морском бассейне было прервано в связи с поднятием. Состав петрографических провинций изменился. На севере кластика поступала из внутрибассейновых источников, со Скифской плиты и из более удаленных районов Восточно-Европейской платформы. В участках, приближенных к Закавказской суше, сохранился аркозовый состав отложений. В островодужных зонах вулканокластика поступала с островной дуги, а в некоторых случаях островодужная кластика достигала и более удаленных участков бассейна.

Кроме того, именно в предбайосское время начался субдукционный этап развития Кавказского бассейна, что выразилось в надвигании его северного борта на осевую часть и в интенсивных тектонических деформациях лейас-ааленских отложений [Ломизе, Панов, 2001; глава 2 настоящей моногра-

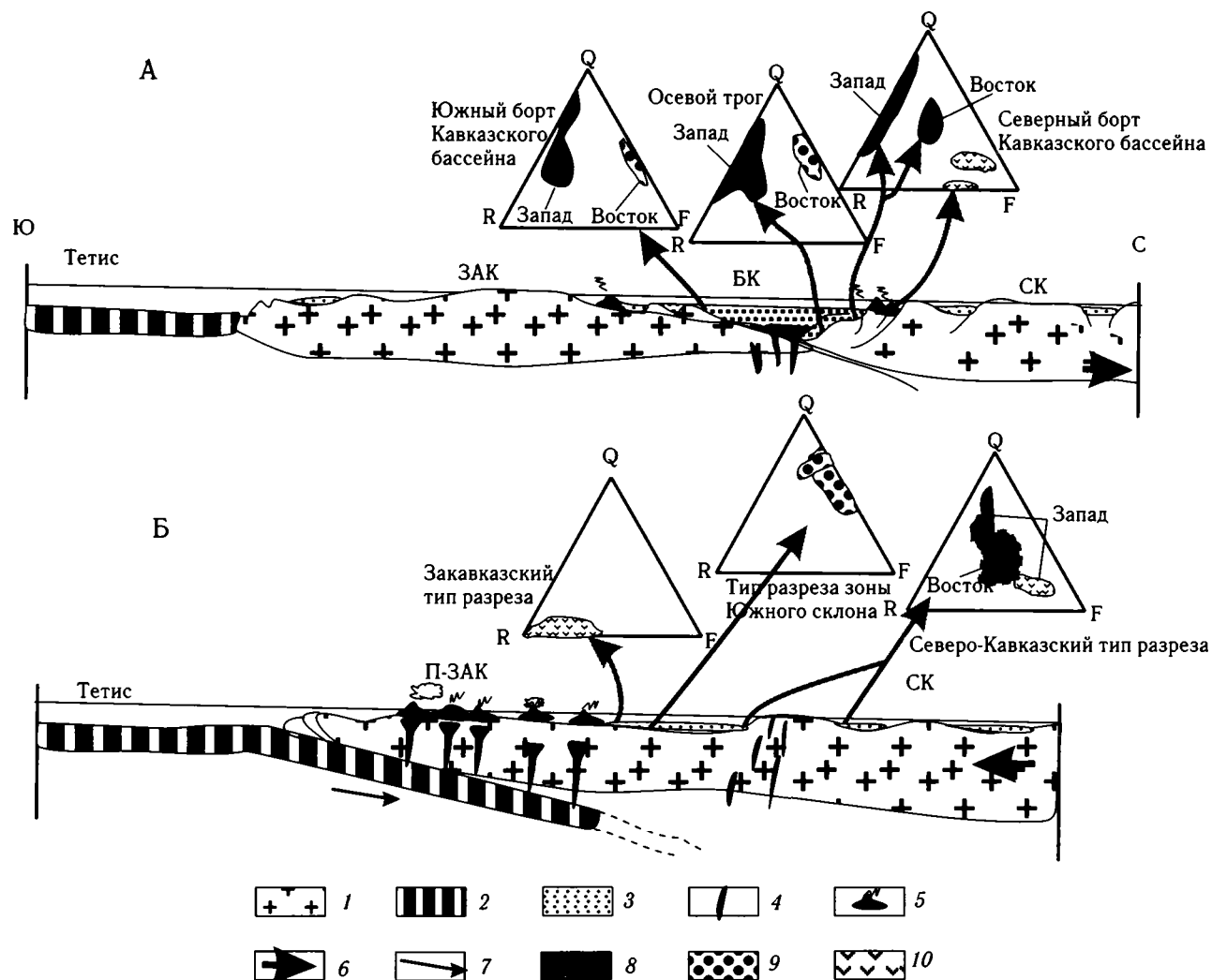


Рис. 4.33. Минеральный состав песчаников в разных участках Кавказского бассейна для пассивной континентальной окраины перед началом субдукции (ранняя юра — аален) (А), активной континентальной окраины после установления режима субдукции (байос–бат) (Б). Использована схема эволюции Крымско-Кавказской окраины Тетиса, по данным: [Ломизе, Панов, 2001; см. также главу 2, рис. 2.31 настоящей книги]

ЗАК — Закавказский массив, БК — область бассейна Большого Кавказа, СК — Скифская платформа, П-ЗАК — Понтийско-Закавказский вулканический пояс

1 — континентальная кора Лавразии; 2 — океаническая кора Тетиса; 3 — осадочные бассейны континентальной окраины; 4 — базальтовый магматизм; 5 — сложные вулканические серии; 6 — направление континентального пострифта; 7 — направление субдукции; 8–10 — (в треугольных диаграммах): 8 — граувакки, 9 — аркозы, 10 — вулканокластические песчаники

фии]. В связи с этим седиментацию в байос-батское время определяют не только внешние источники сноса, но и юрские (доааленские), в разной степени литифицированные и деформированные породы. Вероятно, совмещение разных петрографических провинций (аркозовой и граувакковой) на территории современного Южного склона Кавказа, произошло при этих же процессах.

Структурная перестройка в регионе сопровождалась деформациями сжатия, в результате произошли интенсивная литификация и перестройка изотопных систем осадочных толщ. Коллизионный процесс сопровождался прогревом слагающих бассейнов толщ со стороны Закавказского массива и повышенными давлениями в зоне сочленения его с пассивной окраиной.

Глава 5

Флиш и морфоструктура некоторых палеобассейнов Кавказа

М.Г. Леонов

Флиш — один из характернейших формационных типов, представленных в пределах Большого Кавказа. Им сложены значительные объемы Кавказских гор в пределах Новороссийского синклинория и синклинория Южного склона Большого Кавказа. Отложения флишевой формации имеют возрастной диапазон от верхней юры до раннего олигоцена включительно. Структура флишевых зон в генеральном плане представляет собой сложно построенные асимметричные синклинории с напряженной внутренней складчатостью и системой тектонических чешуй, надвигов и покровов с южной вергенцией сместителей разрывов и осевых плоскостей складок. С севера флишевая зона (частично вместе с подстилающими отложениями нижней–средней юры) ограничена надвигом Главного хребта. Южным ограничением флишевой зоны на значительном ее протяжении служит система надвигов (Ильдоканский, Аргуно-Орхевский и пр.), по которым толщи верхнеюрско-палеогенового флиша тектонически перекрывают различные структуры и горизонты Закавказского срединного массива (Грузинская и Азербайджанская глыбы) (см. рис. 6.1 и рис. 6.2 к главе 6 настоящей книги).

По геологии флиша Кавказа существует огромная литература, затрагивающая самые разные аспекты его строения, генезиса, эволюции бассейнов и т.д., и тут трудно добавить что-нибудь принципиально новое, тем более, что в последние годы отсутствуют практические возможности проведения полевых исследований. Однако существует проблема, которая, за редким исключением, не привлекала специального внимания исследователей. Это проблема морфоструктуры флишевых бассейнов и зон формирования флиша. Именно этому вопросу уделено внимание в данной главе. Но прежде чем перейти к описанию флишевых (флишондных) бассейнов собствен-

но Кавказа, необходимо рассмотреть некоторые общие вопросы формирования флишевых отложений.

5.1. Общие закономерности формирования флиша

Нужно заметить, что принципиальные моменты геологии флишевых отложений были изучены и изложены к концу 60-х годов прошлого столетия [Вас-соевич, 1948, 1951, 1960; Келлер, 1947, 1949; Клауд, 1965; Kuennen, 1950; Рухин, 1962; Хворова, 1958, 1960; Трюмпи, 1965; Обуэн, 1967; Tercier, 1947; Sujkowski, 1957; Stanley, 1965]. Никаких крупных новых идей с тех пор в литературе практически не появилось. В 1971 и 1972 гг. автором были опубликованы две статьи на эту тему [Леонов М., 1971, 1972], где были обоснованы два принципиальных момента геологии флиша: 1 — флиш формируется в зоне континентального склона и у его подножия; 2 — нет необходимости говорить о специфических флишевых бассейнах, так как флиш может формироваться в бассейне любого типа, но при условии существования определенных морфоструктурных и тектонических условий. Ниже содержится обоснование этих тезисов применительно к флишевым отложениям Кавказа. По поводу морфоструктуры флишевых бассейнов существуют различные, иногда прямо противоположные точки зрения. Решение проблемы зависит прежде всего от определения глубины и ширины зон флишенакпления.

Батиметрия флиша

По поводу глубины бассейна или той его части, где отлагались толщи флиша, существуют три точ-

ки зрения. Первая предполагает образование флиша в мелководных условиях на глубинах 0–200 м [Маслов, 1960]. Другие исследователи высказываются в пользу значительных глубин — порядка сотен и тысяч метров [Келлер, 1949; Хворова, 1958; Вассоевич, 1960; Клауд, 1965; Трюмпи, 1965; Sujkowski, 1957; и др.]. Сторонники глубоководности флишевых отложений допускают весьма значительный интервал глубин, на которых мог образовываться флиш. Причем верхний предел ограничен явно или неявно изобатой 200 м [Вассоевич, 1960; Клауд, 1965; Трюмпи, 1965], что, как будет показано ниже, весьма примечательно. И, наконец, ряд геологов считают, что проблемы батиметрии флиша вообще не существует и флиш мог отлагаться и в прибрежных зонах и на значительных глубинах [Обуэн, 1967; Tercier, 1947].

Глубоководность флиша или, во всяком случае, значительный интервал глубин, на которых он мог образовываться, признается сейчас большинством геологов, так как целый ряд признаков не позволяет отнести флиш к мелководным образованиям. Это, прежде всего, преобладание глин, бедность органическими остатками, отсутствие мелководных форм и «регрессивных ритмов», слабая сортировка обломочного материала, следы крупных подводных оползней и грязевых потоков [Хворова, 1958]. Подтверждается глубоководное происхождение флиша и анализом органических остатков, которые представлены в основном батиальной (ниже 200 м), а местами и абиссальной фауной [Клауд, 1965].

Ширина флишевых бассейнов

Н.Б. Вассоевич [1960] на примере Кавказского флиша устанавливает ширину флишевого «троя» в 75–125 км; при этом считает, что расстояние от берега до оси «троя» не более 50 км [Вассоевич, 1951]. Л.Б. Рухин [1962] приводит очень сходные данные — 50–150 км. Точно такую же ширину бассейна допускает Н.М. Страхов [1960 а,б]. На материале палеозойского флиша Урала И.В. Хворова [1958] устанавливает ширину флишевого бассейна в 50–60 км. Для флиша Карпат приводятся данные около 180 км [Sujkowski, 1957]. Вероятно, эти числа могут несколько варьировать, но можно допустить, что ширина флишевых бассейнов или, иначе, ширина зоны образования флиша, полученная в результате соответствующих реконструкций, 50–150 км.

Однако существуют и более обширные зоны флиша. Центрально-Макранская складчатая зона

(Западный Пакистан) выполнена флишевыми образованиями олигоцен-миоценового возраста мощностью 5–7 км [Воскресенский и др., 1968]. Современная ширина ее более 250 км. Если же учесть сложноскладчатую структуру зоны с большим количеством надвигов и то, что ее южная часть перекрыта более молодыми молассовыми образованиями, то станет ясно, что первоначально ширина флишевого бассейна не могла быть меньше 300–350 км, но могла быть и много больше. Вторым примером широких бассейнов, в которых отлагался флиш, может служить Трансильванская впадина в эоценовое время, когда произошло заполнение ее флишевыми отложениями. Ширина бассейна в этом случае достигала 200–240 км. Следовательно, ширина зон флиша разными исследователями оценивается приблизительно одинаково и составляет 50–250 км, но может быть и больше.

Морфология флишевых бассейнов

Многие исследователи считают, что образование флиша происходило в узких (30–100 км) и протяженных (до 1000 км и более) прогибах (троях), ограниченных с одной или двух сторон поднятиями — кордильерами [Вассоевич, 1948, 1951, 1960; Хаин В., 1964; и др.]. Данная концепция основана на признании тождественности современного габитуса флишевых зон с их очертаниями во время накопления флиша или незначительного их изменения. Другие геологи [Хворова, 1958, 1960; Страхов, 1962] приходят к мнению, что бассейн, в котором отлагался флиш, был достаточно широким и соответствовал морям котловинного типа или современным глубоководным впадинам. Существует мнение и об океанических бассейнах как областях накопления флиша [Вялов, 1939]. Некоторые ученые отводят флишу определенную зону подводного склона в бассейне, в котором происходило накопление и других типов осадков [Tercier, 1947; Sujkowski, 1957; Келлер, 1947; Страхов, 1962]. Но, несмотря на различие во взглядах, почти все исследователи употребляют применительно к флишевым бассейнам, с одной стороны, термины «троя» и «кордильера», с другой — «прогиб» и «поднятие», тем самым отождествляя тектоническую структуру с ее морфологическим выражением. Другими словами, поднятию фундамента соответствует морфологически выраженная кордильера, а прогибу основания — троя, выраженный в рельефе дна бассейна флишевой седиментации.

Тем не менее, как показывает изучение флиша, здесь возникает проблема, которую, судя по последним сводкам, исследователи флиша не затрагивали. Сущность ее сводится к следующему. Известны районы (например, Кавказ), где флишевые отложения отделены от эпиплатформенных, заведомо мелководных образований, выступом фундамента или разрывом. Минералогический анализ, а также анализ фаций и мощностей показывают, что снос терригенного материала шел именно с этого выступа или из зоны накопления разновозрастных мелководных карбонатных осадков. Так как разновозрастные осадки на выступе отсутствуют, то это поднятие трактуется как морфологически выраженная кордильера, которая подвергалась размыву и поставила во флишевый бассейн обломочный материал.

Возникает вопрос: почему обломочный материал с «кордильеры» поступает локально в направлении флишевого прогиба? В противоположную же сторону он не попадает, что находит свое выражение в накоплении по другую сторону «кордильеры» карбонатных толщ почти без примеси терригенных частиц. Ответ, вероятно, может быть только один: существует несоответствие между рельефом дна бассейна и тектоническим рельефом фундамента. Впадинам и поднятиям в рельефе фундамента соответствует иной, асимметричный профиль морского дна. Тектонические деформации во флише также получают в дальнейшем однонаправленное развитие, выраженное в запрокидывании складчатых структур, надвигах и т.д., а также в том, что толщи пород флиша, как правило, оказываются под надвигом пород основания.

Неизвестны или почти неизвестны переходы флиша в разновозрастные мелководные платформенные или миогеосинклинальные образования, тогда как переходы флишевых толщ в глубоководные отложения в целом ряде случаев легко устанавливаются [Трюмпи, 1965]. Контакт между флишем и мелководными осадками может быть или тектонический (как правило, надвиг), или их разделяет, как уже говорилось, зона отсутствия переходных отложений, сложенная более древними образованиями, вплоть до гранитно-метаморфического фундамента. Отсутствие переходных фаций — одна из загадок геологии флиша, на которую неоднократно указывали различные исследователи [Трюмпи, 1965; Клауд, 1965]. Но необходимо, вероятно, считаться с фактом постоянного отсутствия переходных отложений и принимать его не как загадочное явление, а как объективно существующую закономерность.

Представляется необходимым при дальнейших исследованиях флишевых отложений учитывать, следовательно, два положения: переходные фации между флишем и мелководными образованиями отсутствовали в большинстве случаев изначально; в бассейнах, где происходило накопление флишевых толщ, наблюдалось несоответствие между рельефом фундамента и его морфологическим выражением (более подробно об этом см. в статье: [Леонов М., 1971]). Как будет видно в дальнейшем, оба эти положения тесно взаимосвязаны и взаимно обусловлены.

Образование флиша в современных водоемах

А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов [1938] описали среди черноморских отложений комплекс слоев, который, по их мнению, по своему облику и условиям образования является гомологом флишевых пород. Эти отложения развиты вдоль континентального склона и его подножия. Изучение колонок черноморских осадков этой зоны привело А.Д. Архангельского [1927, 1928] к выводу, что эти осадки облагают рядом характерных для флиша признаков. Установлены такие присущие флишу черты, как следы донных течений и оползания осадков по склону, бедность органическими остатками, чередование глинистых, мергелистых и песчаных прослоев, образования, напоминающие фукоиды, и, главное, ритмичное строение субфоссильных осадков.

В толще современных осадков Черного моря было установлено три цикла. Суммируя данные А.Д. Архангельского по строению этих отложений, Н.Б. Вассоевич [1951] для черноморских осадков устанавливает следующее: отдельные циклы разделены весьма резкой границей; внутри каждого цикла переход между слоями постепенный; все три цикла построены аналогично — каждый из них начинается осадком, заключающим в себе наибольшее количество обломочных частиц, и заканчивается осадком, в котором количество их значительно меньше. Таким образом, многослой (по терминологии Н.Б. Вассоевича) черноморских осадков обладают главными чертами флишевых многослоев.

Отложения флишоидного облика со следами подводных оползней развиты в области континентального склона и его подножия, что было установлено достаточно давно [Архангельский, 1927, 1928; Архангельский, Страхов, 1938; Леонов М., 1971, 1972; Страхов, 1962]. В месте перегиба от шельфа к континентальному склону намечается

полоса отсутствия современных осадков и выхода более древних образований. Ширина этой полосы от сотен метров до 20–25 км. Ниже по склону установлены горизонты оползневых брекчий. В брекчиях заключены обломки более древних, чем современные осадки, пород. Ширина распространения оползневых явлений 20–50 км, но иногда 100 км и более.

Образование зоны, в которой отсутствуют современные отложения и происходит разрушение более древних, связано [Архангельский, Страхов, 1938] с развитием оползневых процессов. Оползни возникают на крутом (относительно шельфовой площадке) уступе континентального склона и обусловлены, с одной стороны, неустойчивым состоянием полужидкого осадка, а с другой — сейсмической активностью области. При переходе от континентального склона к относительно ровному дну впадины Черного моря следы оползания постепенно исчезают. Обычно их распространение ограничено изобатой 2000 м. Шельфу соответствует область накопления полифациальных осадков. Здесь идет отложение тонких илов и грубозернистых песчаных и ракушняковых осадков. Для континентального склона характерна выдержанность фациального состава. Осадки континентального склона представлены преимущественно так называемым переходным илом. Это глинисто-известковый осадок с хорошо выраженной слоистостью. Полоса «переходного» ила прослеживается вдоль континентального склона на расстояние более 400 км.

В восточном направлении «переходный» ил обогащается глинистым материалом. Минимальная глубина распространения этого осадка 200 м, максимальная — 1500 м. Фациальная выдержанность осадка объясняется [Архангельский, Страхов, 1938] наличием кругового течения, идущего вдоль континентального склона (рис. 5.1), которое обуславливает равномерный разнос поступающего на склон материала. Центральная часть бассейна занята известковым илом, который отделен от осадков континентального склона полосой известкового ила с глинистыми прослоями.

В современных черноморских осадках выделяется три зоны повышенных мощностей (рис. 5.2). Первая соответствует шельфовой площадке, где мощность современных отложений 100–200 см. Вторая вытянута вдоль континентального склона и его подножия (мощность до 80 см). Третья ограничивает со всех сторон центральную область пониженных мощностей. Зона значительных мощностей, соответствующая континентальному склону,

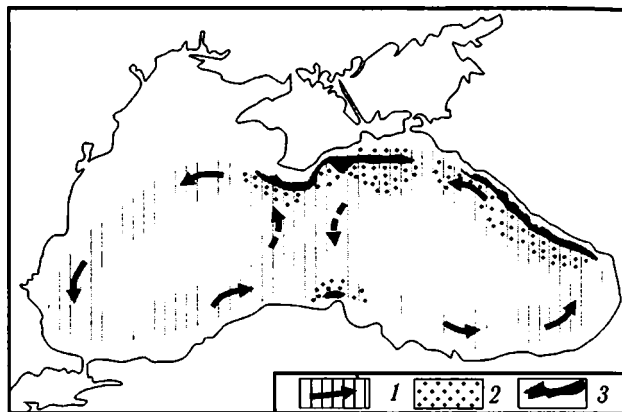


Рис. 5.1. Схема течений внутри Черного моря (по: [Архангельский, Страхов, 1938])

1 — зона течения; 2 — современные осадки флишоидного типа со следами подводных оползней; 3 — область отсутствия современных отложений

отделена от подобной зоны шельфа областью, где современные осадки отсутствуют. С внутренней стороны она местами также ограничена областью малых мощностей современных осадков (северная часть Черного моря), а местами переходит постепенно в область уменьшенных мощностей центральных районов впадины Черного моря. Отмечается пространственное совпадение зоны повышенных мощностей с областью, в которой происходит накопление толщ флишоидного облика. Обе вытянуты вдоль континентального склона. С внешней стороны эта область ограничена зоной, где современные осадки отсутствуют совершенно и где идет даже разрушение и размыв более древних пород. С другой стороны она оконтурена зоной пониженных мощностей. Разница в мощностях весьма большая: от 40–80 до 10–15 см, т.е. в 3–8 раз. Во многих бассейнах внешний край шельфа, прилегающий к зоне отсутствия осадков, также обогащен крупнозернистым, вплоть до гравийно-галечного, материалом, более крупноразмерным, чем материал, характерный для внутренних частей шельфа [Гершанович, 1960; Крумбейн, Слосс, 1960; Эмери, 1969]. Такая закономерность распределения материала придает этой зоне большое сходство с «кордильерой» (см. ниже рис. 5.9). Кроме Черного моря, подобные соотношения выявлены во многих других регионах, например, на западной окраине Атлантического океана. Для Черного моря устанавливается и сложно построенная наклонная зона, которая соответствует склону и может быть проинтерпретирована как зона надвига, по которому мегантиклинорий Горного Крыма надвигается на впадину Черного

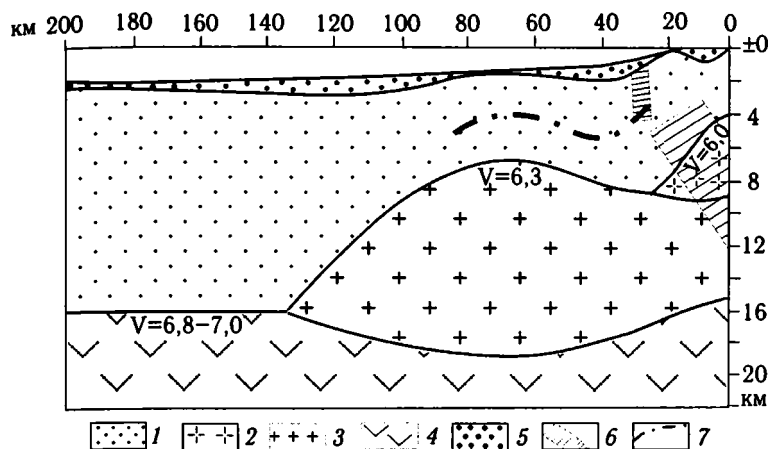


Рис. 5.2. Глубинное строение северной части Черноморской впадины. По: [Архангельский, Страхов, 1938; Балавадзе, Мендели, 1964; Горшков, Левицкая, 1947; Муратов, Непрочнов, 1967; Непрочнов и др., 1966; Расцветаев, 1973; Субботин и др., 1965]

1–4 — слои: 1 — осадочный, 2 — «метаморфический», 3 — «гранитный», 4 — «базальтовый»; 5 — относительное распределение мощностей современных осадков (вне масштаба); 6 — зоны разломов; 7 — линия, соединяющая отражающие площадки внутри осадочного слоя

моря [Мушкетов, 1933; Горшков, Левицкая, 1947; Муратов, 1951; Расцветаев, 1998; и мн. др.].

В настоящее время накопилось много фактического материала по глубинному строению Черноморской впадины. Выделены три основные зоны [Балавадзе и др., 1968]: центральная, промежуточная и периферийная. В центральной зоне отсутствует «гранитный» слой и осадочный слой залегает прямо на «базальтовом». Осадочный слой в этой зоне характеризуется максимальными мощностями (10–15 км). Промежуточная зона, окружающая центральную, отличается от нее наличием «гранитного» слоя, максимальная мощность которого достигает 10–12 км. Поверхность фундамента здесь неровная. Периферийная зона окаймляет с внешней стороны впадину Черного моря и имеет двухслойный «гранитный» слой. Профиль на рис. 5.2 составлен по данным сейсмических и гравиметрических исследований. Рельеф дна Черного моря характеризуется в северной части впадины наличием неширокой, около 10–25 км, шельфовой площадки. Затем следует перегиб и начинается континентальный склон. Уклон его 2–4°, местами до 6–15°. Выполаживаясь в 40–50 км от берега, склон постепенно переходит в глубоководную равнину, лежащую на глубинах около 2000 м. Можно видеть, что областям, где мощности современных отложений максимальны, соответствуют впадины в рельефе фундамента. Зоны же пониженных мощностей совпадают с поднятиями фундамента и увеличением его мощности. По линии, объединяющей отражающие площадки внутри осадочного слоя, вырисовывается аналогичная картина. Хорошо видно, что не существует прямой зависимости между рельефом верхней поверхности фундамента и рельефом морского дна. Северной впадине соответствует наклонная площадка континентального склона, южной — достаточно ровная глубоководная равнина.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы: 1) в Черноморской впадине развиты осадки, обладающие характерными для флиша чертами; 2) данные осадки приурочены к области континентального склона и его подножию и ограничены в своем распространении изобатами 200 м и 2000 м, в латеральном направлении они выдержаны более чем на 400–500 км; 3) в глубь бассейна флишоидные образования сменяются более глубоководными однообразными глинистыми и известковистыми осадками; 4) от отложений шельфа осадки флишевого типа отделены зоной отсутствия современных отложений и размыта древних, которая в будущем может быть проинтерпретирована как морфологически выраженная кордильера; 5) переходные отложения между осадками континентального склона (флиш) и шельфа, как правило, отсутствуют; 6) наибольшими темпами современного осадконакопления характеризуются области шельфа и континентального склона; 7) наблюдается несоответствие между рельефом фундамента и рельефом морского дна.

Еще одним примером бассейна, в котором происходит накопление толщ флишоидного типа, может служить Атлантический океан, точнее, его западное побережье, примыкающее к Северной Америке, от п-ова Флорида на юге до Ньюфаундленда на севере. Об отложениях типа флиша, имеющих градиационную слоистость, возникновение которых связано с мутьевыми или суспензионными потоками, по-видимому, впервые писали Д.Эрикссон и др. [1957]. Ими было показано, что мутьевые потоки зарождаются на континентальном склоне, скользят по нему и разгружают материал на самом склоне и прилегающей к нему части абиссальной равнины.

Было доказано также, что возникновение суспензионных потоков связано с сейсмическими событиями, приуроченными к континентальному склону. Профиль морского дна у восточных берегов Северной Америки достаточно однотипен в разных местах. Шельфовая площадка имеет ширину 70–180 км и ограничена изобатой 180–200 м. Затем следуют перегиб и переход к континентальному склону. Континентальный склон, более крутой в верхней части, постепенно выполаживается книзу и переходит в слабосхолмленную абиссальную равнину. Нижняя граница континентального склона соответствует изобате 1500–2500 м. Ширина склона составляет 200–300 км [Хизен, 1966]. Шельфовой площадке соответствует впадина в рельефе фундамента, выполненная толщей осадков, мощность которых достигает 2000–3000 м [Буллард, 1965; Шепард, 1964]. Перегибу от шельфа к континентальному склону отвечает зона резко пониженных мощностей осадочного слоя. Современные осадки в этой области часто отсутствуют, и на поверхность морского дна выходят коренные породы. Местами на перегибе склона имеются банки и скалистые острова, которые расположены вдоль внешнего края шельфа [Шепард, 1964].

Континентальному склону и его подножию, как и шельфовой площадке, соответствует впадина, в которой мощность осадочного слоя достигает 6–10 км (рис. 5.3). Ширина впадины приблизительно равна ширине материкового склона или чуть больше ее и достигает в поперечнике 200–300 км. По направлению к центральным частям океана мощности осадочного чехла сокращаются до 2–3 км. Следовательно, и в этом случае взаимоотношения идентичны тем, которые наблюдаются в бассейне Черного моря. Главные из них: отсутствие переходных фаций между полифациальными осадками шельфа и флишеподобными отложениями матери-

кового склона и его подножия; несоответствие рельефа фундамента и рельефа дна бассейна. Исследования последних лет показали, что ритмичная градиционная слоистость типична для осадков материкового склона, тогда как в других зонах (бассейнах) она выражена очень нечетко или совершенно отсутствует.

Установив, что образования, имеющие большое сходство с флишем или, во всяком случае, с толщами флишеидного облика, образуются в настоящее время на материковом склоне и у его подножия, а также то, что структура этой области бассейнов соответствует требованиям, которые были предъявлены ранее к флишевым бассейнам, можно достаточно уверенно говорить, что флиш является образованием, формирующимся в области материкового склона и его подножия. Этот вывод находит яркое подтверждение и при изучении плиоцен-четвертичных комплексов тектоногравитационных микститов, образующихся на Южном берегу Крыма [Щерба, 1978].

5.2. Морфоструктурные особенности флишевых бассейнов Кавказа

Тоар-ааленские отложения Дзирульского массива и его северного обрамления

Изучением нижнеюрских отложений Дзирульского массива и более северных районов Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа занимались Н.Неймайр, В.Улиг, Г.Абих, Е.Фурнье, в более позднее время — А.Джанелидзе, Г.Габуня, П. и И.Гамкрелидзе, И.Кахадзе, К.Нуцубидзе, С.Чехелидзе, М.Топчишвили, Д.Панов и др., работы



Рис. 5.3. Схема распределения мощностей осадочного слоя на западной окраине Атлантического океана
1, 2 — слои: 1 — водный, 2 — осадочный; 3 — границы осадочного слоя и гранитно-метаморфического фундамента по данным разных авторов

которых, наряду с собственными наблюдениями [Леонов М., 1971], использованы при дальнейшем изложении материала.

На территории Дзирульского массива (рис. 5.4 и рис. 5.5, разрезы 1–5) развита толща толсто- и тонкослоистых мраморизованных органогенно-об-

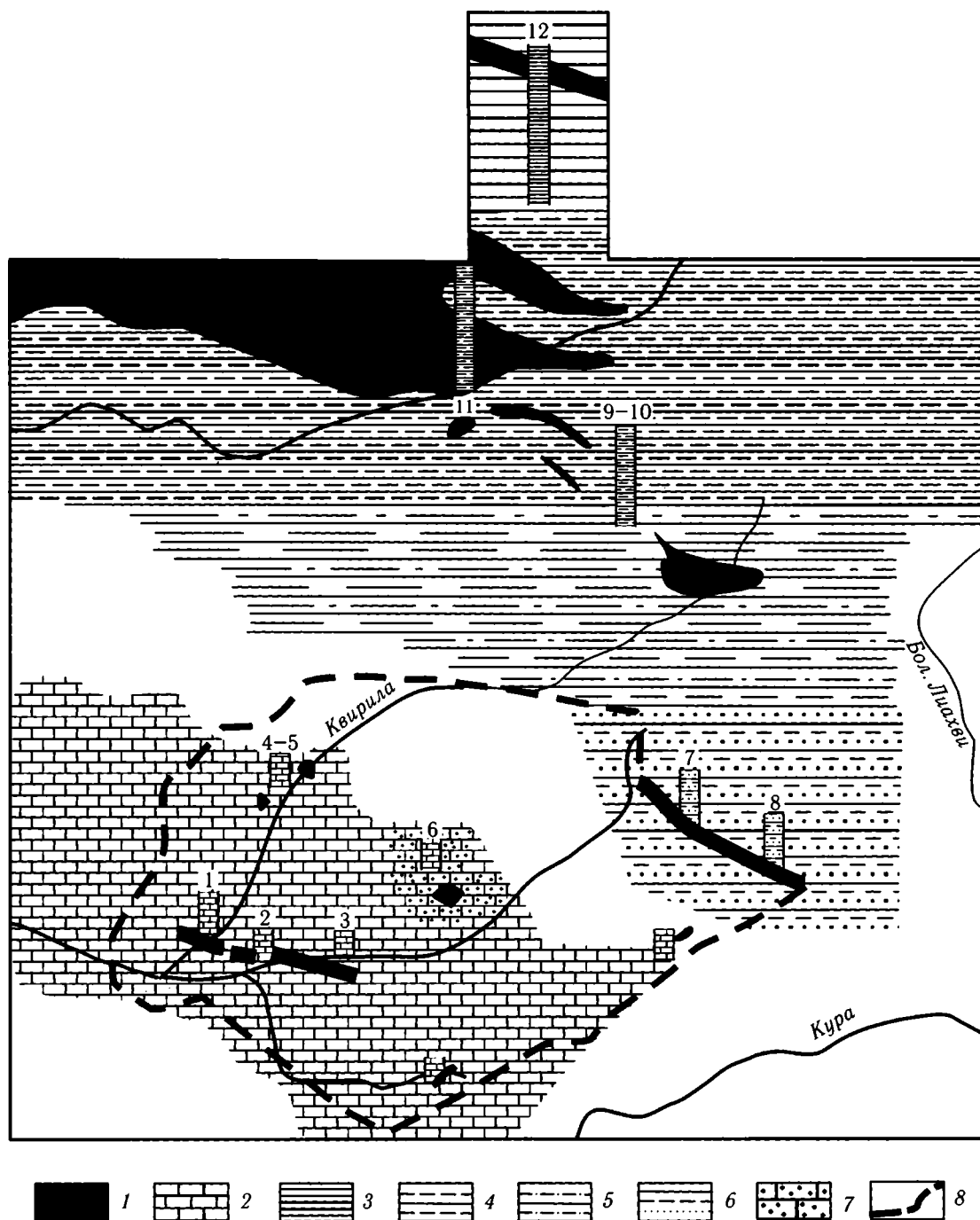
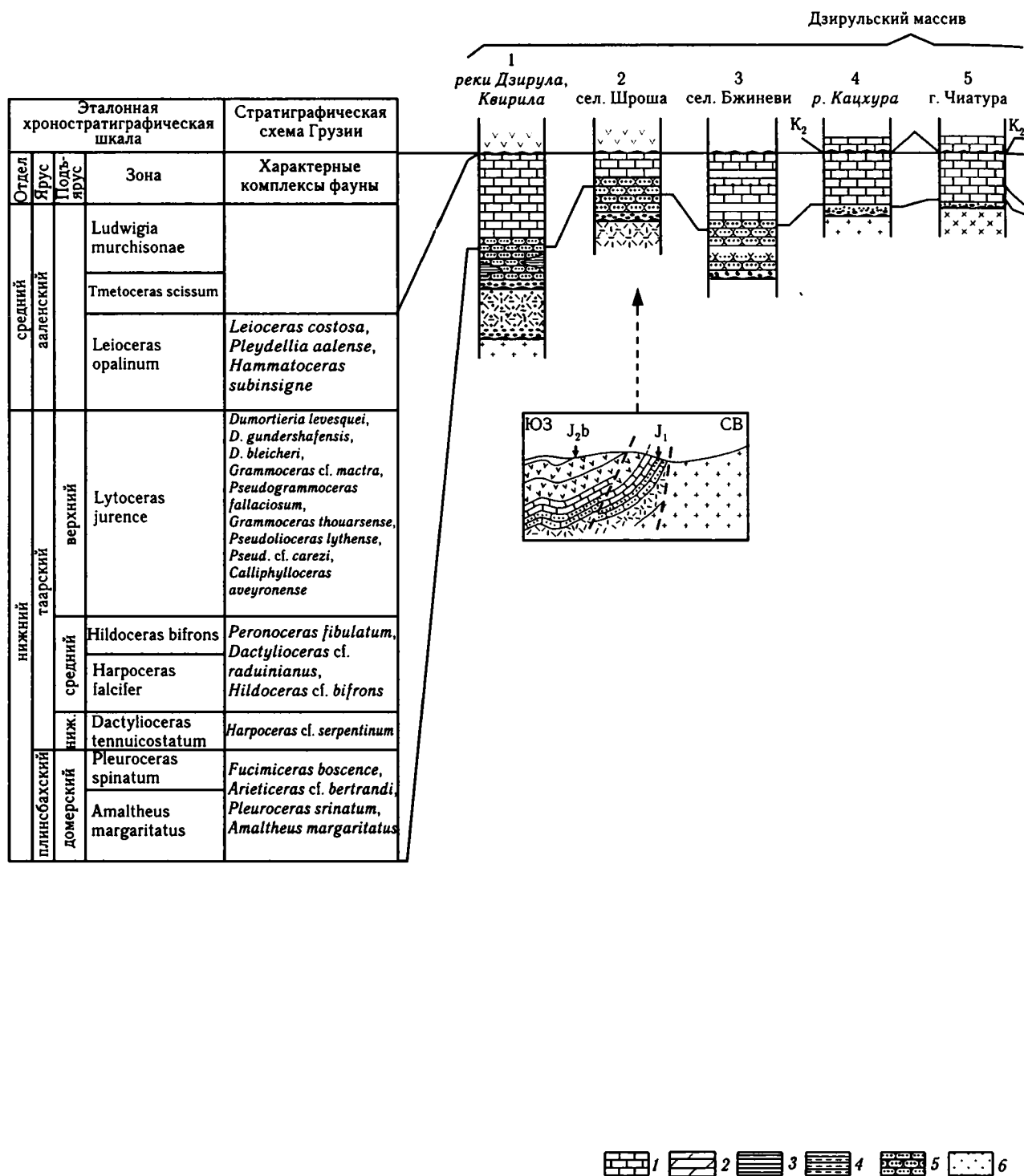


Рис. 5.4. Схема распространения типов отложений тоарского и ааленского ярусов на территории Дзирульского массива, Рачи и Южного склона Большого Кавказа

1 — современные выходы тоар-ааленских отложений; 2 — известняки; 3 — глины, аргиллиты, глинистые сланцы; 4 — аргиллиты, алевролиты; 5 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 — аргиллиты, алевролиты, песчаники мергелистые, флишoidalного облика; 7 — песчаники, известняки; 8 — граница Дзирульского массива; цифры над колонками соответствуют номерам литологических разрезов на рис. 5.5



Левая часть рисунка

Рис. 5.5. Схема сопоставления разрезов тоар-ааленских отложений Дзирульского массива, Рачи и Южного склона Большого Кавказа

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — глины, аргиллиты, глинистые сланцы; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — известняковые брекчи; 8 — туфогенный материал; 9 — вулканогенно-осадочные образования байосского яруса средней юры; 10 — гранитно-метаморфический фундамент; 11 — кварцевые порфиры; 12 — поверхности размыва

Верхняя Рача, Южный склон Большого Кавказа

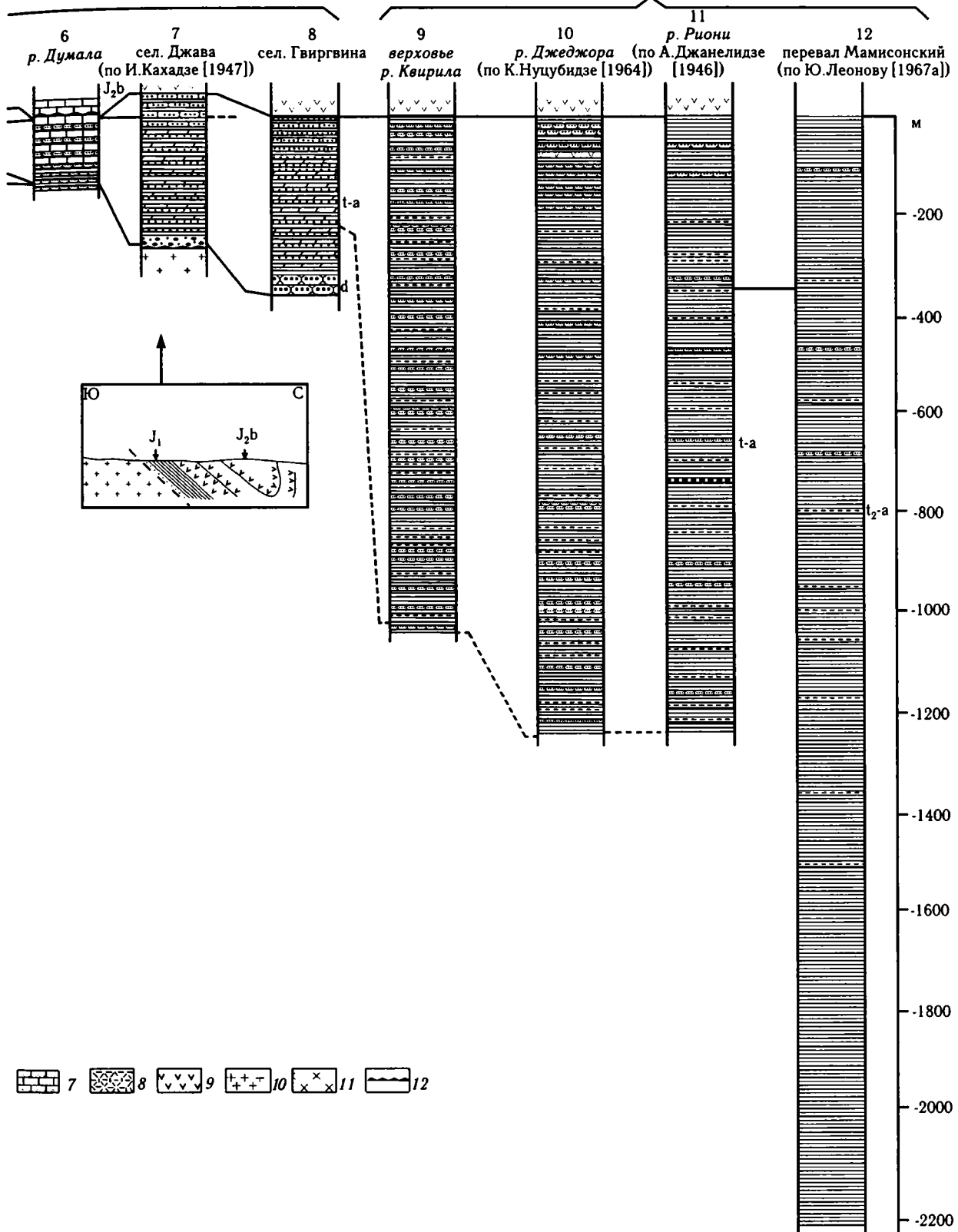


Рис. 5.5. Правая часть рисунка

ломочных часто брекчированных розоватых и красных известняков с прослоями серых и фиолетовых глинистых и мергелистых известняков. Примесь терригенного материала в них ничтожна, или он отсутствует полностью. Выходы известняков в настоящее время расположены спорадически, но равномерно по всей площади массива. Мощность их во всех выходах примерно одинакова и составляет 60–120 м, возможно, несколько уменьшаясь к югу. Подстиляется толща известняков в большинстве случаев кварцевыми и аркозовыми песчаниками, которые вниз по разрезу обычно переходят в мелкогалечные конгломераты. Многочисленные находки фауны [Джанелидзе, 1946 а,б,в; Кахадзе, 1947; Нуцубидзе, 1964; Топчишвили, 1965, 1968; и др.] указывают на принадлежность этих известняков к плинсбахскому, домерскому и тоарскому ярусам и нижнеааленскому подъярсу. Во всяком случае не вызывает сомнений присутствие отложений тоарского яруса и нижнеааленского подъяруса, на которые приходится 25–40 м мощности красноватых известняков. Верхний аален фаунистически нигде не охарактеризован и, по мнению исследователей, изучавших юрские отложения региона [Кахадзе, 1947; Нуцубидзе, 1964], он полностью отсутствует. Байосские же отложения ложатся на нижнеааленские с разрывом и трансгрессивно.

Несколько иной разрез можно наблюдать по р. Думала (см. рис. 5.4 и рис. 5.5, разрез 6). Здесь нижние горизонты представлены гравелитами и грубозернистыми песчаниками, которые вверх по разрезу становятся более тонкозернистыми и карбонатными. Верхняя часть разреза сложена толщей переслаивающихся карбонатных мелко- и среднезернистых песчаников и фиолетовых крупнокристаллических известняков. Прослои известняков часто имеют линзовидную форму. Вверх по разрезу увеличивается мощность известняковых прослоев, а роль обломочного материала уменьшается. В толще, переходной от песчаников к известнякам, встречается большое количество метилоидов. Этот разрез был описан И.Р. Кахадзе [1947] несколько иначе, но он также выделяет пачку слюдисто-кварцевых песчаников и глинистых сланцев, которая, вероятно, по положению в разрезе занимает место под толщей переслаивающихся песчаников и известняков. Из этого слоя приведена фауна, которая указывает на его принадлежность к верхнему лейасу (с ааленом). Учитывая эти данные и общий характер образований лейаса на Дзирульском массиве, можно считать, что толща переслаивающихся известняков и известковистых песчаников эквивалент-

на в возрастном отношении толще красных известняков остальной части массива.

Таким образом, на всей территории Дзирульского массива, исключая его северо-восточную часть, тоар-ааленские отложения представлены зоогенными известняками мощностью 25–40 м, которые в северной части массива обогащены обломочным материалом.

Иная картина наблюдается на северо-восточной периферии Дзирульского массива, где образования нижней юры — аалена представлены песчано-сланцевыми толщами значительной мощности. В частности, в окрестностях сел. Джава описан следующий разрез [Кахадзе, 1947]: 1 — базальные кварц-аркозовые конгломераты (10 м); 2 — зеленые, серые, фиолетовые или шоколадного цвета мергелистые сланцеватые глины с конкрециями сидерита, с прослоями сланцеватых песчаников, тонкими линзами ископаемых углей и отпечатками растений (200 м); 3 — толща чередующихся тонкослоистых туфогенных песчаников и мергелистых глин (80 м). Выше залегают отложения порфиритовой свиты байоса.

Полоса выходов верхнелейасовых-ааленских отложений прослеживается вдоль всей северо-восточной окраины массива, и везде эти отложения имеют сходный облик и одинаковое строение. Характерны флишоидный облик отложений и наличие прослоев гравелитов с обломками розовых гранитоидов, сходных с таковыми Дзирульского массива. Таким образом, в отличие от остальной территории массива, на его северо-восточной периферии развиты песчано-глинистые и мергельно-глинистые фации. Общая мощность отложений порядка 400 м. Возрастной интервал, отвечающий времени накопления этих толщ, соответствует домерскому, тоарскому и ааленскому векам.

Севернее Дзирульского массива нижнеюрско-ааленские отложения появляются в виде спорадических выходов в ядрах антиклинальных складок и в зонах разломов в районе верхнего течения р. Квирила и в долинах рек Паца и Джеджора, где они представлены толщей глинистых сланцев и песчаников сорской свиты. Видимая мощность пород сорской свиты до 1500 м. По аналогии с другими районами и на основании нахождения ископаемых остатков фауны эти толщи датированы [Нуцубидзе, 1964] тоаром — нижним ааленом.

Севернее выходы отложений лейаса-аалена известны в Верхней Раче в бассейне р. Риони и в районе Мамисонского перевала. В Верхней Раче сорская свита обнажена в ядре крупной антикли-

нали, крылья которой сложены породами вулканогенной свиты байоса. Представлена сорская свита толщей темных глинистых сланцев. Сланцы пиритовосны, содержат растительные остатки фауны двусторок и аммонитов, на основании которой нижние части разреза сорской свиты отнесены [Джанелидзе, 1946в] к тоарскому ярусу (зона *Naugoseras exagatum* нижнего тоара). В районе Мамисонского перевала к тоару—аалену отнесена мощная толща пород, нижние горизонты которой представлены глинистыми сланцами (1200–1400 м) и глинистыми сланцами с тонкими прослоями алевролитов. Верхняя часть разреза сложена глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников [Леонов Ю., 1967 а,б].

Из приведенного описания схемы сопоставления тоар-ааленских отложений можно сделать вывод об одновозрастности средней части красных известняков, развитых в пределах Дзирульского массива, и песчано-сланцевых толщ его северо-восточной периферии, расположенной севернее Гагра-Джавской зоны и Южного склона Большого Кавказа. Действительно, во всех разрезах прослеживаются отложения тоарского и нижеааленского возраста, и почти во всех разрезах они получают палеонтологическую характеристику.

Образование красных известняков Дзирульского массива связывается [Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе И., 1949; Дзоценидзе и др., 1950, 1953] с процессами седиментации, происходящими в мелководном, но открытом морском бассейне эпиплатформенного типа. Об этом свидетельствуют: органогенно-обломочная природа большей части карбонатных толщ; большое количество разнообразной фауны (брахиоподы, пелециподы, криноидеи, аммониты); текстурные особенности (горизонты перемыва и хардграунда, брекчиевидное строение, наличие конседиментационных брекчий и пр.). Изредка встречаются трещины усыхания. В известняках отмечено незначительное количество продуктов перемыва гранитных пород [Дзоценидзе и др., 1950, 1953].

В противоположность известнякам, песчано-сланцевые толщи северо-восточной периферии массива и более северных районов образовались на больших глубинах и в удалении от берега, на что указывает наличие только аммонитовой фауны и отсутствие грубого терригенного материала. Осадки лейаса—аалена, кроме того, по северной периферии массива обладают флишоидным обликом. В них развита градационная слоистость типа флишевой, слепки струй течения и пр. К северу отложе-

ния тоара—аалена теряют флишоидный облик и становятся более тонкозернистыми (глины, алевролиты), что указывает на большую удаленность от источников сноса. В районе Южного склона Большого Кавказа намечается центральная часть верхне-лейасового—ааленского морского бассейна [Кахадзе, 1947; Леонов Ю., 1967 а,б]. Таким образом, устанавливается два типа разрезов, сложенных различными типами отложений. Первый тип представлен известняками, образовавшимися в условиях мелководного шельфа, второй — песчано-глинистыми и глинистыми отложениями, связанными с более глубоководными условиями обширного морского бассейна, который вырисовывается для этого времени на месте северной части Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа, где, как уже говорилось, намечается его осевая часть. Области развития карбонатных и терригенных отложений разделены узкой полосой, где одновозрастные образования отсутствуют. Нет и переходных фаций между известняками и песчано-сланцевыми толщами, что, как будет видно в дальнейшем, является весьма примечательной чертой ряда палеобассейнов Кавказа и некоторых других регионов.

Распределение фаций верхнелейасовых и ааленских отложений (см. рис. 5.5), как считают многие исследователи [Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе И., 1949; Нуцубидзе, 1964; Леонов М., 1971], показывает увеличение роли песчаного материала в направлении с севера на юг, к району Грузинской глыбы и Дзирульского массива. В этом же направлении уменьшаются мощности и, как можно было видеть, глубина бассейна. Все эти факты приводят к заключению, что источники сноса находились в районе Дзирульского массива. Подобный вывод и был сделан всеми исследователями, работавшими в этих районах [Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе И., 1949; Дзоценидзе и др., 1950, 1953; Топчишвили, 1968]. Достоверных данных о лейасовых и ааленских отложениях территории всей Грузинской глыбы нет, но достаточно ясно, что поверхность Дзирульского массива не могла быть подвергнута сколько-нибудь существенному размыву и поставлять терригенный материал в прилегающий с севера бассейн, так как сама в это время испытывала опускание поверхности фундамента, что зафиксировано в мощностях развитых на массиве отложений. Отсутствие же сколько-нибудь значительной примеси обломочного материала в толщах известняков позволяет предполагать, что участки суши в этих районах отсутствовали или были чрезвычайно незначительны. С одной стороны, следователь-

но, терригенный материал должен был, как показывает распределение фаций и мощностей, поступать с юга, со стороны Дзирульского массива, с другой — поверхность массива размываться не могла, так как массив в это время погружался и был ареной площадного отложения карбонатных пород практически без примеси терригенного материала.

Возможны три варианта объяснения этого противоречия.

1. На месте Дзирульского массива находилась область, поставляющая терригенный материал, но она была впоследствии перекрыта тектонически, и мы видим теперь на этом месте иной разрез, т.е. массив находится в аллохтонном залегании.

2. В тылу массива существовала суша, а массив соответствовал зоне шельфа с крутым подводным склоном. Разрушению подвергалась подводная часть уступа. Кроме того, кластический материал поступал с расположенной южнее суши, минуя шельф по подводным каньонам.

3. Зона Дзирульского массива являлась относительно асимметричным поднятием внутри обширного морского бассейна. Южная часть этого поднятия представляла собой мелководную карбонатную платформу. Северная — была относительно приподнята, имела систему островной суши, северный склон которой был крутой и подвергался разрушению и размыву.

В пользу первого варианта свидетельствует нахождение в отложениях тоара-аалена северо-восточной окраины массива минералов из группы устойчивых, которые неизвестны ни в одной из пород массива, и отсутствие в этих отложениях продуктов разрушения кварцевых порфиров, достаточно широко представленных на территории массива [Дзоценидзе и др., 1950, 1953]. Различен и возрастной объем ааленских толщ на массиве и севернее его. Там, где отлагались красные известняки, отсутствует верхний аален, и порфиритовая свита байоса залегает на них с размывом. Причем нижняя зона байоса отсутствует. На северо-востоке переход между ааленскими и байосскими отложениями постепенный. Все эти соображения, конечно, ни в коей мере не решают проблемы, но они и не позволяют просто отмахнуться от нее. Второй вариант, предполагающий в тылу наличие суши, — просто гипотеза, в пользу существования которой никаких прямых данных нет. Ее выдвинул, основываясь на косвенных соображениях, П.Д. Гамкрелидзе [1949], и не упомянуть о ней нельзя.

Наиболее вероятным представляется третий вариант. Во-первых, на Храмском и Локском мас-

сивах, которые расположены южнее Дзирульского, известны отложения верхнего лейаса и аалена, представленные в морских фациях [Джанелидзе, 1946 а,в]. Во-вторых, красные известняки юрского возраста, до деталей сходные с развитыми на Дзирульском массиве, известны во многих районах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, в частности, в Эллинидах и в Альпах. Это отложения фации «аммонитико рессо», названные так по характерной красной окраске и содержанию большого количества аммонитов. Известняки фации «аммонитико рессо» занимают обычно очень строгую структурно-палеотектоническую позицию и приурочены или к мелководным зонам внутри обширных морских бассейнов, или к склонам неритовых областей. Так, в Эллинидах, по Ж.Обуэну [1967], подобные образования приурочены к Апулийской платформе и поднятию Гаврово и имеют, кстати, верхнелейасовый возраст.

Все эти соображения позволяют предполагать, что область Дзирульского массива в тоар-нижне-ааленское время была приподнята над общим уровнем морского дна и имела достаточно крутой северный склон, о чем говорит непосредственная близость отложений разных глубин. Верхняя часть уступа разрушалась и размывалась. Существовали, вероятно, и островные участки суши, расположенные на внешнем краю поднятия, но они, как уже говорилось, были крайне незначительны.

Таким образом, устанавливается асимметричный профиль морского дна. На мелководной, типа шельфовой, площадке происходит накопление толщ известняков малой мощности. Рядом, в более глубоководных условиях, частично на склоне, отлагались мощные толщи песчано-глинистых пород. Эти отложения отделены друг от друга зоной отсутствия однообразных осадков, которая соответствовала перегибу от шельфа к подводному склону и, разрушаясь, поставляла кластический материал. А в прилегающий прогиб, в области накопления карбонатных фаций, этот материал, естественно, поступать не мог или поступал в самом незначительном количестве. Область отсутствия переходных отложений отвечала зоне разлома, который и обусловил существование уступа. При этом вертикальная составляющая движения по этому разлому была, по-видимому, незначительна, так как, если бы она была достаточно выразительной, это нашло бы отражение в мощностях и фациальном составе отложений, образующихся в этой зоне. Остается допустить наличие преобладающей (или, во всяком случае, су-

шественной) горизонтальной составляющей движения, что позволяет объяснить поступление в бассейн огромного количества обломочного материала и его локальный односторонний снос. При этом скорость продвижения размывающегося объема горных масс компенсировалась скоростью их разрушения.

Но, независимо от трактовки механизма и условий образования описанных отложений, устанавливается асимметричный профиль дна обширного морского бассейна. Соотношения, подобные описанным, не представляют исключительного случая, а являются весьма распространенными.

Кампан-маастрихтские отложения Грузинской глыбы и флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа

На территории Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой области развиты толщи толсто- и тонкослистых известняков литографского типа с тонкими прослоями мергелей [Цагарели, 1954; Гамкрелидзе П., 1949] (рис. 5.6). Мощность известняков, достигающая в центральной части

Аджаро-Триалет 500 м, при приближении к глыбе и на ней самой сокращается до 30–60 м. В целом, это очень тонкие карбонатные осадки почти без примеси терригенного материала, которые отлагались в условиях обширного морского бассейна эпиплатформенного типа. Глубины были, видимо, незначительны, о чем свидетельствует достаточно обильная фауна. Севернее, во флишевом бассейне, в это время образовывался карбонатный флиш, представленный ритмично чередующимися литографскими известняками, мергелями и мергелистыми глинами с редкими прослоями песчаников и алвролитов. В самой южной зоне развития флишевых фаций наблюдаются горизонты конгломерато-брекчий хаотического строения общей мощностью от 70 до 300 м. Обломки и глыбы состоят главным образом из известняков верхней юры и вулканогенных пород предположительно байосского возраста в фациях Грузинской глыбы. В меньшем количестве представлены породы нижне- и верхнемелового флиша. Глыбы, как правило, не окатаны, их размер в поперечнике в среднем 0,2–1,5 м и более. Они попадали в бассейн во время накопления тонких карбонатных илов, о чем свидетельствует то, что они вмяты в незатверде-

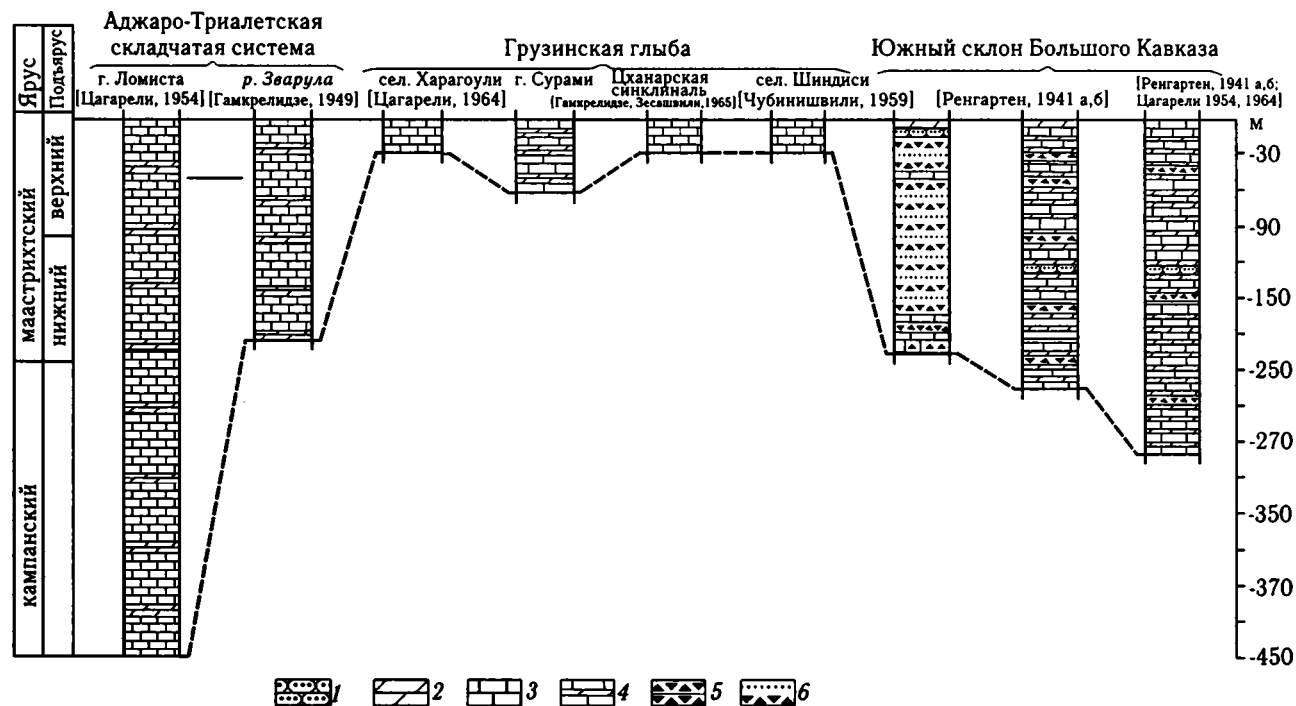


Рис. 5.6. Схема сопоставления разрезов кампан-маастрихтских отложений Аджаро-Триалетской системы, Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа

1 — песчаники; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — карбонатный флиш; 5 — конгломераты и брекчии; 6 — глыбовые брекчии

ший осадок. Мощность толщи хаотических глыбовых брекчий уменьшается к северу. В том же направлении уменьшаются размер глыб и количество песчаного материала [Ренгартен, 1941; Цагарели, 1954, 1964].

Все это говорит о том, что поступление обломочного материала происходило с юга, со стороны Грузинской глыбы. Образование глыбовых конгломерато-брекчий с хаотическим внутренним строением всегда связывалось [Цагарели, 1954, 1964; и др.] с существованием на границе глыбы и расположенного севернее относительно глубоководного флишевого бассейна кордильеры или участка суши, которые и были поставщиками грубого материала. Вместе с тем, однообразный характер осадконакопления на глыбе и в зоне флиша и отсутствие заметной примеси материала алевропесчаной размерности не позволяют предполагать существование сколько-нибудь значительных участков суши. Скорее всего, это был единый бассейн с асимметричным поднятием и небольшими островными участками суши.

Здесь мы опять сталкиваемся с односторонним сносом обломочного материала. Вероятно, существовал крутой уступ, краевая часть которого и разрушалась. Но для того, чтобы образовались такие грубые, хаотически построенные брекчий значительной мощности, необходимо допустить большую тектоническую неустойчивость этой зоны и существование здесь зоны разлома или системы разломов со значительной амплитудой движения, так как выведенными на поверхность морского дна оказались породы верхней и средней юры и даже гранитного фундамента (гальки гранитоидов в брекчиях). Однако, судя по отложениям этого времени, по их мощностям и фациальному однообразию, значительных вертикальных подвижек не происходило.

Остается связать образование глыбовых брекчий, которое происходит на фоне накопления тонких карбонатных осадков, с движениями, имеющими горизонтальную составляющую. Тем более, что в современной структуре эти образования оказываются под плоскостью надвига. В целом, верхнемеловые горизонты хаотических брекчий являются аналогом эоцен-олигоценых тектоногравитационных микститов, формирование которых связано с тектоническим дроблением и дезинтеграцией фронтального уступа Закавказского массива (Грузинской глыбы) в процессе его латерального движения (см. главу 6 данной книги, а также: [Леонов М., 1975, 1981]).

Турон-кампанские отложения Северо-Западного Кавказа

Примером аналогичных взаимоотношений может служить и флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа в поздне-туронское и кампанское время (рис. 5.7 и 5.8). Здесь разделенные узкой полосой отсутствия одновозрастных отложений распространены толщи эпиплатформенных (шельфовых) слоистых известняков малой мощности, с одной стороны, и терригенно-карбонатного флиша — с другой. Мощность флишевых толщ в десятки и сотни раз превосходит мощность эпиплатформенных карбонатных пород. Зона отсутствия переходных фаций интерпретируется как кордильера, отделяющая эпиплатформенную область от флишевого бассейна. При приближении к зоне «кордильеры» мощность флишевых отложений уменьшается, увеличивается количество терригенного материала, появляются грубые осадки, вплоть до брекчий. Следовательно, и здесь наблюда-

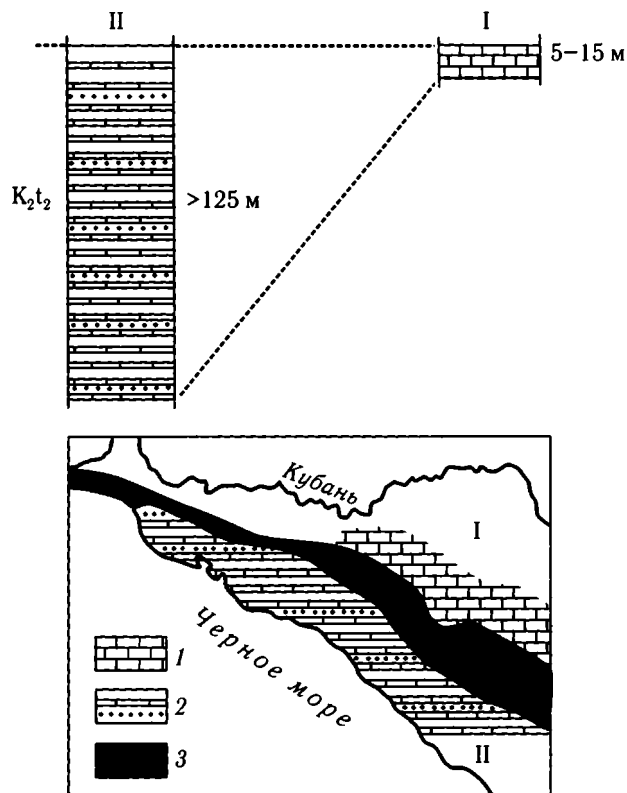


Рис. 5.7. Схема фаций верхнего турона Северо-Западного Кавказа

1 — известняки эпиплатформенного типа; 2 — карбонатный флиш; 3 — область отсутствия отложений верхнего турона

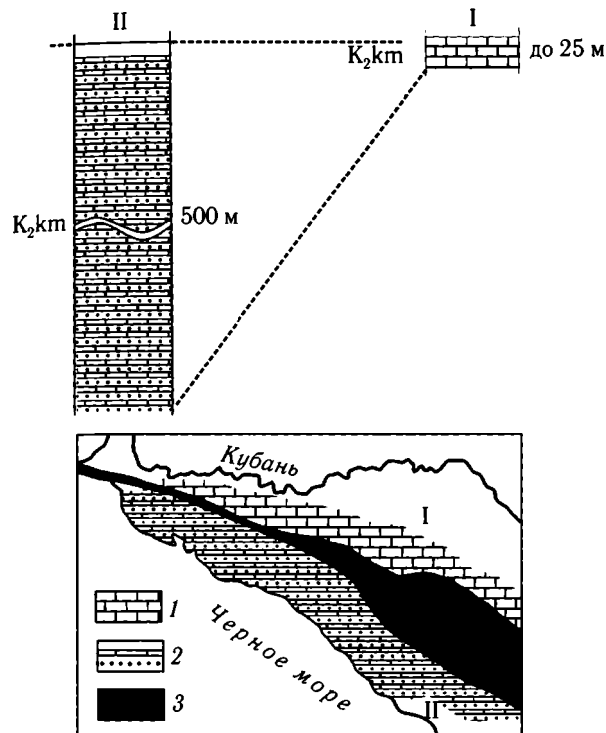


Рис. 5.8. Схема фаций кампана Северо-Западного Кавказа. По: [Келлер, 1947])

1 — известняки эпиплатформенного типа; 2 — терригенно-карбонатный флиш; 3 — область отсутствия отложений кампана

дается поступление обломочного материала с «кордильеры» локально в одну сторону — к флишевому прогибу. Это противоречие подметил, в частности, Б.М. Келлер [1947] и объяснил его поступлением обломочных частиц из района замыкания бассейна с юго-востока и особенно с северо-запада и разносом их вдоль трога. Хотя разнос материала вдоль бассейна — явление реальное, существованием только продольного разноса нельзя объяснить следующие факты: 1 — приуроченность наибольшего количества песчаного материала к верхней части склона прогиба; 2 — наличие грубокластических пород в зоне, непосредственно примыкающей к зоне предполагаемой кордильеры; 3 — проблематичность наличия в верхнемеловое время такого крупного источника обломочного материала на северо-западе бассейна. Таким образом, и в данном случае, наблюдая асимметрию в поступлении обломочного материала, нужно констатировать асимметричный профиль морского дна относительно зоны размыва. Именно это и обусловило накопление с одной стороны «кордильеры» мелководных карбонатных образований, а с другой ее сторо-

ны — терригенных и терригенно-карбонатных флишевых отложений. Эти соотношения близки тем, которые описаны для кампан-маастрихтских толщ Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа.

5.3. Выводы

Итак, во всех описанных случаях устанавливается асимметричный профиль морского дна относительно зоны размыва («кордильеры») (рис. 5.9). Мелководные шельфовые карбонатные отложения отделены от более глубоководных флишоидных или флишевых образований склона и его подножия зоной отсутствия одновозрастных отложений или

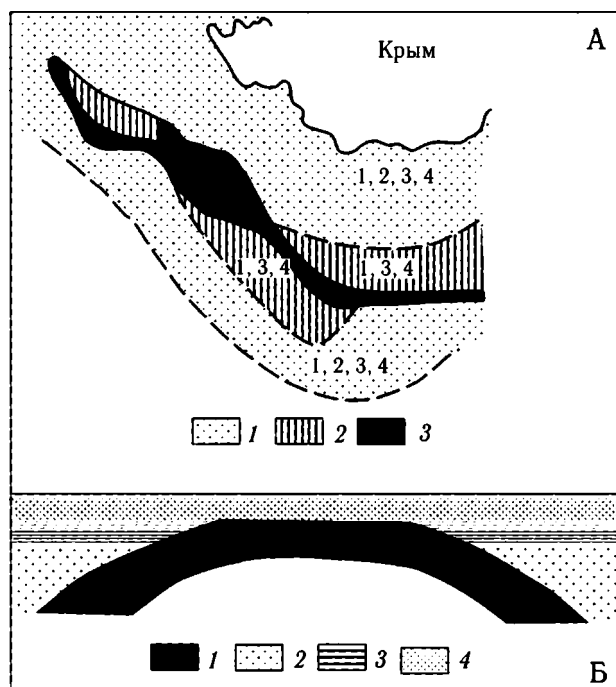


Рис. 5.9. Схема расположения слоев на дне Черного моря у юго-западного берега Крыма после отложения будущих черноморских осадков (А) и геологический разрез на дне Черного моря после образования осадков, которые перекроют современные отложения (Б). По: [Архангельский, 1928, 1938]

На А изображены области: 1 — с нормальной последовательностью отложений, 2 — где отсутствуют древние черноморские осадки, 3 — где отсутствуют древние и современные черноморские отложения и где будущие осадки налегают на новоевксинские слои. Последовательность слоев и их выпадение показаны цифрами.

На Б: 1 — новоевксинские глины; 2 — древнечерноморские осадки; 3 — современные осадки; 4 — будущие осадки

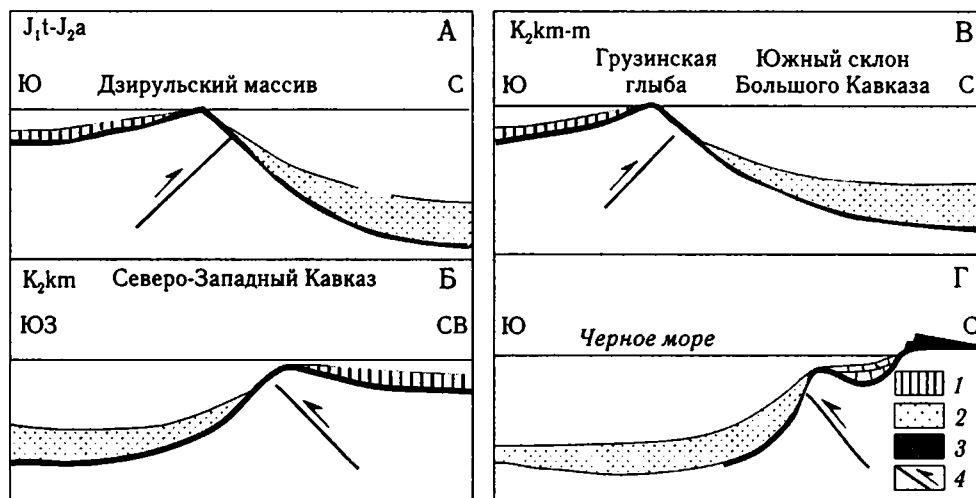


Рис. 5.10. Реконструкция морфологии дна тоар-ааленского (А) и верхнесенонских (Б, В) бассейнов и современный профиль дна (Г) северной части Черного моря

1, 2 — отложения: 1 — шельфовые, 2 — склона и его подножия (флиш); 3 — фундамент; 4 — зона надвига

контактируют по надвику. Зона, в которой отсутствуют «переходные» отложения, соответствует, вероятно, перегибу морского дна. Породы, выходившие в этой зоне на поверхность морского дна (а частично и в субаэральных условиях) разрушались вследствие тектонической активности этой зоны и размывались благодаря их выходу на поверхность дна и активности водных течений. Эти процессы в совокупности давали значительные массы терригенного материала, в том числе и грубокластического. Немалую роль в этом процессе играли и обвально-оползневые явления. Отсутствие реально выраженных вертикальных подвижек (они, конечно, имели место, но не были значительными и оп-

ределяющими тектонический режим), о чем свидетельствует постоянство фациального состава отложений, заставляет предполагать наличие горизонтальной составляющей движения, что может объяснить одностороннее поступление огромных масс терригенного материала и современную структуру этих зон (рис. 5.10).

Обозначенные соотношения сходны с таковыми мелководных осадков шельфа и более глубоководных — континентального склона и его подножия в современных водоемах, о чем было сказано в начале работы. Таким образом, интерпретация, данная для палеобассейнов Кавказа, находит подтверждение и на современном материале.

Глава 6

Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа

М.Г. Леонов

6.1. О тектоногравитационных микститах

В 60–80 годах XX столетия среди геологов чрезвычайно широк был интерес к так называемым хаотическим комплексам пород: меланжам, олистограммам, тиллитам и пр. Геологическая литература — и российская, и зарубежная — буквально пестрела публикациями на эту тему (библиография содержится в: [Леонов М., 1981]). Но к середине 90-х годов интерес к проблеме начал ослабевать, так как казалось, что основные закономерности образования и распространения этих своеобразных отложений достаточно понятны и больше не требуют пристального внимания. Однако многие положения геологии хаотических комплексов, хорошо понятные геологам того времени, в настоящее время стали забываться, и мы вновь возвращаемся к тому положению вещей, когда термином «олистограмм» называли *любые* толщи с осадочным матриксом и внутренним хаотическим строением. Процесс этот в определенной степени связан с тем, что в журнальных статьях публиковались, в основном, главные, фундаментальные закономерности геологии хаотических комплексов, а развернутый фактический материал был изложен в малотиражных монографиях, зачастую недоступных широкому кругу специалистов. А именно знание деталей строения этих породных комплексов и их взаимоотношений с окружающими образованиями позволяют правильно диагностировать их генезис и геодинамические условия формирования. Данная глава в определенной степени восполняет этот пробел.

Упомянутые выше комплексы хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, такие как олистограммы, меланжи, тиллиты и

пр., широко представлены в разрезе земной коры, и они объединены в самостоятельную категорию геологических образований — микститы (от англ. *mixture* — смесь) [Леонов М., 1981]. Одной из наиболее распространенных групп хаотических комплексов (микститов) являются образования, которые выделялись под названием «олистограммы». По поводу их генезиса существовали самые различные мнения. Однако в процессе исследований выяснилось, что в группу олистограмм включены различные генетические типы хаотически построенных породных комплексов, и в настоящее время среди них выделены, в частности, тектоногравитационные, гравитационные, ледниково-гравитационные и вулканогенно-гравитационные микститы. Не затрагивая проблем понятийно-терминологической базы (эти вопросы детально изложены в: [Леонов М., 1981]), отмечу, что здесь основное внимание будет уделено *тектоногравитационным*, а также ассоциирующим с ними *гравитационным*, *вулканогенно-гравитационным* и *тектоническим* микститам.

Генетический ряд становления тектоногравитационных микститов, с момента их зарождения до окончательного оформления в современной структуре, выглядит следующим образом:

Процесс тектонический ⇒	Процесс оползания ⇒	Процесс тектонический
Расчешуивание материнского аллохтонного массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала	Перемещение по склону седиментационного бассейна, дополнительная дезинтеграция и перемешивание захват осадочного материала сейна	

Существует своеобразный структурно-вещественный парагенез «тектонический покров — седиментационное образование — осадочный меланж», который отражает единство и взаимообусловленность тектонических и седиментационных процессов, а сами *тектоногравитационные микститы являются комплексами-показателями горизонтальных движений блоков земной коры*. При этом нужно отметить, что третья составляющая генезиса тектоногравитационных микститов, т.е. преобразование их в тектоническую смесь (осадочный меланж) имеет место далеко не всегда и проявляется с различной степенью интенсивности. Формы реализации горизонтальных движений и механизмы формирования тектонических покровов могут быть различными. При этом особенности структуры, строения и типа движения покровов находятся в определенном соответствии со строением, составом и формой залегания хаотических образований, и изучение структурно-седиментационных микститовых парагенезов позволяет реконструировать характер проявления горизонтальных подвижек земной коры [Леонов М., 2002].

В пределах Кавказа хаотические комплексы пользуются широким распространением. Они известны в меловых отложениях Дагестана и Западного Кавказа, майкопских отложениях Предкавказья, меловом флише Южного склона Большого Кавказа, в меловых и палеогеновых отложениях Малого Кавказа и т.д. Более того, исторически сложилось так, что Кавказ стал одним из базовых регионов развития представлений по геологии этих специфических образований [Келлер, Меннер, 1945; Гроссгейм, 1948; Москвин, Семихатов, 1956; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Леонов М., 1975, 1981; Борукаев и др., 1981; Копп, 1990б, 1991б; и мн. др.]. Наиболее полно изучены микститовые комплексы Южного склона Большого [Леонов М., 1975; Копп, 1990б, 1991б; др.] и Малого [Книппер, 1975; Соколов, 1977; и др.] Кавказа. В данной работе будут рассмотрены хаотические комплексы Южного склона Большого Кавказа, которые являются важным седиментационно-тектоническим элементом региона, отражающим ряд фундаментальных закономерностей строения и эволюции этой горной страны.

На территории Кавказского перешейка выделяется несколько геотектонических элементов и среди них — флишевая зона Южного склона Большого Кавказа и Закавказская межгорная зона (рис. 6.1). Первая представляет собой сложно построен-

ный асимметричный синклиниорий, выполненный мощными толщами верхнеюрского, мелового и палеогенового флиша. Тектонический стиль зоны определяется серией узких, запрокинутых к югу асимметричных и изоклинальных складок, разорванных по южным крыльям надвигами. К югу от флишевой зоны расположена Закавказская межгорная зона (Грузинская и Азербайджанская глыбы), на территории которой в позднеюрско-палеогеновое время накапливались карбонатно-терригенные субплатформенные осадки незначительной мощности. В неоген-четвертичное время эта область в большей своей части становится ареной накопления моласового комплекса.

В узкой полосе на границе этих двух геологических единиц зажатый в надвигах между толщами мел-палеогенового флиша и тектонически их подстилающими образованиями Закавказской межгорной зоны развит комплекс отложений верхнего эоцена — олигоцена (рис. 6.2). Этот комплекс является составной частью флишевых отложений Южного склона Большого Кавказа и сложен мощной (более 1000 м) толщей песчано-глинистых пород, внутри которых заключены горизонты, прослои и линзы глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, реже конгломератов, а также отдельные достигающие огромных размеров глыбы, блоки и пластины вулканогенных и осадочных пород более древних, чем вмещающая их масса. Полоса этих образований протягивается вдоль Южного склона более чем на 200 км при максимальной ширине 3–5 км. Изучением рассматриваемого комплекса занимались многие геологи [Адамия, 1953, 1958; Варенцов, 1950; Варенцов, Мордовский, 1954; Вассоевич, 1932, 1960 и др.; Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977; Копп, 1990б, 1991б; Майсадзе, 1969, 1970 а,б; Мамедов, 1968; Мревлишвили, 1957, 1960 и др.; Ренгартен, 1932; и мн. др.], данные которых использованы в этой работе. Основной же материал получен в процессе личных исследований автора; он детально изложен в специальной монографии [Леонов М., 1975].

Отложения верхнего эоцена — олигоцена, развитые в пограничной полосе между флишевой зоной Южного склона Большого Кавказа и Закавказской межгорной зоной, представляют собой сложный комплекс, который может быть подразделен на несколько типов, различающихся внутренним строением, набором породных комплексов и положением в структуре. Они были изучены на двух ключевых участках, описание которых приведено ниже.

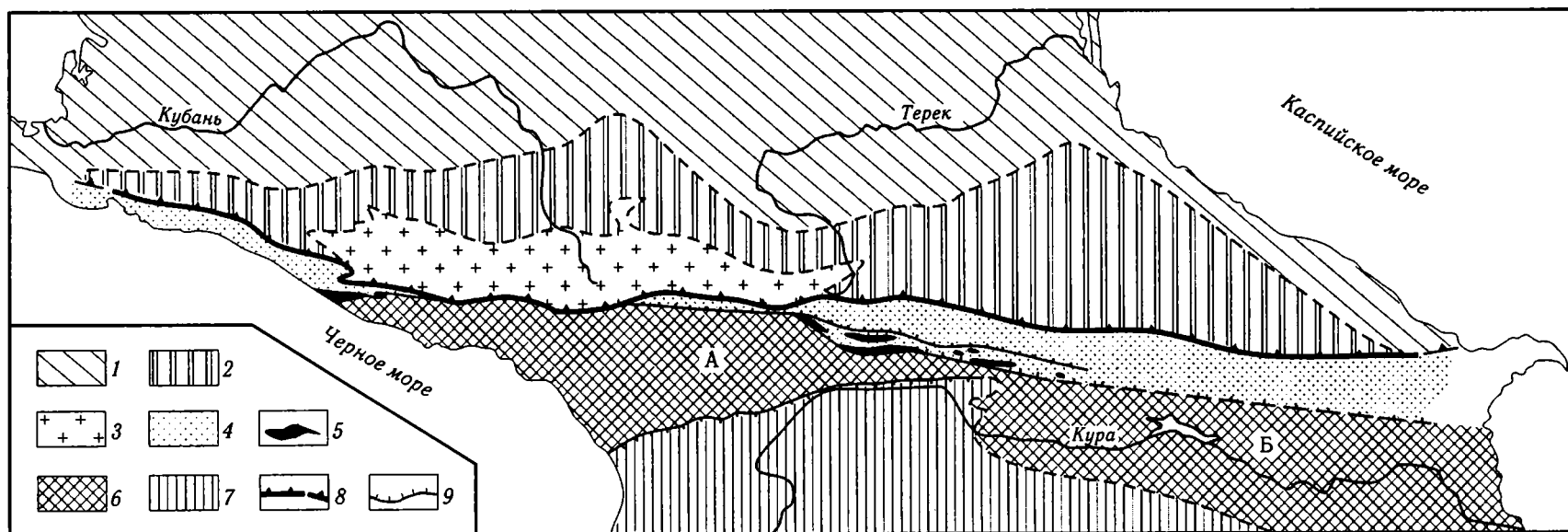


Рис. 6.1. Основные структурно-формационные зоны Кавказа

1 — эпигерцинская платформа и краевые прогибы; 2 — зона Северного склона Большого Кавказа и поднятия Главного хребта; 3 — зона выходов кристаллического цоколя; 4 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа и Южного склона Большого Кавказа; 5 — зона распространения эоцен-олигоценовых микститов; 6 — Закавказская межгорная зона (глыбы: А — Грузинская, Б — Азербайджанская); 7 — Аджаро-Триалетская складчатая система и Малый Кавказ; 8 — Главный надвиг Большого Кавказа; 9 — прочие разрывы

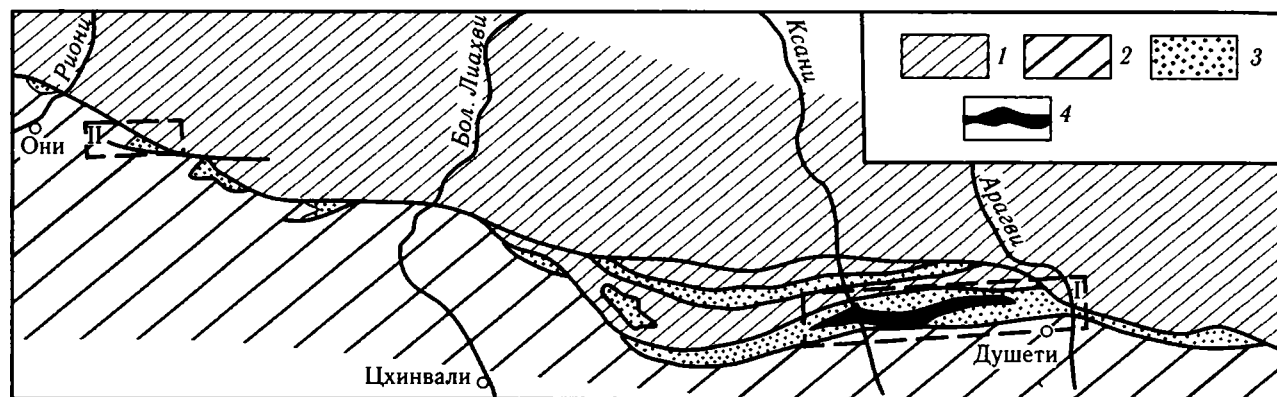


Рис. 6.2. Схема расположения выходов микститсодержащих отложений эоцена–олигоцена в пределах Южного склона Большого Кавказа

1 — мел-палеогеновый флиш; 2 — Грузинская глыба; 3 — выходы микститсодержащих отложений эоцена–олигоцена; 4 — конседиментационный покров, сложенный породами лейаса–байоса и заключенный среди отложений эоцена–олигоцена. На врезках I, II — контуры карты и схемы, представленных на рис. 6.3 (I), 6.10 (II)

6.2. Фактический материал

Микститы района междуречья Арагви–Ксани

В области междуречья Арагви–Ксани микститсодержащие отложения верхнего эоцена — олигоцена образуют две узкие полосы, вытянутые в субширотном направлении (рис. 6.3 и 6.4).

Северная полоса соответствует сложно построенной Садзегурской синклинали. Складка асимметрична, запрокинута к югу, а ее северное крыло срезано надвигом. Крылья синклинали сложены отложениями мела–палеогена, ядро выполнено отложениями ильдоканской свиты среднего–верхнего эоцена, возможно, нижнего олигоцена [Леонов М., 1975; Копп, 1990б, 1991б]. Породы верхнего эоцена — олигоцена представлены мощной (до 1500 м) толщей глинистых сланцев, аргиллитов и глин с прослоями алевролитов и песчаников, местами детритовых. Породы имеют облик типичного флиша с присущими ему структурно-текстурными признаками (градационная слоистость, слепки струй течения, гиероглифы и пр.). В толще присутствуют прослои и линзы брекчий и микробрекчий незначительной мощности (десятки сантиметров, редко до 1 м и более). Размер обломков и блоков обычно не превышает 20–30 см в поперечнике. Степень окатанности обломков слабая, сортировка отсутствует или обладает признаками градационной. Состав обломков: серые пелитоморфные известняки типа верхнеюрских, известняки литографской свиты верхнего мела, различные

мергели, алевролиты и аргиллиты, порфириды байосской серии.

Южнее располагается сложная запрокинутая к югу и срезанная надвигами антиклиналь, ядро которой выполнено породами мел-палеогенового флиша. Еще южнее, на границе с Закавказской межгорной зоной, расположена южная полоса выходов микститсодержащих отложений верхнего эоцена — олигоцена. На описании южной полосы остановимся более подробно, так как именно отложения этой зоны несут основную информацию о строении и механизме формирования микститовых комплексов данного региона.

Тектоническая структура микститсодержащего комплекса. Южная полоса выходов эоцен-олигоценых микститов имеет ширину до 4–5 км, ограничена с севера и с юга региональными надвигами и в генеральном плане представляет собой крупную запрокинутую к югу асимметричную синклираль с сорванным и расчешуенным северным крылом (рис. 6.5, см. рис. 6.4). По линии южного — Аргуно-Орхевского надвига образования верхнего эоцена надвинуты на различные горизонты и структуры олигоцен-миоценовой молассы, слагающие северный борт Грузинской глыбы. В свою очередь, они по Ананурско-Ильдоканскому надвигу перекрыты породами ниже-верхнемелового–палеогенового флиша Южного склона Большого Кавказа.

Эта крупная синклинальная складка разбита на серию тектонических чешуй, надвинутых одна на другую с севера на юг и сложенных различными членами разреза верхнего эоцена — олигоцена. Строение зоны осложнено системой конседиментационных покровных пластин и поздних тектони-

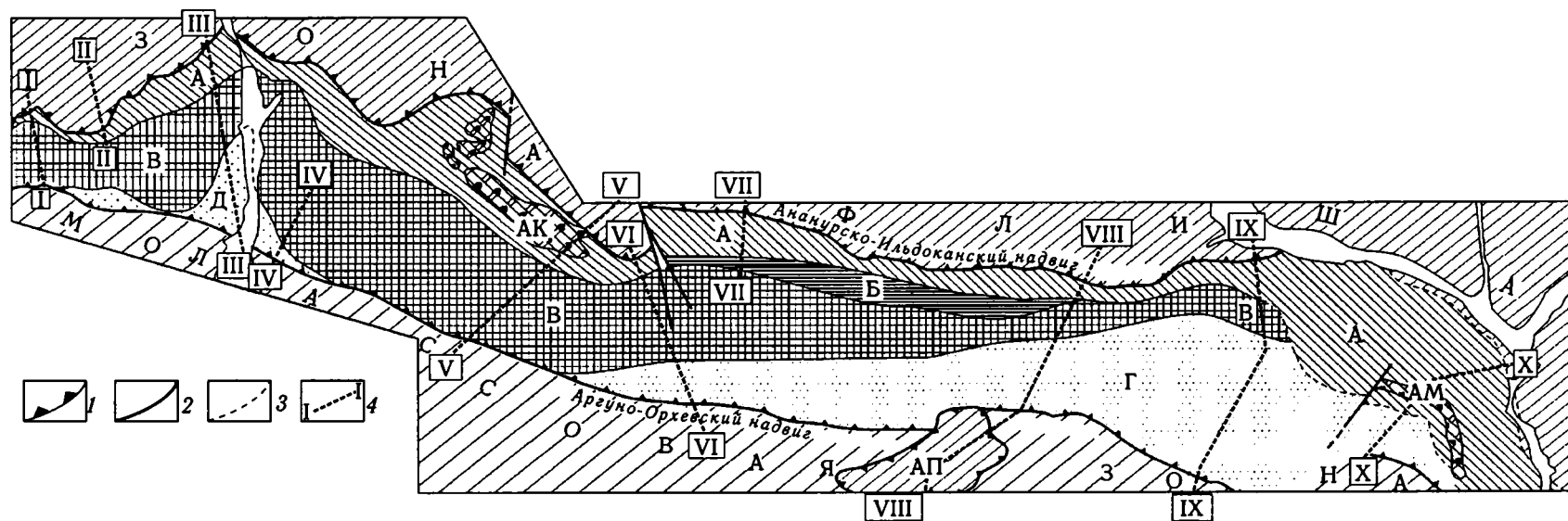


Рис. 6.3. Схема основных структурных элементов зоны развития миксититсодержащих отложений эоцена–олигоцена в междуречье Арагви–Ксани
 1 — главные межформационные надвиги; 2 — прочие внутриформационные разрывы (надвиги и сдвиги); 3 — предполагаемые разрывы; 4 — местоположение профилей I–I — X–X.

Тектонические чешуи: А — Северная, Б — Аркалинская, В — Юрская, Г — Южная, Д — Ксанская; покровные пластины: АК — Алевис-Кльде, АМ — Аранисский массив, АП — Аргунский покров

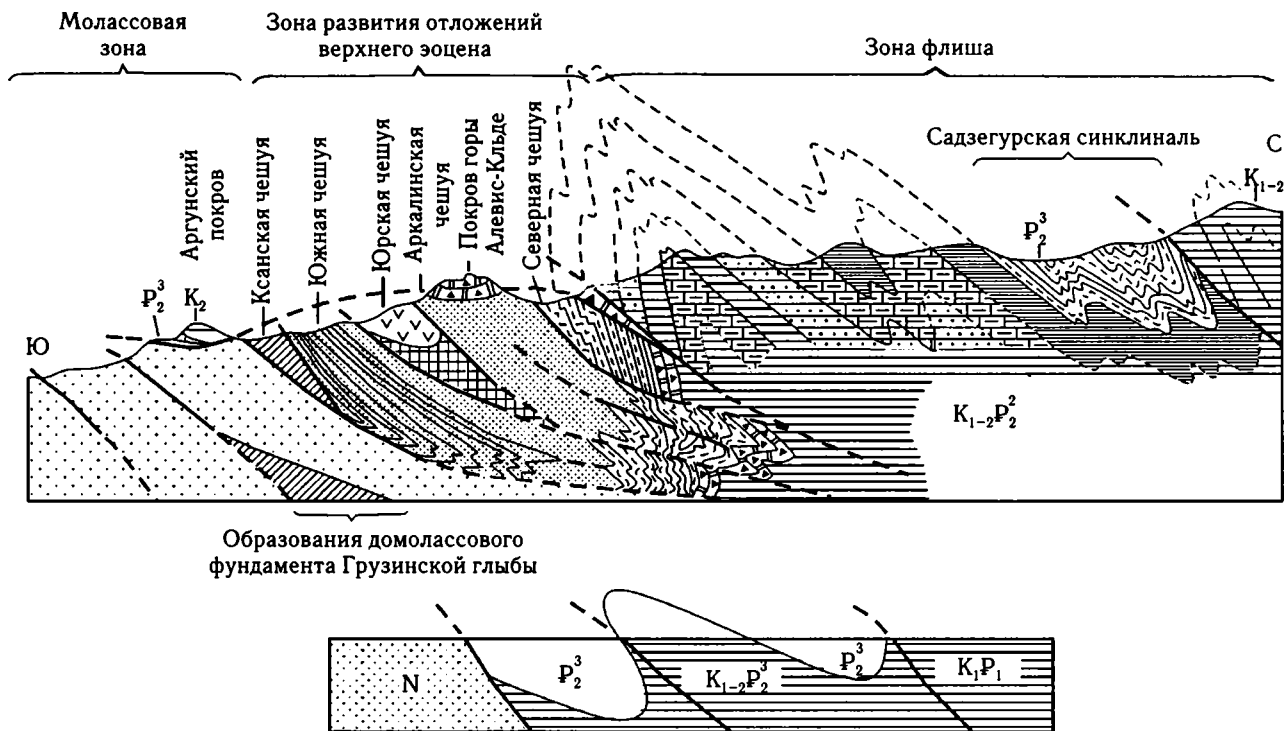


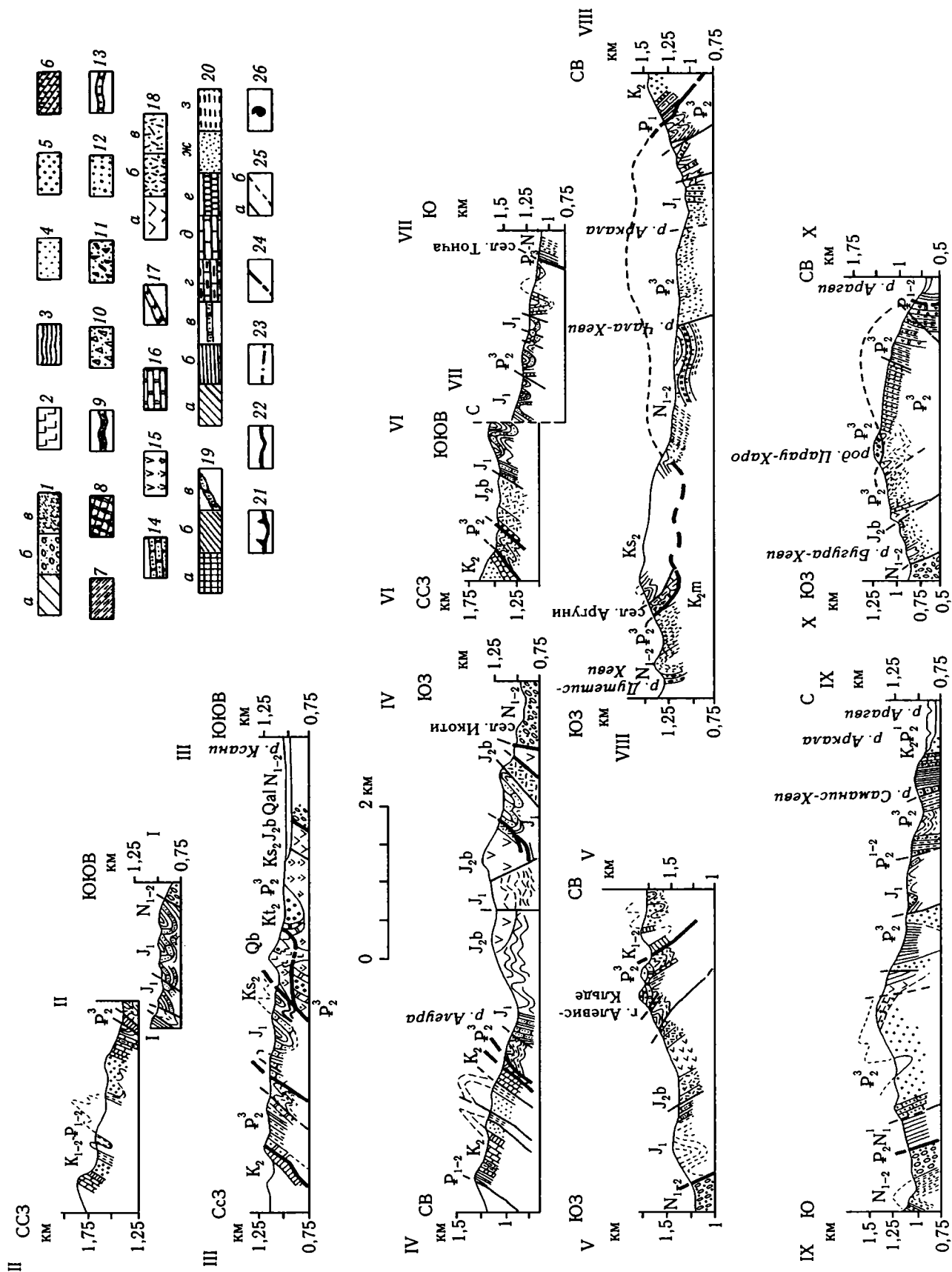
Рис. 6.4. Принципиальная схема строения зоны развития микститсодержащих отложений эоцена–олигоцена в междуречье Арагви–Ксани
Пояснение см. в тексте

ческих покровов. Как самостоятельные структурные единицы выделены также Аргунский покров и небольшие покровы массивов горы Алевис-Кльде и Аранисского. Первый является покровной пластиной, сложенной породами мелового флиша, два последних — небольшими покровными лоскутами, сложенными известняковыми брекчиями. Покров-

ное положение этих массивов оспаривается, однако, некоторыми геологами [Копп, 1990б, 1991б], которые считают эти выходы карбонатных брекчий членами стратиграфического разреза. Но то или иное решение этого вопроса не вносит кардинальных изменений в общую картину строения территории.

Рис. 6.5. Геологические разрезы через полосу развития микститсодержащих отложений эоцена–олигоцена междуречья Арагви–Ксани

Зона Грузинской глыбы (молассовая): 1 — олигоцен-миоценовая моласса: а — нерасчлененная, б — преимущественно конгломераты и песчаники, в — преимущественно песчаники, алевролиты, глины. Зона распространения отложений верхнего эоцена (дикий флиш): 2 — четвертичные оливиновые базальты, 3 — олигоцен-нижнемиоценовые глины майкопской серии, 4 — верхнеэоценовые–нижнеолигоценные песчаники, алевролиты, глины, глыбовые брекчии и конгломераты, 5 — верхнеэоценовые(?) крупно- и среднезернистые песчаники и конгломераты; верхний эоцен: 6 — песчаники, алевролиты, глины, глыбовые брекчии горизонта «с», 7 — песчаники, алевролиты, глины флишевого облика, глыбовые брекчии флишевого горизонта «в», 8 — горизонт глыбовых брекчий «а» — в основном брекчии из обломков верхнеюрских известняков, в меньшей степени — пород других типов; 9 — нижний–средний эоцен, нуммулитовые известняки и песчаники, мергели; 10 — полигенные брекчии; 11 — брекчии из обломков песчаников и сланцев верхнего лейаса; 12 — полигенные конгломераты; 13 — мелкогалечные конгломераты и гравелиты; 14 — мощные пачки и прослои песчаников; верхний мел: 15 — сеноман, вулканогенные брекчии, 16 — турон, известняки; 17 — пластовые тела трахитов; 18 — байосские отложения: а — нерасчлененные андезитобазальтовые порфириды и их туфы, б — лавовые и туфовые брекчии, в — туфы, туфопесчаники, песчаники; 19 — верхнелейасовые отложения: а — нерасчлененные, б — преимущественно глинистые сланцы, в — преимущественно песчаники. Зона флиша: 20 — меловые и палеогеновые отложения: а — нерасчлененные, б — средний–нижний эоцен, палеоцен, в — маастрихт-даний, г — верхний сеноман, д — верхний турон — нижний сеноман, е — верхний сеноман — нижний турон, ж — нижний сеноман, з — альб; 21 — главные межформационные надвижки; 22 — внутриформационные надвижки; 23 — срывы по стратиграфическому контакту; 24 — предполагаемые разрывы; 25 — стратиграфические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 26 — места находок фауны



Общий стиль складчато-разрывных дислокаций в полосе выходов микститсодержащих отложений сходен в генеральном плане с тектоническим стилем расположенного севернее мел-палеогенового флиша, но структура микститсодержащих пород отличается гораздо большей напряженностью. Ей свойственны: наличие многочисленных надвигов и внутриформационных срывов, которые отделяют друг от друга тектонические чешуи и клинья: напряженные складчатые структуры; расщепление основной массы отложений; будинирование и разлинзование компетентных пластов; тектоническое брекчирование отдельных горизонтов и зон; огромное число зеркал скольжения. Кроме того, породы южной полосы характеризуются, в отличие от расположенных севернее флишевых толщ, интенсивной раздробленностью, разлинзованием, расщеплением пород и, главное, — хаотичностью структур. Дислоцированность эоцен-олигоценовых отложений во многих местах столь велика, что породы, по существу, превращены в тектоническое месиво (осадочный меланж).

Повышенная дислоцированность пород обусловлена двумя причинами. Во-первых, отложения микститсодержащего комплекса зажаты между поверхностями двух крупных региональных надвигов. И эта полоса в целом образует единую разрывную зону, по которой образования Южного склона Большого Кавказа надвинуты на зону Закавказского массива. Во-вторых, породы микститсодержащего комплекса обладают значительной гетерогенностью состава и строения. Пластичные песчано-глинистые породы основной массы содержат большое количество мощных прослоев, линз и горизонтов компетентных пород (брекчий, конгломератов), а также отдельные, часто огромные (до нескольких километров в длину) глыбы, блоки и пластины более крепких, чем вмещающая их масса, пород. И если пластичные толщи основной массы сминаются в складки и деформируются в соответствии с общим структурным планом, то эти отдельные блоки и горизонты компетентных пород ведут себя как более жесткие тела. Проскальзывая относительно пластичных горизонтов, вращаясь, протыкая пластичные осадки, они сминают их дополнительно, расщепляют, дробят и дробятся сами, создавая хаотичную деформационную картину.

Обломки и глыбы пород, слагающие брекчии, также несут следы интенсивной тектонической переработки: они раздроблены, брекчированы, трещинки залечены кальцитом. Поверхности глыб так-

же покрыты кальцитовыми «рубашками», на которых видны борозды зеркал скольжения. Однако ни трещинки, ни кальцитовые жилки не выходят за пределы блоков и не проникают во вмещающую массу. На поверхности многих блоков имеются примазки тектонической глины и милонитов. В основной массе присутствуют катаклазированные зерна кальцита, кварца, полевого шпата.

Строение, положение в разрезе и генезис микститового комплекса. Отложения эоцен-олигоцена представляют собой сложно построенный комплекс, внутри которого выделяются две составные части: вмещающие толщи и включения (рис. 6.6 и 6.7). Вмещающие толщи представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами, в меньшей степени — карбонатными разностями пород, которые, закономерно чередуясь между собой, образуют ритмичную слоистость типа флишевой. Среди флишевых отложений появляются чужеродные, не свойственные флишу образования, состоящие из грубообломочных пород.

Чужеродные включения представлены линзами и пластами конгломератов и брекчий, состоящих в основном из обломков пород более древних, чем вмещающая их масса. Эти же древние породы встречаются среди флишевых отложений в виде отдельно разбросанных обломков, линз и крупных пластообразных тел (рис. 6.8 и 6.9).

Брекчии и конгломераты залегают среди вмещающих флишевых отложений в виде линз, прослоев и мощных (до 200 м) горизонтов. Контакты брекчий с подстилающими и перекрывающими породами флиша, как правило, отчетливые и резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. Брекчии часто срезают пласты нижележащих пород, обломки и обрывки которых также попадают в брекчии. Происходит как бы выпаживание брекчиями подстилающих отложений. Отдельные глыбы вдавлены в нижележащие осадки, песчано-глинистый материал которых заходит в промежутки между обломками. В ряде мест отмечено постепенное обогащение осадков грубообломочным материалом в вертикальном направлении (снизу вверх по разрезу). В латеральном направлении песчано-глинистые отложения также зачастую фациально замещаются брекчиями. Мощность брекчий и конгломератов по простиранию значительно меняется вплоть до полного выклинивания. Горизонты брекчий нередко прослеживаются на многие десятки километров, но встречаются также и линзы небольшой протяженности (от первых до нескольких десятков метров). Конгломера-

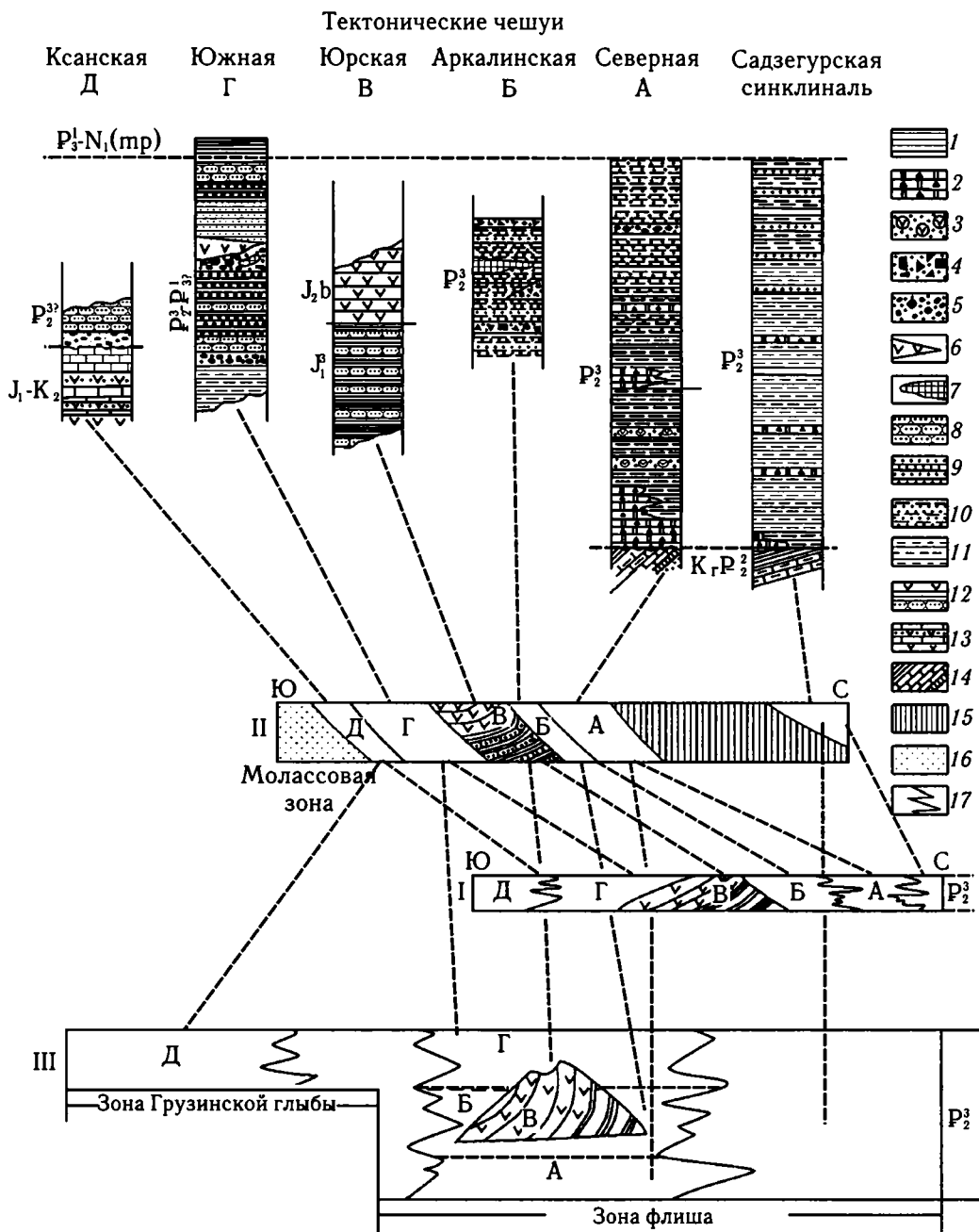


Рис. 6.6. Литолого-стратиграфические разрезы эоцен-олигоценовых отложений междуречья Арагви–Ксани

1 — глины майкопской серии; 2-4 — глыбовые брекчии из обломков: 2 — верхнеюрских известняков, 3 — преимущественно вулканогенно-осадочных пород средней юры (байосский ярус), 4 — песчаников и сланцев верхнего лейаса; 5 — полигенные и моногенные конгломераты и конгломерато-брекчии; 6 — крупные пластины пород средней юры; 7 — пластины нижнеюрских пород; 8 — грубослоистые песчаники; 9 — аркозовые песчаники, алевролиты, глины со слабо выраженной флишевой ритмичностью; 10 — аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины; 11 — полимиктовые, детритусовые песчаники, алевролиты, аргиллиты типично флишевого облика; 12 — вулканогенно-осадочные породы байоса, песчаники и глинистые сланцы лейаса; 13 — эпплатформенный разрез юры — верхнего мела; 14 — горизонты мел-палеогенового флиша; 15 — флишевые отложения нижнего мела — среднего эоцена; 16 — молассовые отложения Грузинской глыбы; 17 — границы фациальных замещений

I, III — первичное расположение фаций: I — вариант, предполагающий первичную принадлежность Ксанской тектонической чешуи к самостоятельной Гагро-Джавской кордильере, III — вариант, рассматривающий Ксанскую тектоническую чешую как конседиментационный покров, первично принадлежащий северному борту Грузинской глыбы (в рамках постбатской консолидации); II — современное расположение фаций

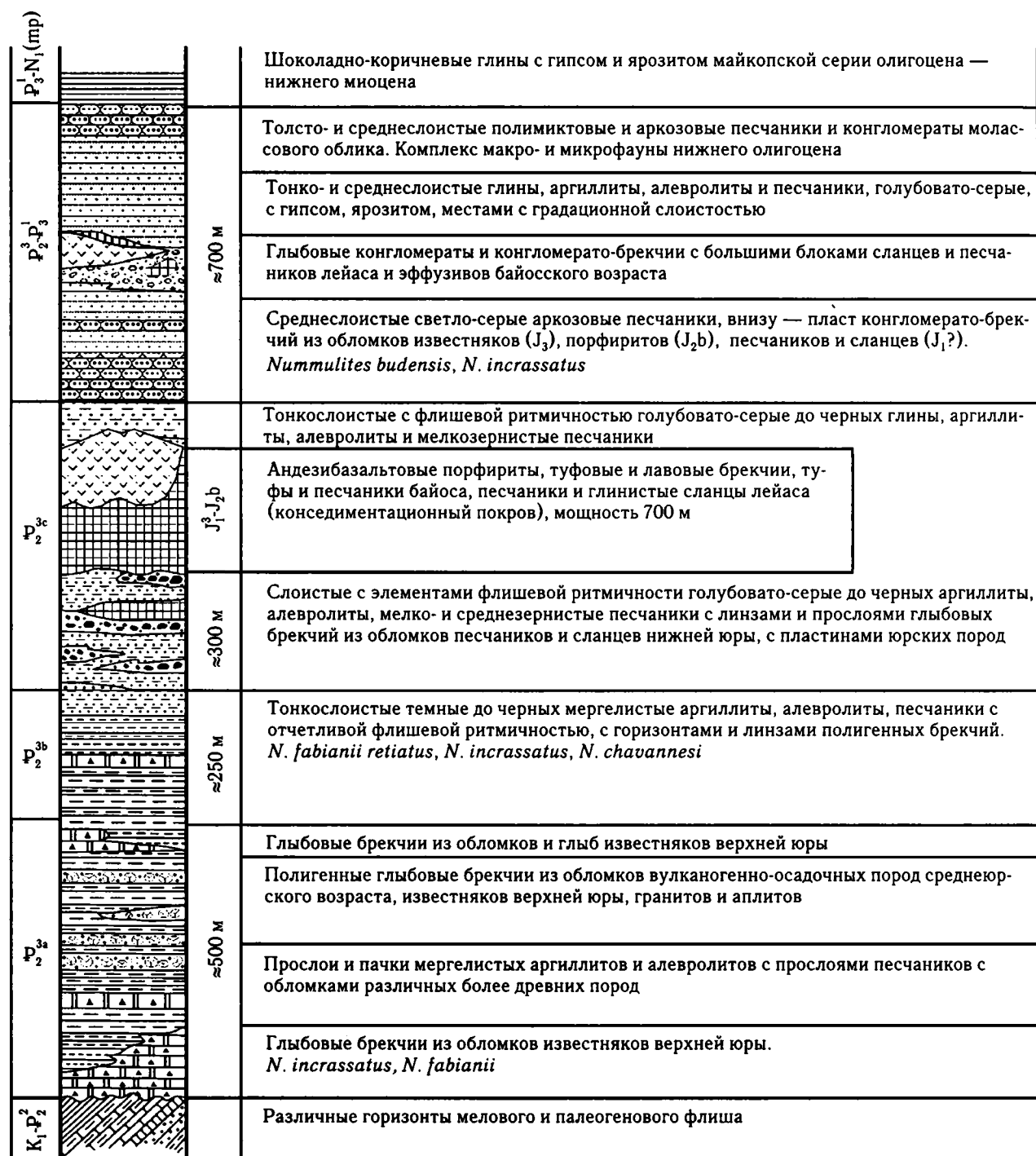


Рис. 6.7. Сводный стратиграфический разрез отложений эоцена–олигоцена междуречья Арагви–Ксани

ты распространены более локально и не образуют протяженных горизонтов.

В брекчиях выделяются два главных компонента: основная масса (матрикс) и включения. Основная масса состоит из алевропесчанистых аргиллитов с большей или меньшей примесью карбонатно-

го материала. И только в том случае, если брекчии сложены обломками известняков, матрикс представлен преимущественно карбонатным материалом, но также с примесью песчаного. Слоистость в брекчиях, как правило, отсутствует. В основную неслоистую массу включены обломки, пластины,

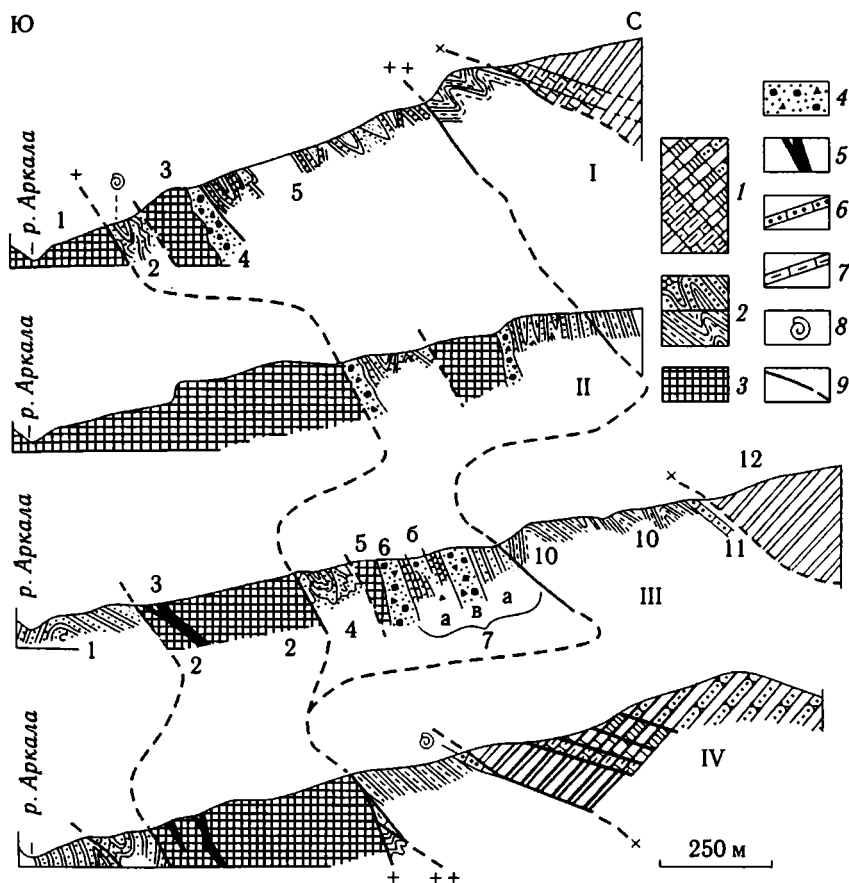


Рис. 6.8. Строение эоцен-олигоценных микститосодержащих отложений в районе левого борта долины р. Аркала

1, 2 — горизонты: 1 — мелового-палеогенового флиша, 2 — образований верхнего эоцена — нижнего олигоцена; 3 — песчаники и сланцы нижней юры; 4 — глыбовые брекчи из обломков нижнеюрских пород; 5 — пластовые тела трахитов; 6 — полигенные брекчи из обломков верхнеюрских известняков и байосских эффузивов; 7 — нуммулитовые известняки нижнего-среднего эоцена; 8 — места находок нуммулитов; 9 — разрывы.

I-IV — номера разрезов.

1-7, 10-12 — номера слоев

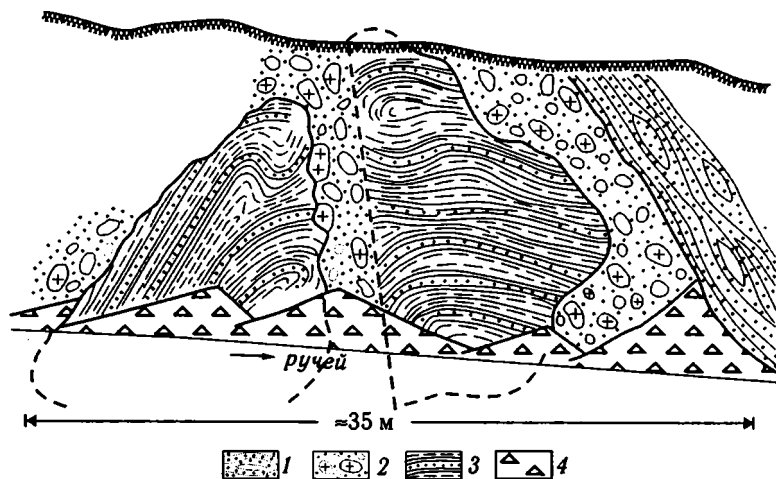


Рис. 6.9. Глыба песчано-сланцевых пород нижней юры в толще конгломерато-брекчий эоцена — нижнего олигоцена

1, 2 — отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена: 1 — песчаники и глины, 2 — конгломерато-брекчи; 3 — песчано-сланцевые породы нижней юры; 4 — осыпи

глыбы и гальки различных пород, среди которых выделены палеозойские граниты, сланцы и песчаники лейаса, вулканогенные породы средней юры, верхнеюрские и нижне-среднеэоценовые известня-

ки, а также обрывки пластов вмещающих отложений. Широко распространены моногенные брекчи, состоящие из обломков и глыб преимущественно какого-либо одного типа пород, чаще всего верхне-

юрских известняков или песчано-сланцевых пород нижней юры. Развиты также и полигенные брекчии, сложенные обломками пород различного состава и возраста. Окатанность обломков отсутствует или очень слабая. Мелкие обломки более остроугольны, крупные часто имеют сглаженные грани и углы. Округлость обломков зависит от их литологического состава — карбонатные обломки обычно более округлые, чем обломки песчаников или глинистых сланцев.

Размер обломков в поперечнике колеблется в очень широких пределах от 0,5 см до 20–30 см, а иногда до 100 см и более. Сортировка материала в брекчиях отсутствует, в глыбовых и крупногалечных конгломератах — слабая, в мелкогалечных — хорошая. Обломки и глыбы расположены хаотично, без какой-либо видимой закономерности. Соотношение объемов обломков и цементирующей массы от места к месту сильно меняется. Местами наблюдаются скопления глыбового материала, где глыбы плотно пригнаны одна к другой, местами глыб мало, они расположены на значительном расстоянии друг от друга, разделены песчано-глинистой массой и как бы плавают в ней, придавая всей брекчии пудинговый облик.

Отдельные обломки, блоки и пластины нередко залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей флишевой массы. Они не распределены равномерно по всему разрезу верхнеэоценовых отложений, а приурочены к определенным горизонтам. Их размеры колеблются от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике и многих километров в длину. Мелкие блоки (до нескольких метров) обычно имеют округлую или линзовидную форму. Крупные резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин. В тех случаях, когда пластины состоят из слоистых пород и слоистость соответствует вытянутости пластин, они трудноотличимы от нормально-слоистой вмещающей толщи.

При совпадении же литологического состава пород пластины и вмещающих отложений диагностика их необычайно затруднена. Пластины обычно по простиранию утоняются и сходят на нет. Нижние контакты, как правило, осложнены срывами, дроблением, брекчированием, катаклизмом пород. Верхние контакты обычно нормальны, часто со следами размыва, пластами мелкообломочных брекчий, реже конгломератов. Отложения, подстилающие и перекрывающие пластины, образуют непрерывный разрез, что можно видеть непосредственно вблизи окончания пластин. Внутри пластин и

более мелких обломков нередко наблюдается объемный катаклизм и брекчирование.

Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этих направлениях раздробленные породы постепенно, без резкой границы, переходят в тектоническую брекчию, которая, в свою очередь, в этих же направлениях начинает приобретать черты осадочной брекчии. Осадочные брекчии окружают пластину наподобие шлейфа и продолжают внутрь флишевой толщи в виде прослоев и линз, залегающих согласно со слоистостью вмещающих отложений. Материалом этих брекчий являются в основном породы, слагающие пластину, но иногда брекчии содержат значительную примесь обломков окружающих пород. Таким образом, обломки и глыбы, являясь чужеродными телами внутри флишевой толщи, тесно вплетены в ее общую структуру и составляют с ней единое целое.

Описываемый комплекс отложений пространственно принадлежит зоне, в которой в течение длительного времени, начиная с поздней юры и до эоцена включительно, шло накопление флишевых осадков. Микститовый комплекс имеет с подстилающими отложениями стратиграфические взаимоотношения и принадлежит флишевой формации Южного склона Большого Кавказа. Возраст пород нами был определен [Леонов М., 1975] на основании стратиграфического положения в разрезе между фаунистически датированными отложениями среднего эоцена (внизу) и нижнего олигоцена (вверху), а также на основании находок остатков ископаемой фауны, собранной в обломках и в цементе вмещающих микститы отложений. В обломках и глыбах собраны остатки фауны от лейаса до среднего эоцена включительно, что подтверждает более молодой, чем средний эоцен, возраст вмещающей толщи. В цементе же глыбовых брекчий собран комплекс нуммулитов, которые свидетельствуют о принадлежности вмещающей толщи отложений к верхнему эоцену, преимущественно к его верхней части. Учитывая же, что комплекс запечатан сверху отложениями нижнего олигоцена, можно считать, что время образования глыбового комплекса приходится на верхнюю часть позднего эоцена — ранний олигоцен. Некоторые исследователи, однако, расширяют возрастной диапазон образования глыбового комплекса и считают, что его накопление происходило в период всего среднего эоцена — олигоцена [Копп, 1990б, 1991б]. Определенные предпосылки для такого решения вопроса есть, но они не согласуются с тем фактом, что в микститах содержатся обломки известняков с нуммулитами сред-

него эоцена и переотложенная нуммулитовая фауна того же возраста. Тем не менее, вопрос этот остается до конца невыясненным и нуждается в дальнейшем изучении.

Таким образом, верхнеэоценовые—раннеолигоценовые отложения краевой зоны Южного склона Большого Кавказа представлены мощными свалами несортированного грубообломочного материала, заключенными в виде линз и мощных горизонтов в песчано-глинистые отложения флишевого типа. Эти свалы ассоциируют также с системой пластин и конседиментационных покровов.

Как показывает литолого-петрографический состав обломочного материала, разрушению и размытию подверглась область приподнятой относительно флишевого бассейна Закавказской межгорной зоны (Грузинской глыбы), а именно ее северная краевая часть, представляющая собой крутой уступ, обрывающийся в сторону флишевого прогиба. Этот вывод [Леонов М., 1975, 1981] в дальнейшем был подтвержден [Копп, 1990б, 1991б], однако с оговоркой, что северная окраина Грузинской глыбы рассматривается в качестве самостоятельной кордильеры (Гагрско-Джавской островной дуги). Такой вариант имеет право на существование, и аргументы в его пользу изложены в цитируемых выше работах, но окончательное решение в настоящее время, по-видимому, принято быть не может в силу недостаточности фактических данных.

Таковы общие черты строения глыбового комплекса Южного склона Большого Кавказа. По своему внутреннему строению (разнородные составляющие: вмещающие отложения, матрикс, включения; незакономерное размещение обломков в матриксе; гигантские массы грубообломочного неокатанного и несортированного материала, хаотический облик и пр.) комплекс принадлежит классу микститов [Леонов М., 1981]. Тем не менее, в общей массе грубообломочных образований можно выделить несколько типов, которые различаются составом обломков, соотношением с вмещающими породами, объемами и некоторыми другими признаками.

Первая разновидность — к ней принадлежат моногенные и полигенные глыбовые брекчии (реже конгломерато-брекчии) из обломков пород, чуждых данному бассейну седиментации, а именно — из пород, слагающих чехол северной периферии Закавказского срединного массива (в объеме, который он принял после батской консолидации). Это прежде всего отторженцы верхнеюрских карбонатных пород, песчано-сланцевых пород верхнего лейаса, вулканогенно-осадочных пород байосского яруса

средней юры, в меньшей степени — карбонатных пород мела и палеогена. Брекчии этого типа слагают мощные (до 100–150 м) горизонты, которые имеют протяженность в десятки километров. Показателен в этом отношении нижний глыбовый горизонт, который прослежен практически непрерывно на расстояние 40–50, а с перерывами почти на 150 км. Размер обломков в брекчиях колеблется от первых сантиметров до десятков метров в поперечнике. Сортировка полностью отсутствует. По составу пород брекчии аналогичны конседиментационным покровам, заключенным среди осадочных флишеидных отложений.

Вторая разновидность представлена моногенными хаотическими брекчиями из обломков незначительной величины (до 20–70 см в поперечнике) и примерно одинакового размера. Брекчии этого типа сложены обломками или песчано-сланцевых, или карбонатных пород. Матрикс в брекчиях имеет тот же состав, что и обломки, обычно без примеси постороннего материала, но в нем может быть и примесь материала отложений, подстилающих брекчии. Обломки и матрикс имеют четко выраженные признаки тектонического воздействия. Обломки раздроблены, брекчированы, покрыты кальцитовыми рубашками. Основная масса содержит катаклазированные рассланцованные частицы пород и минеральных зерен. Брекчии этого типа часто пространственно связаны с крупными пластинами (конседиментационными покровами), заключенными среди эоцен-олигоценовых отложений. В этом случае можно видеть, что пластины становятся у краев тоньше и постепенно сходят на нет, замещаясь шлейфами брекчий. Нижние контакты пластин осложнены срывами, дроблением, катаклизмом горных пород. Эти явления характерны и для внутренних частей пластин, особенно если толщина их невелика. Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этом направлении раздробленные породы постепенно, без резкой границы, переходят в тектонические брекчии, которые, в свою очередь, сменяются брекчиями описанного типа и продолжают входить внутрь вмещающей толщи пород в виде прослоев, залегающих согласно с их слоистостью. Эти брекчии сложены обломками пород, которые слагают пластину. По простирацию брекчии этого типа не выходят сколько-нибудь значительно за пределы протяженности пластины, но вкрест простираения они могут распространяться на значительные расстояния. При этом брекчии выпахивают подстилающие отложения, захватывая отщепы и блоки нижележащих пород. Мощность таких брек-

чий порядка 10–30 м, но может достигать 100 м и более.

Третья разновидность грубообломочных образований — это глыбовые полимиктовые конгломераты и конгломерато-брекчии. Они распространены локально в виде линз и горизонтов небольшой протяженности (до нескольких сот метров). Они сложены, как правило, гальками и валунами вулканогенно-осадочных пород среднеюрского возраста, аплитов мелового и гранитоидов палеозойского облика, а также верхнеюрских известняков. Конгломераты и конгломерато-брекчии имеют пудинговое строение и песчаный с примесью гравелистых частиц матрикс. Размер обломков самый разнообразный — от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике.

Четвертая разновидность хаотических брекчий сложена обломками и обрывками пластов того же типа, что и вмещающие флишевые отложения. Грубообломочная часть этих брекчий представлена совершенно неокатанными, изогнутыми, причудливо деформированными обрывками пластов песчаников, мергелей, глинистых сланцев. Матрикс сложен пелитовым веществом с примесью песчаного, алевроитового и карбонатного. Характерной особенностью этих брекчий является присутствие глиняных окатышей и отсутствие аллотигенного материала. Лишь в редких случаях в них встречаются обломки пород, не принадлежащих подстилающим брекчию слоям. Объемы этих брекчий невелики, они слагают линзовидные тела мощностью 1–2 м при протяженности по длинной оси до 20–40 м. Тела таких брекчий встречаются лишь спорадически.

Таким образом, в составе единого комплекса микститов можно выделить несколько их разновидностей. Совокупность признаков (идентичность состава пород в обломках и покровных пластинах, преобладание аллотигенного материала, широкое пространственное распространение и значительные мощности, следы тектонической переработки пород в обломках и в матриксе, непосредственные переходы от тектонических брекчий к осадочным, пространственная приуроченность к конседиментационным покровам и тектоническим нарушениям типа надвигов) свидетельствует о том, что первые два типа брекчий относятся к категории тектоногравитационных микститов [Леонов М., 1981] и являются комплексами-показателями горизонтальных подвижек в области, поставляющей грубообломочный материал.

Четвертый тип брекчий может быть уверенно отнесен к категории гравитационных микститов,

что подтверждается составом обломочного материала, отсутствием аллотигенных обломков, структурными и текстурными особенностями строения (петельчатые, вихревые структуры, глиняные окатыши и пр.), локальным распространением и незначительной мощностью глыбовых линз и прослоев, соответствием составов обломков и матрикса составу вмещающих отложений и т.д. Гравитационные микститы — это комплексы показателей вертикальных градиентов рельефа и тектонических движений с четко выраженной вертикальной составляющей.

Труднее идентифицировать генезис третьей разновидности микститов. По строению и условиям распространения это гравитационные микститы. Однако они образованы в основном за счет дезинтеграции вулканогенно-осадочных пород байосского возраста, которые сложены первично-окатанным материалом (туфогравелиты, туфоконгломераты) и которые при разрушении и переотложении могут формировать толщи конгломератов без дополнительного окатывания обломков. Поэтому, считая, что перемещение материала связано с обвальными оползневыми процессами, нельзя быть уверенным, что его формирование не обусловлено тектонической дезинтеграцией. И вопрос о принадлежности этой разновидности пород к какому-либо типу микститов (тектоногравитационные или гравитационные) не может быть решен однозначно. Вероятно, эти породы все-таки могут частично принадлежать типу тектоногравитационных микститов, так как наблюдается их пространственная связь с покровными пластинами, сложенными байосскими эффузивами и их вулканогенно-осадочными производными.

Итак, в пределах Южного склона Большого Кавказа среди грубообломочных хаотических комплексов выделены толщи тектоногравитационных микститов, комплексов-показателей горизонтальных движений горных масс. Поскольку обломки в микститах представлены породами в фациях Грузинской глыбы, ограничивающей флишевый бассейн с юга, нужно считать, что по северной окраине этой глыбы происходили горизонтальные подвижки, которые привели к дезинтеграции материнского массива и накоплению огромных масс грубокластических образований. Подводя итоги сказанному, можно сделать вывод, что в позднем эоцене — раннем олигоцене на границе Закавказского срединного массива и флишевого бассейна Южного склона Большого Кавказа происходили тектонические подвижки с горизонтальной составляющей, непосредственных следов которых в структуре этой зоны не со-

хранилось. Надвиговые структуры, развитые в этой зоне, — более молодые и образовались в миоцене — антропогене. Гравитационные же микститы указывают на существование в этой зоне градиента высот между областями дезинтеграции и отложения и на нарушение гравитационной устойчивости масс горных пород в результате тектонических движений. Заканчивая изложение материала, замечу, что ранее в этом районе речь всегда шла об одном генетическом типе хаотических брекчий. Одни исследователи считали их обвально-оползневыми, другие — тектонооползневыми, третьи — чисто тектоническими. Теперь же ясно, что в каждом конкретном комплексе хаотических образований может содержаться несколько генетически различных типов, и это важно помнить при проведении региональных исследований и изучении хаотических комплексов пород. Подтверждением этому тезису служат и данные по еще одному району развития эоцен-олигоценых микститов.

Верхнеэоценовые микститы района Сханарской синклинали

Геологическое строение этого района описано в ряде работ: [Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе П., Зесашвили В., 1965; Бендукидзе, 1964], тем не менее специальным изучением отложений верхнего эоцена в этом районе занимались Ф.Д. Майсадзе [1969, 1970] и автор этой статьи [Леонов М., 1975]. Район Сханарской синклинали расположен в зоне надвига, по которому флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа надвинуты на образования северной окраины Грузинской глыбы (в границах, которые последняя приняла после батской консолидации) (рис. 6.10). Зона флиша, как уже говорилось, сложена интенсивно дислоцированными отложениями верхней юры — мела. В строении Грузинской глыбы участвуют песчано-сланцевые толщи нижней юры и вулканогенно-осадочные образования порфиритовой серии байоса, которые перекрыты субплатформенными верхнеюрскими терригенными и карбонатными отложениями и среди которых значительное место занимают рифогенные известняки. Мел также сложен карбонатными породами.

Верхнеэоценовые отложения представлены в этом районе двумя типами: 1 — песчаниками и известняками незначительной мощности; 2 — глыбовыми брекчиями.

Известняково-песчаные отложения (20–150 м), выделенные Ф.Д. Майсадзе под названием «нормально-осадочная свита», распространены в основном в ядре Сханарской синклинали. Отложения свиты представлены зеленовато-серыми четкослоистыми средне- и крупнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. В меньшей степени развиты желто-серые и серые песчанистые и пелитоморфные известняки, местами переполненные раковинами нуммулитов. В песчаниках наблюдаются обломки и глыбы верхнеюрских известняков. Возраст этих отложений определен как верхнеэоценовый на основании собранных в них многочисленных остатков ископаемой фауны [Гамкрелидзе П., Зесашвили В., 1965; Майсадзе, 1969, 1970 а,б]. Отложения верхнего эоцена трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних пород вплоть до отложений средней юры. В ядре синклинали они смяты в складки. С северо-востока распространение отложений нормально-осадочной свиты верхнего эоцена ограничено разломом, по которому они приведены в соприкосновение с породами свиты глыбовых брекчий.

Свита глыбовых брекчий в восточной части района протягивается узкой (100–300 м) полосой, которая к западу от р. Джоджора расширяется до 2,5 км. Северным ограничением зоны развития свиты брекчий на всем протяжении ее выходов служит надвиг, по которому они перекрыты породами мелового флиша. Этот разрыв входит в систему надвигов, ограничивающих с юга зону флиша Южного склона Большого Кавказа. Крайним юго-западным ограничением распространения глыбовых брекчий является разлом, по которому они приведены в соприкосновение с породами нормально-осадочной свиты.

Свита глыбовых брекчий представлена чрезвычайно гетерогенным комплексом пород: песчаники и аргиллиты, туфовые брекчии, осадочные моногенные и полигенные глыбовые брекчии чередуются между собой без какой-либо видимой закономерности. Среди этих пород находятся также отдельные обломки, глыбы и пластины (мощностью до 20 м) верхнеюрских известняков. Собственно брекчии представлены полимиктовыми или мономиктовыми разностями, обычно пудингового типа. Основная масса брекчий песчано-глинистая или туфопесчаная. Сортировка обломочного материала отсутствует, окатанность слабая, но в заметном количестве присутствуют и хорошо окатанные обломки. Соотношение объемов цементирующей массы и обломков очень непостоянно и от места к месту

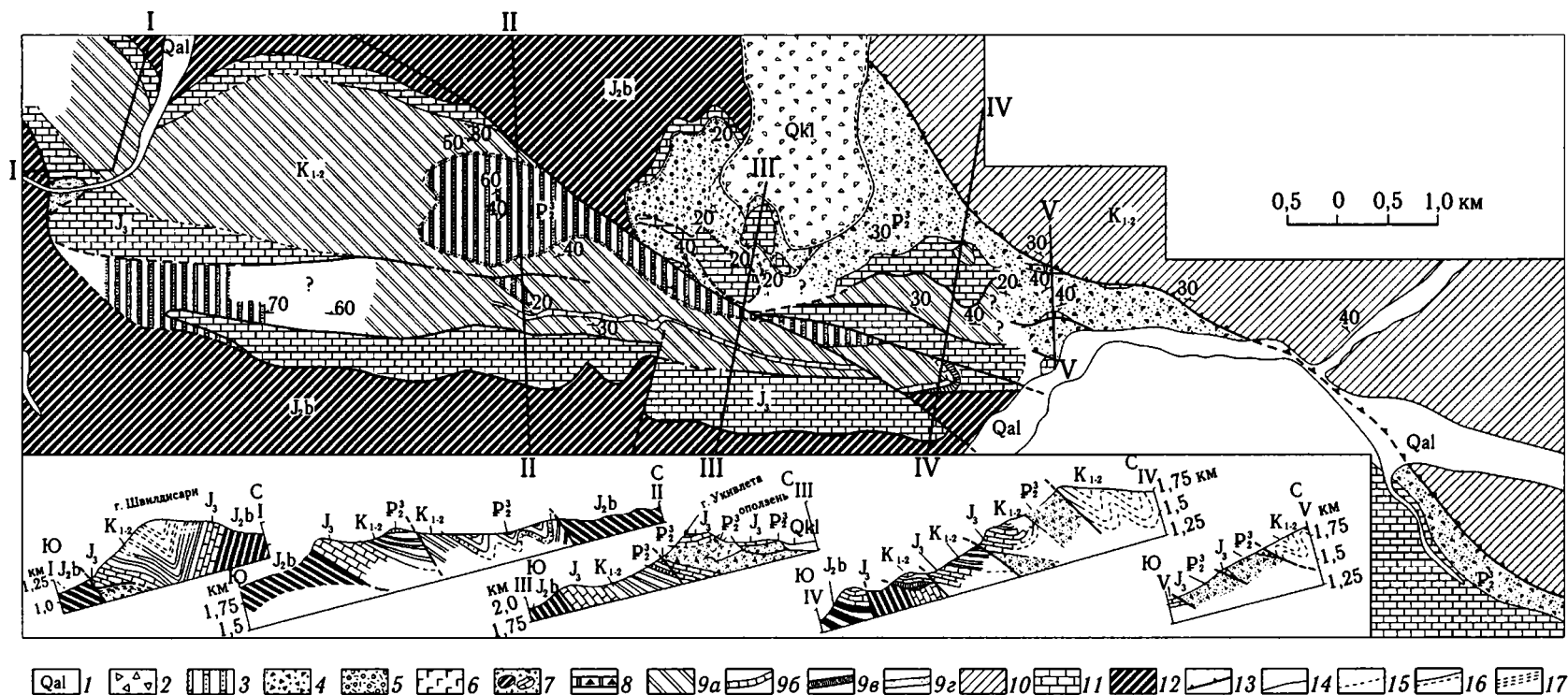


Рис. 6.10. Геологическая карта района Сханарской синклинали

1, 2 — четвертичные отложения: 1 — аллювий, 2 — коллювий; 3–8 — верхнеэоценовые отложения: 3 — песчаники и известняки «нормально-осадочной» свиты, 4 — полигенные глыбовые брекчии, 5 — вулканогенно-осадочные брекчии, 6 — миндалекаменные базальты, 7 — крупные глыбы и пакеты верхнеюрских известняков и байосских порфиритов в глыбовых брекчиях, 8 — известняковые брекчии; 9 — меловые отложения: 9а — нерасчлененные, 9б — красные известняки (турон), 9в — черные кремни и силициты (верхний сеноман — нижний турон), 9г — песчаники (нижний сеноман); 10 — ниже-верхнемеловой флиш; 11 — массивные рифовые известняки верхней юры (кимеридж-титон); 12 — вулканогенно-осадочные толщи байосского яруса средней юры; 13 — надвиг флиша Южного склона Большого Кавказа; 14 — прочие надвиги и разрывы; 15 — межформационные и послойные срывы; 16 — граница оползня; 17 — зона милонитизации

резко меняется. Регулярно встречаются прослои и линзы брекчий исключительно из обломков верхнеюрских известняков. В западных районах распространения брекчий большую роль начинают играть слоистые серо-зеленые и зеленые полимиктовые и аркозовые, слегка карбонатные песчаники с прослоями глин. Эти породы по облику и составу аналогичны таковым нормально-осадочной свиты. Слоистость в них грубая и неясная. В песчаниках содержатся отдельные рассеянные в общей массе гальки и обломки серых пелитоморфных известняков верхней юры и прослои (до 1 м) брекчий и конгломератов из обломков среднеюрских порфиритов и верхнеюрских известняков.

Толщи песчаников вниз и вверх по разрезу, а также и в латеральном направлении сменяются глыбовыми брекчиями с туфопесчаным цементом, в котором заключены обломки перечисленных ранее пород, а также остроугольные обломки черных глинистых сланцев. Местами роль заполняющего вещества и цемента выполняют кварц-полевошпатовые песчаники, аналогичные рассмотренным выше. Объем цементирующей массы от места к месту меняется. Глыбовые брекции и песчаники сменяют друг друга по простиранию и по разрезу, причем на очень незначительных расстояниях.

В глыбовых брекциях и в толщах песчаников залегают огромные глыбы и пластины известняков верхней юры (рис. 6.11), толщиной до 100 м и более. Они залегают согласно с напластованием песчаников и брекчий. Нижние поверхности пластин брекчированы и часто подстилаются брекчиями исключительно из пород пластины. Сверху пластины по резкой границе перекрыты брекчиями, содержащими как обломки пластины, так и обломки других пород.

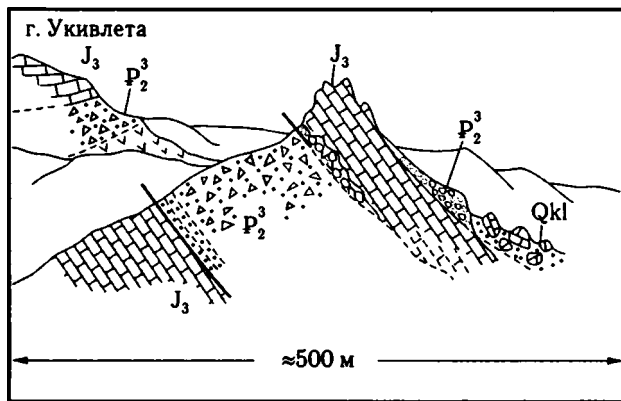


Рис. 6.11. Глыбы известняков верхней юры (J_3) в толще глыбовых брекчий в районе р. Джоджора — гора Уквилета

Брекции пространственно связаны с крупными массивами верхнеюрских рифовых известняков, в частности, с массивом горы Уквилета. Нижняя граница известняков четко следует изгибам рельефа и приурочена примерно к одной горизонтали. Ниже по склону залегают глыбовые брекции, в которых в огромном количестве содержатся обломки и глыбы этих известняков. Контакт массивных известняков и брекчий представлен практически горизонтальной плоскостью разрыва со слабым наклоном на юг под углом $10-15^\circ$. Учитывая эти взаимоотношения, а также тот факт, что подстилающие массив брекчий по возрасту моложе пород массива, так как содержат обломки и гальки его пород, можно уверенно говорить об аллохтонном положении массива верхнеюрских рифовых известняков. А то, что в верхнеэоценовых отложениях содержатся отторженцы пород, которые образуют тектонический покров, указывает на генетическую связь образования брекчий с разрушением (тектонической дезинтеграцией) этого покрова. Сам же этот покров, а также и другие большие пластины являются, вероятно, отторженцами верхнеюрских массивов, расположенных южнее (хребет Велуанта и др.).

Брекции, подстилающие покров Уквилета, сложены глыбами и обломками известняков и различных вулканогенных пород основного состава, погруженных в туфовый, местами лавовый цемент. Они представляют собой нормально-осадочные, а также туфовые и лавовые брекции. В западном направлении они очень быстро сменяются брекчиями только из обломков вулканогенно-осадочных пород. Местами под туфовыми брекчиями расположены миндалекаменные темные порфириты андезиобазальтового состава. Генетически они, вероятно, связаны с туфовыми и лавовыми брекчиями. Кроме того, эффузивы основного состава приурочены к толщам пород верхнего эоцена и представлены агломератовыми туфами и туффитами, а также авгит-лабрадоровыми и авгит-биотитовыми порфиритами и оливиновыми базальтами, которые аналогичны верхнеэоценовым образованиям Аджаро-Триалетской зоны [Майсадзе, 1970 а,б]. Глыбовые брекции (как их нормально-осадочные, так и вулканогенно-осадочные разности) залегают со стратиграфическими взаимоотношениями на размытой поверхности более древних верхне- и среднеюрских отложений северного края Грузинской глыбы.

Фаунистических остатков в глыбовых брекциях не найдено, тем не менее достаточно уверенно устанавливается верхнеэоценовый возраст этих образований [Гамкрелидзе П., Зесашвили В., 1965;

Майсадзе, 1970 а,б; Леонов М., 1975], что основано на следующих соображениях.

1. Заполняющее вещество, цемент брекчий и состав песчано-глинистых прослоев аналогичны по составу и облику породам нормально-осадочной свиты, возраст которой установлен на основании находок ископаемой фауны.

2. В глыбовых брекчиях присутствуют обломки пород различного возраста, до среднеэоценовых включительно. Следовательно, возраст брекчий может быть только моложе среднего эоцена, а отложения олигоцена и миоцена в данном районе представлены в совершенно иных фациях.

3. Глыбовые брекчии занимают структурную позицию, сходную с морфологически идентичными отложениями верхнего эоцена более восточных районов.

Таким образом, в области, прилегающей с востока к Сханарской синклинали, отложения верхнего эоцена представлены мощным комплексом (до 700 м) глыбовых брекчий, среди которых выделены нормально-осадочные брекчии, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования в виде агломератовых туфов, туффитов и эффузивов основного состава. Большая часть глыбовых образований — это нормально-осадочные брекчии, которые представляют собой свал обломков различной величины, погруженных в песчано-глинистый цемент, часто с весьма значительной примесью туфового материала. Брекчии сложены обломками главным образом верхнеюрских известняков и среднеюрских вулканогенно-осадочных пород, в меньшей степени — черными глинистыми сланцами типа верхнелейасовых, мергелями среднего эоцена и породами мелового флиша. Комплекс глыбовых брекчий характеризуется сильной фациальной изменчивостью: брекчии и по простирацию, и по разрезу на коротких расстояниях сменяются песчаными разностями пород, а распределение обломочного материала резко неравномерно. Верхнеэоценовые глыбовые брекчии трансгрессивно перекрывают различные горизонты пород Грузинской глыбы и являются принадлежностью именно этой зоны.

Как можно видеть, комплекс отложений верхнего эоцена района Сханарской синклинали, помимо значительного сходства с одновозрастными образованиями зоны флиша, которая была описана ранее, имеет и некоторые (порой существенные) черты отличия. Сходство определяется прежде всего накоплением огромных объемов грубообломочного несортированного материала в виде брекчий, конгломератов и отдельных, часто огромных глыб

и пластин. Сходство обнаруживается и в присутствии конседиментационных тектонических покровов, тесно связанных с этим комплексом отложений. Различие выражено в принадлежности к иной зоне — зоне Грузинской глыбы, в сильной фациальной изменчивости, в отсутствии флишеподобных отложений, в большей роли пудинговых полимиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий, в проявлении вулканизма. Генетически комплекс отложений Сханарской синклинали и комплекс верхнеэоценовых отложений флишевой зоны являются аналогами. Различие же их обусловлено тем, что они образовались в разных структурно-формационных зонах: один — в субплатформенных условиях относительно приподнятого жесткого массива Грузинской глыбы, другой — в краевой зоне флишевого прогиба. Ассоциация вулканогенно-осадочных брекчий с вулканическими излияниями показывает также возможность отнесения некоторых хаотических тел к категории вулканогенно-гравитационных микститов типа лахаров.

6.3. Общие закономерности формирования эоцен-олигоценовых тектоногравитационных микститов Южного склона Большого Кавказа

Комплекс отложений верхнего эоцена — раннего олигоцена, расположенный в пограничной полосе между флишевым синклинорием и Закавказским массивом, характеризуется, во-первых, накоплением тонких песчано-глинистых и карбонатных осадков флишевого типа, а во-вторых, — образованием мощных горизонтов тектоногравитационных и гравитационных микститов. Эти особенности строения осадков свидетельствуют о существовании во время их накопления двух одновременных процессов седиментации. С одной стороны, шло накопление глинисто-карбонатных илов, к которым примешивалось то или иное количество песчаного материала, с другой — на фоне этого относительно тонкого осадконакопления спорадически происходило поступление в бассейн огромных масс грубообломочного материала, который отлагался в виде линз, прослоев и мощных горизонтов глыбовых брекчий. Поступление грубообломочного материала происходило не постепенно в течение длительного времени, а было связано с неоднократно повторяющимися кратковременными процессами, на что указы-

вают резкие контакты брекчий с окружающими песчано-глинистыми разностями пород. Причем можно видеть, что глыбы «вмяты» в подстилающие, вероятно, не полностью консолидированные на момент попадания глыб осадки. Одновременно в бассейн попадали и огромные блоки и пластины более древних пород, которые зачастую по своим размерам могут быть отнесены к настоящим тектоническим покровам. Так, в толще отложений верхнего эоцена заключен конседиментационный покров, сложенный породами средней–верхней юры, протяженность которого составляет 20–25 км. То, что глыбы и пластины попадали в верхнеэоценовые осадки в период их накопления, подтверждается нахождением их в этом осадке в виде самостоятельных блоков и компонентов брекчий и главным образом наличием нормальных стратиграфических контактов пластин древних пород (лейас, байос, верхняя юра) с фаунистически датированными вмещающими их отложениями верхнего эоцена — олигоцена. Подтверждают этот вывод и постепенные вертикальные и латеральные переходы от монолитных пластин через брекчированные участки и зоны тектонических брекчий к обвально-оползневым брекчиям, имеющим стратиграфические взаимоотношения с фаунистически датированными вмещающими породами.

Как показывают соотношения глыбовых брекчий с вмещающими породами и общая палеогеография бассейна, образование таких огромных масс грубого, совершенно не сортированного материала среди тонких песчано-глинистых отложений возможно только при интенсивной дезинтеграции области сноса, обрушении и оползании грубого материала в бассейн, где одновременно происходит накопление таких осадков.

Разрушению и размыву подвергались породы приподнятой относительно флишевого бассейна Грузинской глыбы — ее северной краевой части, которая представляла собой тектонический уступ, обрывающийся в сторону флишевого бассейна. Существование такого уступа подтверждается непосредственным соприкосновением мелководных и относительно глубоководных фаций, а также отсутствием длительного переноса в мелководном бассейне (обломочный материал не окатан и не отсортирован). Вероятно, вдоль северной периферии Грузинской глыбы существовали цепи островов (кордильер), которые, разрушаясь, поставляли грубообломочный материал в зону шельфа и затем — в область подводного склона на южном борту флишевого прогиба. Такие массы грубого материала могли образовываться только в условиях интенсивной тектонической дезинтеграции горных масс.

Эти тектонические подвижки происходили в пограничной зоне между приподнятой Грузинской глыбой и относительно опущенным флишевым бассейном (рис. 6.12 и 6.13). Причем снос грубообломочного материала шел лишь в одну — северную — сторону, что указывает на наличие асимметричного уступа (серии уступов). Идентичность пород, слагающих покровные пластины и обломки в брекчиях, а также их тесные пространственная и временная связи указывает на существование между ними связи генетической — грубообломочные породы образовались за счет разрушения покровно-надвиговых пластин при их надвигании и сползании во флишевый бассейн. А так как эти пластины являются отторженцами северного края Грузинской глыбы, то, следовательно, по северной периферии глыбы происходили подвижки с горизонтальной составляющей, что и привело к образованию серии более мелких покров-

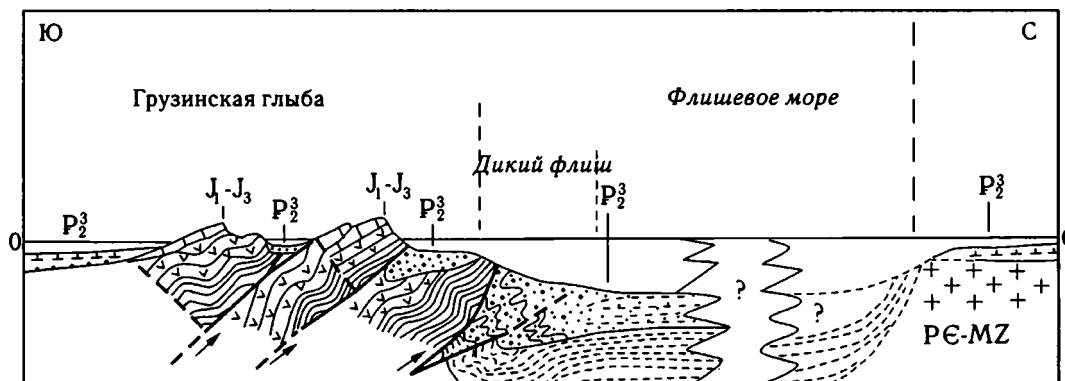


Рис. 6.12. Схематический палеотектонический профиль через позднеэоценовый — раннеолигоценовый бассейн Большого Кавказа

Пояснение см. в тексте

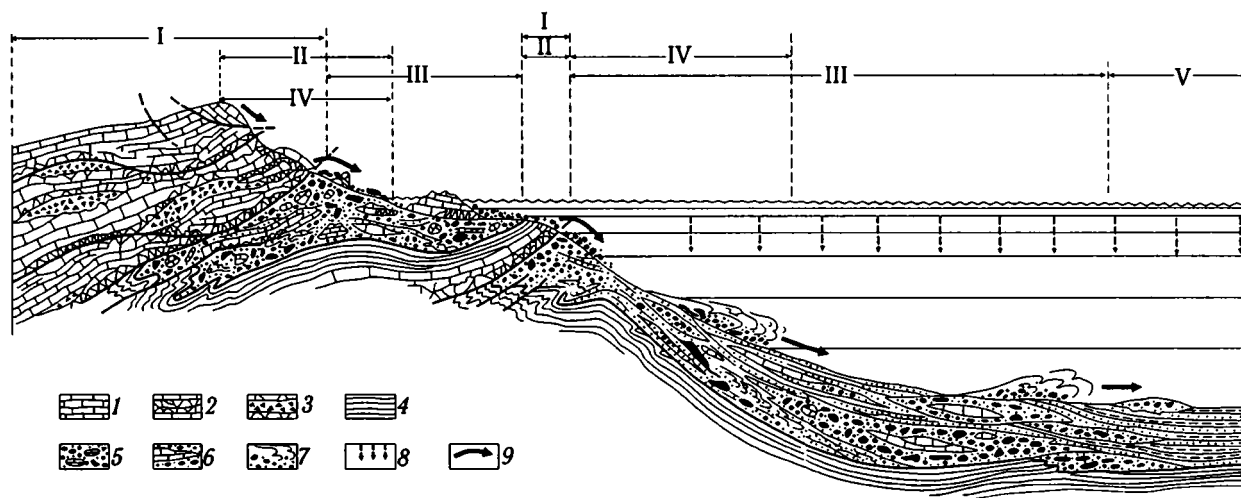


Рис. 6.13. Принципиальная схема формирования тектоногравитационных микститов

Зоны: I — тектонической дезинтеграции, II — выхода тектонического материала на поверхность земли или морского дна, III — отложения и захоронения кластического материала, IV — развития обвално-оползневых процессов, V — преимущественно пелагической седиментации и дистального флиша.

1 — породы аллохтонного массива; 2 — зоны тектонического дробления; 3 — тектонические брекчии; 4 — отложения, подстилающие хаотический комплекс; 5 — тектоногравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы; 6 — крупные пластины и конседиментационные покровы; 7 — оползни и мутьевые потоки; 8 — пелагическая седиментация; 9 — направление перемещения кластического материала

ных пластин. Вероятно, они представляют собой оторванные от материнского массива его козырьковые части. Изучение внутреннего строения фундамента Грузинской глыбы дало независимое подтверждение горизонтальных тектонических движений всей глыбы в целом [Леонов М., 1974, 1991].

Комплекс микститосодержащих отложений отлагался вдоль южного борта флишевого бассейна на континентальном склоне и на его подножии. С юга флишевый бассейн был ограничен относительно приподнятым блоком Закавказского массива. В северном направлении наблюдаются постепенное утонение осадков и уменьшение роли грубообломочного материала. Севернее района Садзегурской синклинали одновозрастные микститам отложения неизвестны, но судя по тому, что они представлены в этом самом крайнем северном выходе мощной (1000 м) толщей песчано-глинистых пород без признаков северного сноса обломочного материала и что в них присутствуют остатки глубоководной фауны (горизонт с *Lyrolepis caucasica*), необходимо допустить, что они распространялись гораздо севернее. В области Северного склона Большого Кавказа верхнеэоценовые отложения представлены сравнительно маломощными (100–300 м) мергелисто-карбонатными осадками керестинского горизонта и кумской и белоглинской свит, образование которых шло в условиях шельфа. Таким образом, для этого временного интервала палеотектонический профиль флишевого

бассейна и его обрамления выглядит в том виде, как он представлен на рис. 6.12.

6.4. Выводы

Заканчивая изложение материала по геологии микститосодержащих отложений Южного склона Большого Кавказа, отмечу, что описанная зона является, по существу, крупным коллизионным швом, сформировавшимся в месте сочленения двух разнородных морфотектонических элементов — глубоководного флишевого бассейна с утоненной корой и относительно приподнятого Закавказского массива с гранитно-метаморфическим фундаментом и субплатформенным режимом развития в мезозое и кайнозое. В современной структуре флиш Южного склона Большого Кавказа надвинут на юг — в сторону Закавказского массива, тогда как в позднеэоценовое–раннеолигоценовое время, как показывают реконструкции, надвигание шло с юга, со стороны Закавказского массива. В соответствии с этим фиксируется и смена вергентности структур. Это обстоятельство может быть объяснено при допущении поддвига Закавказского массива под отложения выплескивающегося к югу флишевого бассейна и при наличии тектонического упора на севере — интенсивно воздымающегося кристаллического ядра Главного Кавказского хребта.

Глава 7

Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа

Н.В. Короновский, Л.И. Демина

Позднекайнозойский магматизм достаточно широко проявился в Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, сформировавшемся в результате коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит. В Кавказском сегменте складчатого пояса, основные события в котором были рассмотрены в статье Н.В. Короновского и др. [1997], начало столкновения литосферных плит относится либо ко второй половине позднего мела, либо, в более южных районах, к эоцену, что свидетельствует о неравномерности коллизионных процессов во времени. Все они, имевшие место во время конвергенции литосферных плит на альпийском этапе, описаны довольно подробно [Короновский, 1994б; Короновский и др., 1997; Короновский, Демина, 1999].

Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа начало формироваться в позднем миоцене [Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968]. В это время уже четко обозначилось поднимающееся горное сооружение и передовые прогибы — Терско-Каспийский, Азово-Кубанский и Закавказские межгорные впадины. Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа приобретает асимметричное строение с крутым южным и пологим северным склонами, обусловленное поддвигом Закавказского микроконтинента под складчатые структуры Южного склона Большого Кавказа.

Во всем Кавказском синтаксисе, сильно пережатой части Альпийского пояса, чувствуется влияние самой северной части Аравийского клина, как бы его «острия», на северной проекции которого располагаются наиболее возвышенные участки рельефа, как на Малом, так и на Большом Кавказе. Соответственно возникшему полю напряжений начинается развиваться система разрывных нарушений, в основном надвигового и сдвигового характера. Эта система обязана своим возникновением

субмеридиональному сжатию, хорошо подтверждаемому данными GPS. Влияние Аравийского клина прекрасно отражено на Малом Кавказе дугообразным изгибом основных структурных зон и надвиганием складчатых сооружений Тавра на докембрийскую Аравийскую плиту, что великолепно выражено в современном рельефе в виде «стены» Таврид, возвышающихся над равниной плиты. Большой Кавказ обладает почти прямолинейной южной границей.

Коллизионные процессы в Кавказском сегменте сопровождались мощнейшим наземным вулканизмом и интрузивным магматизмом, наиболее широко развитым в пределах Малого Кавказа и постепенно убывающим в северном направлении (рис. 7.1). На Большом Кавказе и в южном Предкавказье выделяется одна провинция новейшего вулканизма и интрузивного магматизма, приуроченная к 250-километровому отрезку между вулканами Эльбрусом на западе и Казбеком на востоке и характеризующаяся наибольшими высотами рельефа. Западнее и восточнее этого отрезка вершинная поверхность Главного хребта скачкообразно понижается почти на 1 км.

7.1. Геологическая позиция позднекайнозойского магматизма Большого Кавказа

Магматическая провинция Большого Кавказа включает Эльбрусскую и Казбекскую магматические области (см. рис. 7.1), в каждой из которых выделяются относительно самостоятельные вулканические районы, а извержения в них связаны с различными магматическими очагами [Милановский, Короновский, 1973].

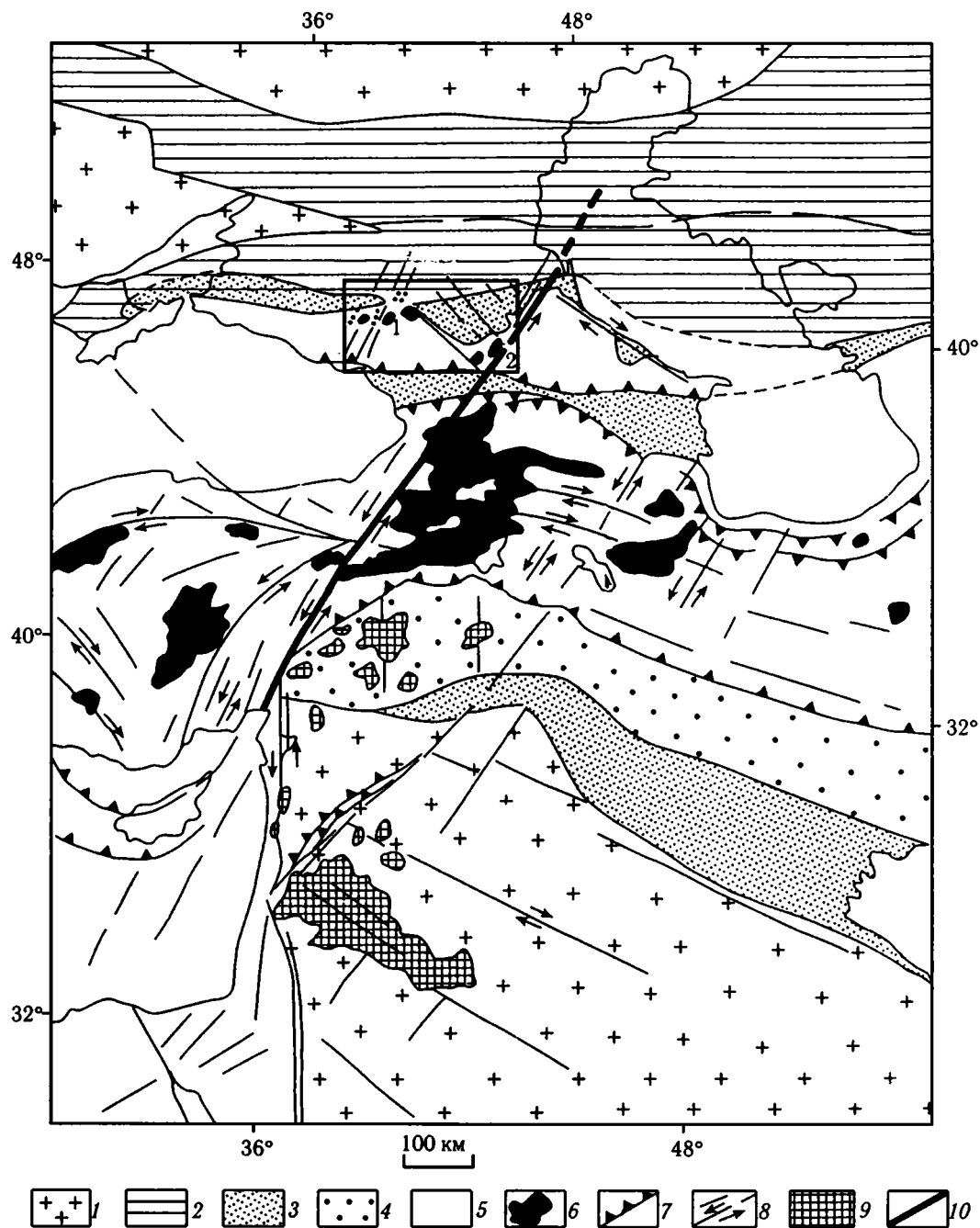


Рис. 7.1. Положение магматической провинции Большого Кавказа (на врезке: 1 — Эльбрусская, 2 — Казбекская магматические области) в современной структуре Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса

1, 2 — плиты: 1 — докембрийские, 2 — эпипалеозойские; 3 — передовые и межгорные прогибы; 4 — погруженная часть Аравийской плиты; 5 — альпийские складчатые структуры; 6 — коллизионные магматиты (поздний миоцен — антропоген); 7 — надвиги; 8 — сдвиги и прочие разрывы; 9 — четвертичные базальты Аравийской плиты; 10 — Аграхан-Тбилиско-Левантская левосдвиговая зона

В Эльбрусскую магматическую область включаются Минераловодский и Эльбрус-Верхнечегемский районы. Выделявшийся ранее самостоятельный Нижнечегемский район скорее всего

представляет собой игнимбритовый покров, источником которого служит кальдера Верхнего Чегема; так что выделять Нижний Чегем в отдельный район не имеет смысла, если все-таки реаль-

ные местные центры извержений не будут обнаружены.

Казбекская магматическая область расположена в восточной части центрального отрезка Большого Кавказа и включает в себя несколько районов: 1) собственно Казбекский, 2) Кельский, 3) Джавский. В каждом из них находится ряд отдельных вулканов, под которыми, вероятно, существовали самостоятельные периферические магматические очаги.

Нижний предел возраста молодых магматических пород Большого Кавказа составляет 7–8 млн лет для кислых магматических диапиров Минераловодского района, а верхний — 2–3 тыс. лет для голоценовых потоков Эльбруса и Казбека. Максимальная вспышка вулканической активности была в позднем плиоцене, когда формировались мощные толщи риолитовых игнимбритов в Эльбрус-Чегемском районе, а также в Казбекском районе, где извержения образовали огромную толщу вулканогенно-обломочных пород свиты рухдзуар в западной части Терско-Каспийского передового прогиба, но сами вулканы оказались полностью размытыми, за исключением Казбека.

Главная фаза формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа приходится на конец позднего миоцена — начало плиоцена. Со второй половины сарматского века началось формирование грубых молассовых толщ в северных передовых прогибах, свидетельствующих о быстром росте горных сооружений, хотя кристаллическое ядро Большого Кавказа в то время еще не было вскрыто. Такой рост не был равномерным, и в наиболее полных разрезах молассовых отложений удастся наметить предпозднесарматский и предпонтический, а иногда предраннеплиоценовый интервалы. Более поздняя хорошо выраженная орогеническая фаза фиксируется в предпозднеплиоценовое (предакчагыльское) время.

Начиная с позднего эоцена формируется и современная сеть тектонических нарушений, связанная с позднеколлизией стадией развития Кавказского сегмента, проходившей в обстановке общего субмеридионального сжатия [Гущенко и др., 1990; Копп, 1997; Короновский, 1994а; Никитина и др., 1997; Ребечкий, Фурсова, 1999; и др.]. Наличие этого сжатия, проявлявшегося на протяжении 6 млн лет, в настоящее время не подлежит сомнению, хотя его интенсивность и характер менялись в различные эпохи и в различных местах Кавказа и Восточной Анатолии, в целом проявляясь с различной силой. Этот вывод достаточно однозначно под-

тверждается данными GPS [Шевченко и др., 1999; и др.]. Сжатие в целом ориентировано в направлении ССВ–ЮЮЗ, отличаясь в деталях в различных структурных зонах.

Причина подобного регионального сжатия заключается (о чем уже говорилось выше) в наличии обстановки общей коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит и, в частности, в быстром продвижении к северу Аравийской плиты в связи с раскрытием рифта Красного моря. Кавказский синтаксис как раз и находится на самом «острие» северной части огромного жесткого индентора — Аравийской плиты.

Математическое моделирование, проведенное на кафедре динамической геологии МГУ, показало, что в пределах зарождающегося горно-складчатого сооружения Большого Кавказа в обстановке жесткой коллизии в нижней коре существуют области, в которых увеличиваются как напряжения, так и скорость деформации пород, что приводит к некоторому уменьшению вязкости [Захаров, 1999]. В центральной области Большого Кавказа такой скачок связан с тем, что вещество коры образует утолщение («корень гор») в результате коллизии. На границе с верхней, относительно более хрупкой корой, вещество перемещается в обратную сторону, провоцируя тем самым гравитационное расползание формирующегося горного сооружения. Участки в земной коре, где наблюдаются максимальные скачки скорости движения вещества, характеризуются минимальным количеством гипоцентров землетрясений, что, возможно, может быть связано с областями генерации первичных магматических очагов. В условиях коллизии — общего сжатия — изотермы должны повышаться, что предполагает уровень образования кислых анатектических магм на глубинах в 25–30 км. Как будет показано ниже, это вполне правдоподобная глубина формирования первичных очагов с риолитовой магмой.

Очевидно, что проявление вулканизма на поверхности может происходить только в условиях тектонического растяжения, тогда как генерация первичной магмы вполне может осуществляться и в условиях сжатия, но декомпрессионные обстановки все же предпочтительней. Последние формируются в разных условиях и в первую очередь связаны с возникновением разрывов и разломных зон.

Важнейшую роль в общей структуре Кавказского сегмента, в целом, и Большого Кавказа, в частности, играет Аграхан-Тбилиско-Левантинская левосдвиговая зона (АТЛСЗ) [Короновский, 1994б].

Эта зона прослеживается от Аграханской косы в Каспийском море и пересекает Восточный Кавказ на его стыке с Центральным Кавказом, простираясь на Тбилиси и далее через Восточную Анатолию на залив Искандерун, переходя в Левантинскую сдвигово-рифтогенную зону (см. рис. 7.1). АТЛСЗ маркируется не только геологическими данными, но и сгущениями эпицентров землетрясений [Короновский, Демина, 1999]. Левосдвиговая зона ЮЗ–СВ простирается ограничивая с запада выдвинутый к северу Дагестанский клин, обрамляемый с востока правосдвиговой зоной, располагающейся вдоль побережья Каспийского моря [Копп, 1997]. Восточный Кавказ является в целом гораздо более активным районом в сейсмическом отношении, нежели Центральный и Западный Кавказ.

Кроме двух крупных, но противоположных по знаку сдвиговых зон, на Большом Кавказе выявлены и другие преимущественно правые сдвиги меньшего размера, которые раньше выделялись в качестве линеаментов [Короновский, 1984].

Несмотря на то, что горно-складчатое сооружение Большого Кавказа подвергается субмеридиональному расплющиванию, в нем прослеживаются и субширотные общекавказского простираения разрывы, например, Казбекский, с амплитудой только за поздний плейстоцен не менее 500 м [Милановский, Короновский, 1964]. Вот это сочетание как левых, так и правых сдвигов со сбросами различных простираций и создает ту структурную сеть, с которой связано проявление позднекайнозойского вулканизма на поверхности. В сдвиговых зонах на отдельных участках могли возникнуть обстановки транспрессии, особенно благоприятные для образования вулканических центров и магматических очагов, если обстановка декомпрессии может возникнуть достаточно глубоко.

Следует отметить еще одно обстоятельство. По нашему мнению, петрохимическая характеристика базальтов Восточной Анатолии и Малого Кавказа указывает на пропагацию рифтового вулканизма из Левантинской зоны в северном направлении примерно вдоль АТЛСЗ. Иными словами, рифта еще нет, но глубинные предпосылки для его возникновения уже существуют, если продолжится раскрытие Красного моря и Аравийская плита также будет двигаться в северном направлении.

Позднекайнозойский магматизм на Большом Кавказе, как уже говорилось, сосредоточен в его центральной, орографически наиболее высоко приподнятой части, длиной около 250 км. Магматическая провинция Большого Кавказа включает в себя

Эльбрусскую и Казбекскую магматические области, в пределах которых выделяется ряд самостоятельных районов вулканической активности, многие из которых обладают изолированными магматическими очагами, во всяком случае, периферическими [Милановский, Короновский, 1973].

Эльбрусская магматическая область

В Эльбрусской области имеется два района: 1) Минераловодский — наиболее северный, приуроченный к поперечному выступу, разделяющему Терско-Каспийский и Кубанский (Восточно-Кубанский) передовые прогибы; 2) Эльбрус-Верхнечегемский, образующий полосу вулканических центров длиной 80 км, приуроченных к различным тектоническим структурам: Лабино-Малкинской моноклинальной зоне (южному склону Скифской плиты); Пшекиш-Тырныаузской горстообразной в новейшем этапе развития зоне и самой северной части кристаллического ядра Большого Кавказа (рис. 7.2).

Минераловодский район — здесь находится более 20 интрузивных гипабиссальных массивов, в большинстве случаев представляющих собой магматические диапиры, иногда криптодиапиры. Встречаются и дайки, возможно, бисмалиты. Отнесение их к лакколлитам ошибочно, так как только в своих апикальных частях вмещающие породы куполообразно приподняты, а в более низких горизонтах интрузивы прорывают их резко несогласно, так что мы имеем формы «редьки хвостом вниз», капель, груш и др.

Возникновение гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфиров в этом месте не случайно, так как Минераловодский выступ с севера обрамляется крутой Нагутской флексурой, западнее располагается еще одна флексура, а с востока — другая флексура маркирует борт Терской впадины передового прогиба, по которой палеозойский фундамент Минераловодского выступа поднят почти на 2 км. На юге находится Черкесский разлом. Таким образом, в кровле фундамента намечается хорошо выраженный флексурообразный перегиб, растяжение в пределах которого могло вызвать обстановку декомпрессии на глубине, формирование магматических очагов в коре и подъем магмы по ослабленным зонам в верхние горизонты чехла на глубины в 1–2 км. Именно такая мощность отложений оказывается размытой в этом районе при новейших поднятиях. Абсолютный возраст пород магматических диапи-

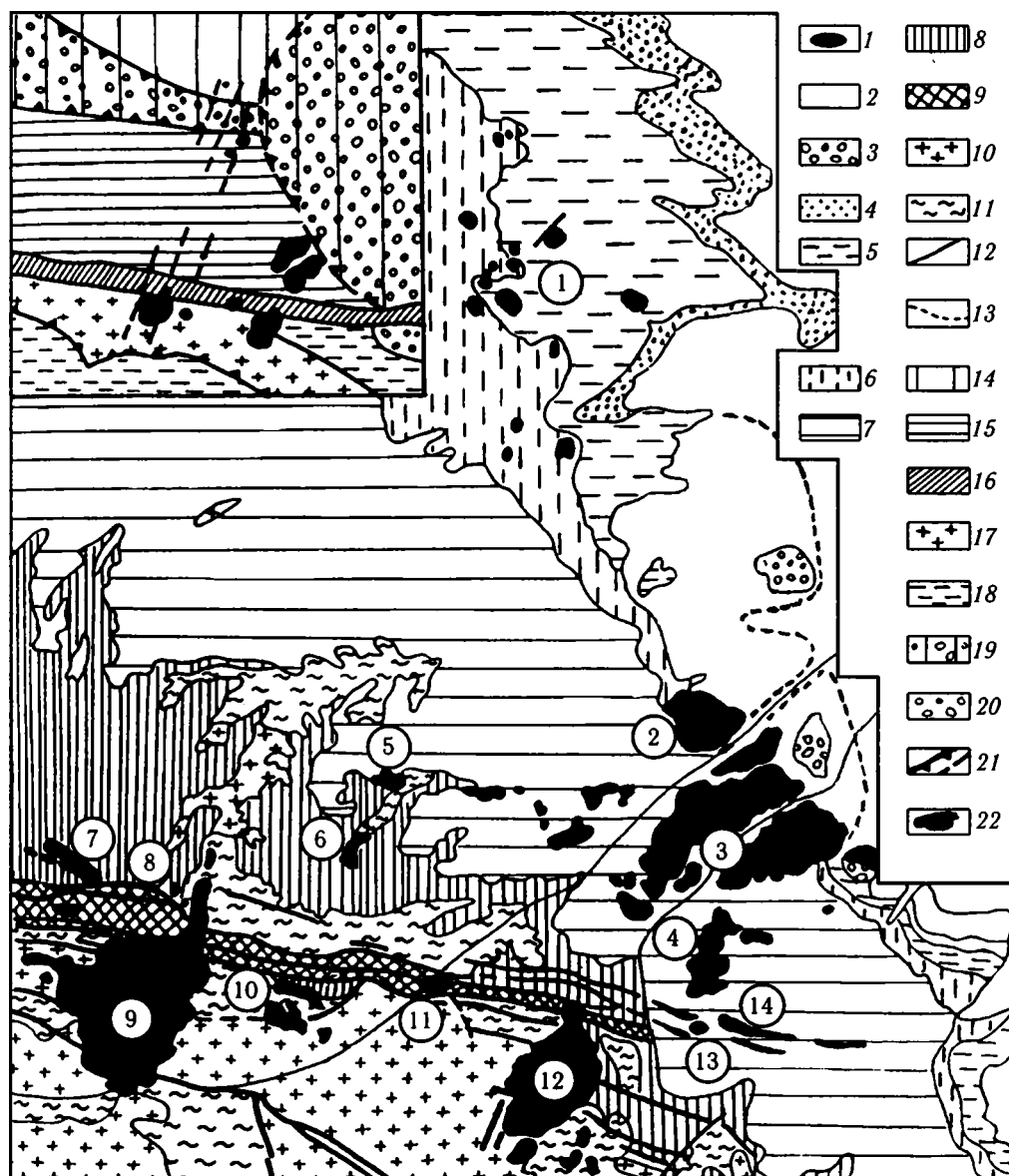


Рис. 7.2. Схематическая карта размещения позднекайнозойских магматических пород в Эльбурской области [Милановский, Короновский, 1973]

1 — магматические породы; 2 — четвертичные отложения; 3 — грубые молассы; 4 — поздний миоцен (меотис–понт); 5 — олигоцен–миоцен (без меотиса); 6 — палеоцен и эоцен; 7 — мел и верхняя юра; 8 — средняя и нижняя юра; 9 — палеозой; 10 — позднепалеозойские граниты; 11 — метаморфиты палеозоя; 12 — разломы; 13 — границы отложений под четвертичными толщами.

На врезке показаны основные тектонические структуры: 14 — эпигерцинская плита; 15 — Лабино-Малкинская монокли-нальная зона (поднятый край плиты); 16 — Пшекиш-Тырныузская зона; 17 — горст Главного хребта; 18 — зона Южного скло-на; 19 — передовые прогибы; 20 — молассы; 21 — разломы и флексуры; 22 — изверженные породы.

Цифры в кружках — районы позднекайнозойского магматизма: 1 — Минераловодский, 2 — Харахора, 3 — Нижний Че-гем, 4 — Баш-Тюз, 5 — Кинжал, 6 — Тызыл, 7 — Худес, 8 — Тузлук, 9 — Эльбрус, 10 — Кыртык, 11 — Тырныуз, 12 — Верхний Чегем, 13 — Крандух, 14 — Сурх

ров оценивается от 8,8 [Борсук, 1979] до 8,25 млн лет [Богатиков и др., 2002] и совпадает с предпоз-немиоценовой активизацией тектонических движе-ний. Интрузивы формировались в течение несколь-

ких фаз внедрения (до четырех) на Змейке, Быке и Бештау [Короновский и др., 1986].

Эльбрус-Верхнечегемский вулканический район состоит из целого ряда крупных и мелких

вулканических центров: 1) Западно-Приэльбрусских; 2) Эльбрусского; 3) Кыртык-Сылтранского; 4) Ташлысырт-Тызыльского; 5) Тырнаузского; 6) Верхнечегемского; 7) Сурх-Крандужского. Все они обладают автономностью и имеют четко выраженные центры извержения, представленные неками, жерловинами и дайками. Западная часть этого района в тектоническом отношении приурочена к очень крупному флексурообразному меридиональному перегибу в новейшей структуре. К западу от меридиана Эльбруса уровень вершинной поверхности Главного хребта скачкообразно понижается почти на 1 км. В Тырнаузской зоне наблюдается целая серия субширотных (общекавказского простираения) разломов, по которым активные движения произошли в плиоцен-четвертичное время и создали ступенчатую структуру, понижающуюся к южному краю Лабино-Малкинской зоны, которая в этом месте обладает наибольшей протяженностью. Не последнюю роль играют и поперечные флексурные зоны и разломы, создающие вместе с субширотными достаточно сложную клавишную структуру, в которой помимо субмеридионального расплющивания явно устанавливаются и обстановки локального растяжения.

Последовательность формирования и обоснование возраста вулканических пород этого района подробно рассмотрены в целом ряде работ [Милановский, 1957, 1968; Масуренков, 1961; Милановский, Короновский, 1961, 1964, 1969, 1973; Короновский, 1962, 1968; Короновский, Рудаков, 1962; и мн. др.]. Следует подчеркнуть, что стратиграфическое расчленение вулканитов основывается на геологических и геоморфологических данных, выстроенных в достаточно стройную и непротиворечивую систему, включающую в себя корреляцию речных террас, стадий оледенения и поверхностей выравнивания, соотношение вулканогенных и осадочных, особенно молассовых, толщ с морскими отложениями Терского передового прогиба. Эта методика эффективна в горных областях, где развиты ледниковые тро-

говые долины и их реликты с ледниковыми и вулканогенными отложениями. Хорошим примером в этом отношении служит долина Терека от Владикавказа до сел. Коби, далее — до Крестового перевала и долины р. Белая Арагви, начинающейся на орографически возвышающемся Главном хребте Большого Кавказа, а также долины Кубани, Малки, Баксана, Черка и других рек Северного склона [Милановский, Короновский, 1964, 1973].

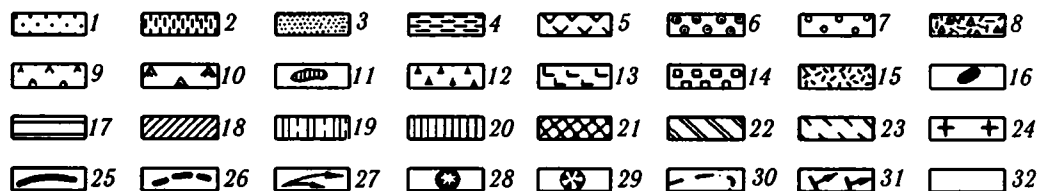
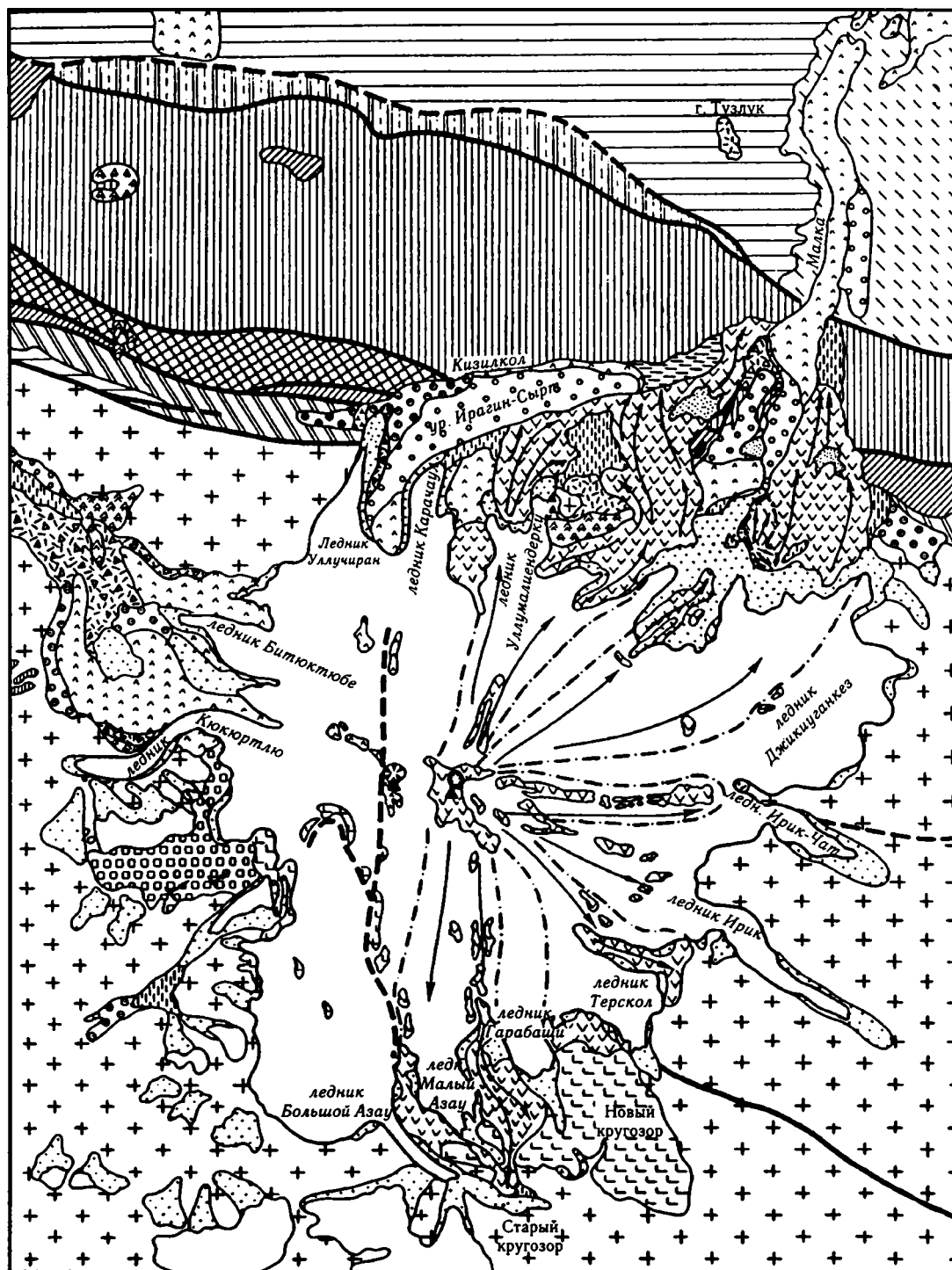
В последнее время появилось несколько работ группы сотрудников ИГЕМа под руководством О.А. Богатикова, в которых приводятся новые данные об абсолютном возрасте части вулканитов Эльбруса, а также Казбекского района [Богатиков и др., 2002]. Некоторые из приведенных цифр подтверждают высказанные нами ранее предположения о возрасте вулканитов, некоторые же входят в противоречие с геологическими данными и требуют осмысления.

Наиболее подробно стратиграфия, петрография и эволюция Эльбруса и окружающих его самостоятельных вулканических центров рассмотрены в работах: [Короновский, 1962; Милановский, Короновский, 1973]. Среди вулканогенных толщ Эльбруса выделяются три или две верхнеплиоценовые и три четвертичные (рис. 7.3, 7.4), причем в наиболее молодой, голоценовой, возможно установление четырех разновозрастных фаз [Милановский, Короновский, 1960; Молявко и др., 1980; Короновский, Рудаков, 1962; Короновский, Молявко, 1978]. Центры в Лабино-Малкинской зоне (Бечасынское плато) — Худес, Ташлысырт, Тузлук, Кинжал и Тызыл — имеют свои подводящие корни, прекрасно обнаженные в долине р. Тызыл и описанные в работе: [Милановский, Короновский, 1973].

В западном Приэльбрусье находятся самостоятельные центры извержений преимущественно верхнеплейстоценового возраста, из которых извергались дациты и риолиты — породы, неотличимые от настоящих игнимбритов [Короновский, 1959, 1968]. Они развиты в верховьях долин рек Кюкюртли,

Рис. 7.3. Схематическая геологическая карта вулкана Эльбрус

1–5 — голоцен: 1 — морены стадий XIX–XX вв., 2–4 — отложения (2 — флювиогляциальные, 3 — аллювиально-пролювиальные, 4 — озерные); 5 — дацитовые лавы; 6–11 — верхний плейстоцен: 6, 7 — морены (6 — стадий отступления последнего оледенения, 7 — максимальных стадий последнего оледенения), 8 — пепло-пемзовые накопления, 9 — дацитовые лавы, 10 — дацитовые и риодацитовые игнимбриты, 11 — дацитовые субвулканические тела; 12, 13 — средний плейстоцен: 12 — дацитовые лавы, 13 — морены; 14–16 — верхний плиоцен: 14 — апшерон(?) — дацитовые и риодацитовые лавы и пирокластиты, 15, 16 — акчагыл(?) (15 — риолитовые лавы и туфы, 16 — риолитовые субвулканические тела); 17–24 — фундамент вулкана: 17 — нижняя юра, 18 — пермь, 19 — верхний и средний карбон, 20 — нижний карбон — девон(?), 21 — девон, 22 — нижний палеозой, 23, 24 — нижний палеозой — протерозой: 23 — метаморфические породы, 24 — метаморфические породы, прорванные палеозойскими интрузиями; 25, 26 — крупные разрывы: 25 — установленные, 26 — предполагаемые; 27 — направления течения голоценовых лавовых потоков; 28, 29 — кратеры: 28 — восточный (голоценовый), 29 — западный (верхнеплейстоценовый); 30 — границы голоценовых лавовых потоков; 31 — элементы залегания лав; 32 — ледники



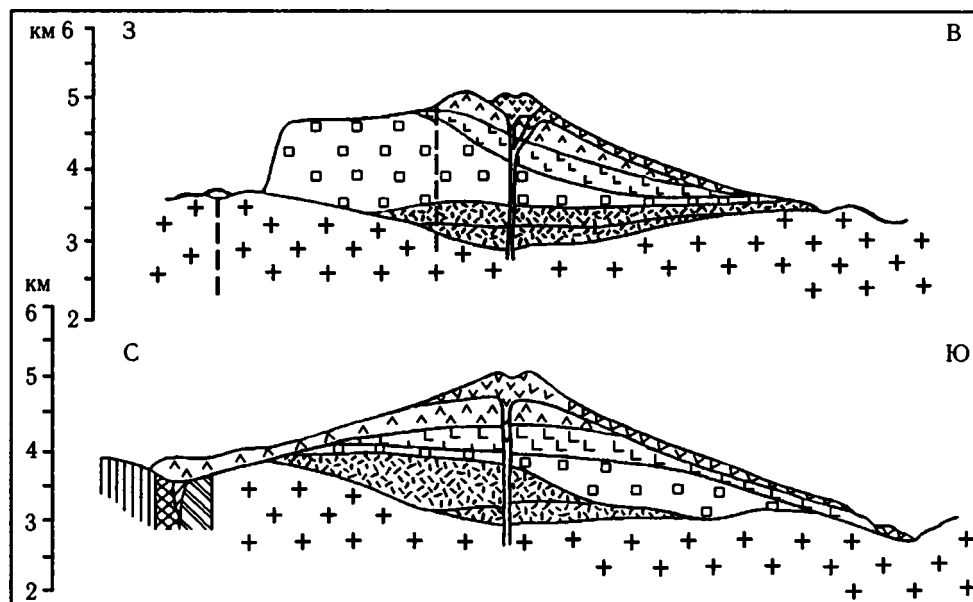


Рис. 7.4. Схематические геологические разрезы вулкана Эльбрус
Условные обозначения см. на рис. 7.3

Битюктюбе, Чемарткол и залегают в ледниковых троговых долинах верхнеплейстоценового возраста (рис. 7.5–7.7), что хорошо подтверждается геоморфологическим анализом всего региона.

По нашему мнению, на Эльбрусе отсутствует огромная кальдера размером 17х14 км, относящаяся к раннему плейстоцену (790 ± 70 тыс. лет) или даже более раннему времени, о которой писали О.А. Богатиков с соавторами [1998, 2002], так как нет никаких доказательств ее существования, а за северный край кальдеры, видимо, был принят южный склон Передового хребта. В то же время, в начале позднего плейстоцена произошло мощное эксплозивное извержение, следы которого мы видим в виде мощной, но частично переотложенной тefры в районе источников Джилысу на северном склоне, где они перекрыты мореной позднего верхнеплейстоценового оледенения, и на западном склоне в верховьях р. Битюктюбе, где их перекрывают лавовые потоки. Разнос пемзы при этом извержении достигал Тырнауза, где на правом берегу Баксана находится скопление пемзовых орешков. Надо отметить, что толща частично переотложной мощной тefры, сохранившейся на северном и западном склонах, является хорошим репером, так как она перекрывает лавы Малкинского потока и сама перекрывается более молодыми лавами, геоморфологически относящимися ко второй половине верхнего плейстоцена. Нижняя граница верхнего плейстоцена (звена) сейчас отвечает рубежу в 130 тыс. лет,

а среднего — в 440 тыс. лет. Цифры абсолютного возраста [Богатиков и др., 2002] для этих потоков получаются несколько древнее, но Малкинский поток (250 тыс. лет), который расположен в хорошо выраженной троговой долине, выработанной ранним оледенением в позднем плейстоцене, не может быть древнее Терскольских потоков (180 тыс. лет), залегающих на высоте 250–300 м над современным троговым днищем долины р. Азау.

Восточнее Эльбруса, в долине Кыртыка, находится позднеплиоценовый делленитовый лакколит, андезидацитовые вулканы на водоразделе рек Сылтрансу и Кыртык и позднеплиоценовые эльджуртинские граниты и прорывающие их риолитовые штоки [Милановский, 1957].

Особенностью вулкана Эльбрус является наличие многочисленных самостоятельных центров извержений лав различного состава, расположенных вокруг Эльбруса на расстояниях до 20 км от его Восточной вершины. Возраст этих центров преимущественно верхнеплейстоценовый, хотя и не исключен и среднеплейстоценовый. Даже в голоцене излияния лав происходили не только из кратера Восточной вершины, а из целого ряда побочных центров на склонах вулкана.

Все это свидетельствует о существовании большого магматического очага в районе Эльбруса, из разных участков которого по трещинам и происходили извержения разной по составу магмы. Факт существования под Эльбрусом близповерхностно-

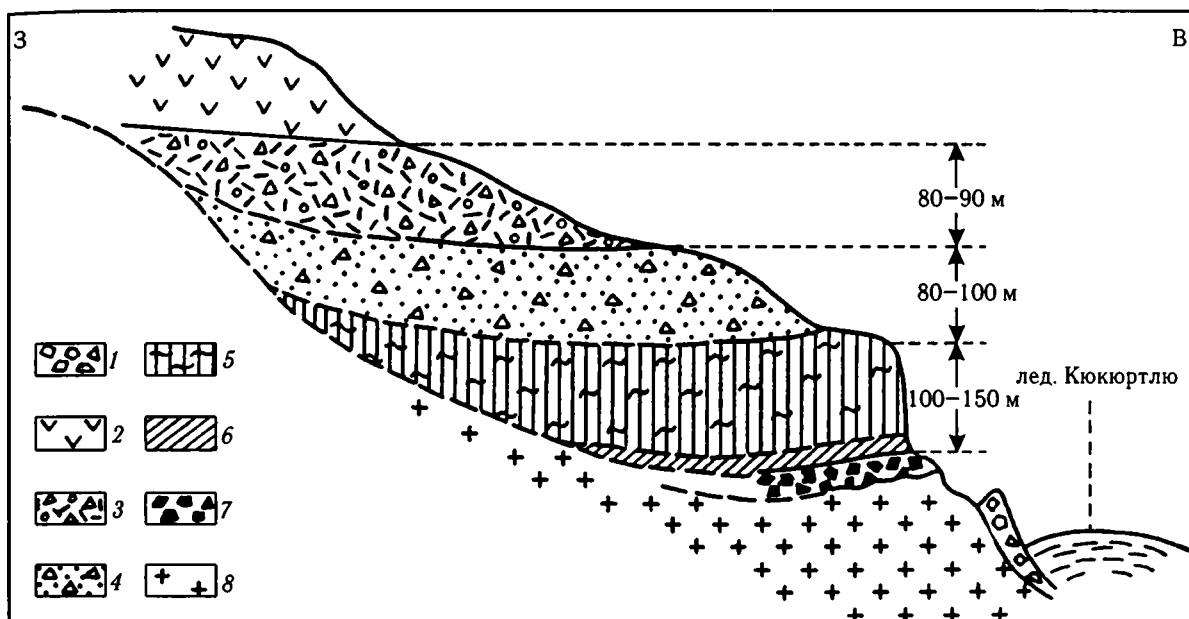


Рис. 7.5. Схема строения правого склона долины р. Кюкюртлю, около концевой части ледника

1 — морена XIX в.; 2-6 — верхний плейстоцен: 2 — дацитовые лавы, 3 — пепло-пемзовые отложения, 4 — рыхлая туфобрекчия с обломками риодацитов, 5 — стекловатые черные дацитовые игнимбриты, 6 — серые рыхлые дацитовые игнимбриты; 7 — брекчия из гранитных обломков, предполагаемая морена предпоследнего оледенения (glQ_3^1); 8 — палеозой

го периферического магматического очага уже давно обсуждается [Масуренков, 1961, 1964; Масуренков, Пантелеев, 1962; Авдулов, Короновский, 1993; Богатиков и др., 2002]. Судя по всему, Эльбрус еще не потух окончательно, так как последние извержения были 2000–3000 лет назад и еще есть выходы сернистых газов на склоне Восточной вершины

на высоте около 5,5 км [Ковалев, Масуренков, 1971] (рис. 7.8).

На водоразделе между реками Сылтрансу и Кыртык, восточнее изолированных центров извержений, давших короткие лавовые потоки в обе стороны от водораздела и имеющих, скорее всего, среднеплейстоценовый возраст (рис. 7.9), в долине

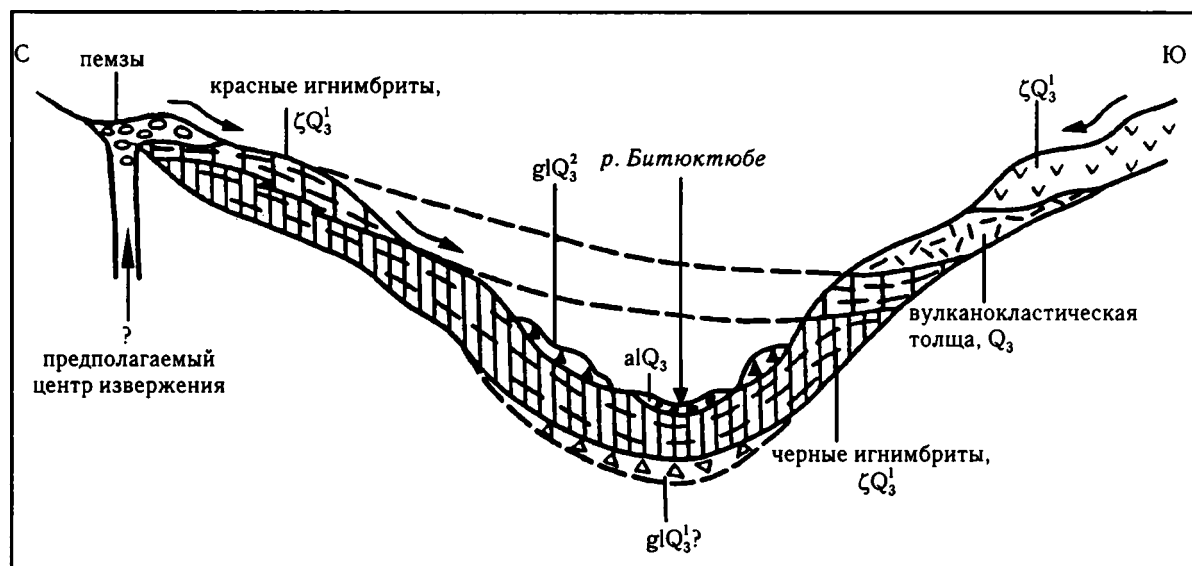


Рис. 7.6. Схематический поперечный профиль долины р. Битюктюбе в ее верховьях. Трог, выработанный предпоследним оледенением, заполнен дацитовыми игнимбритами

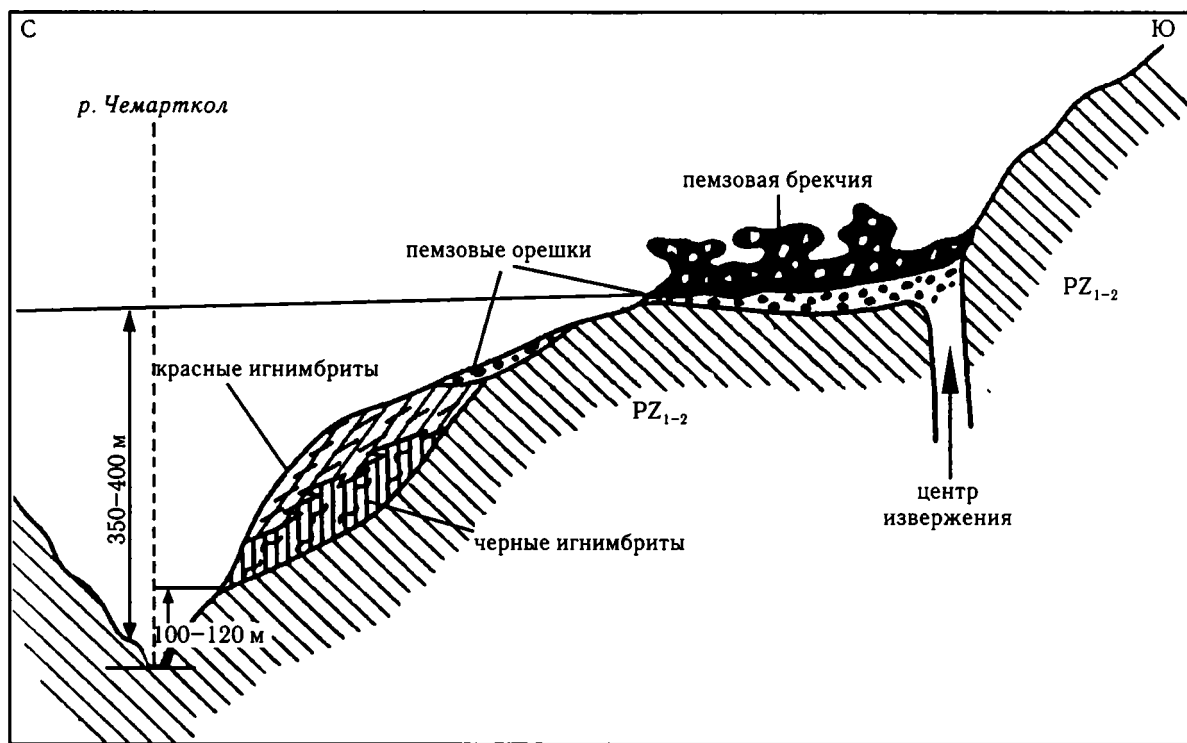


Рис. 7.7. Схема строения левого берега р. Чемарткол в районе распространения игнимбритов

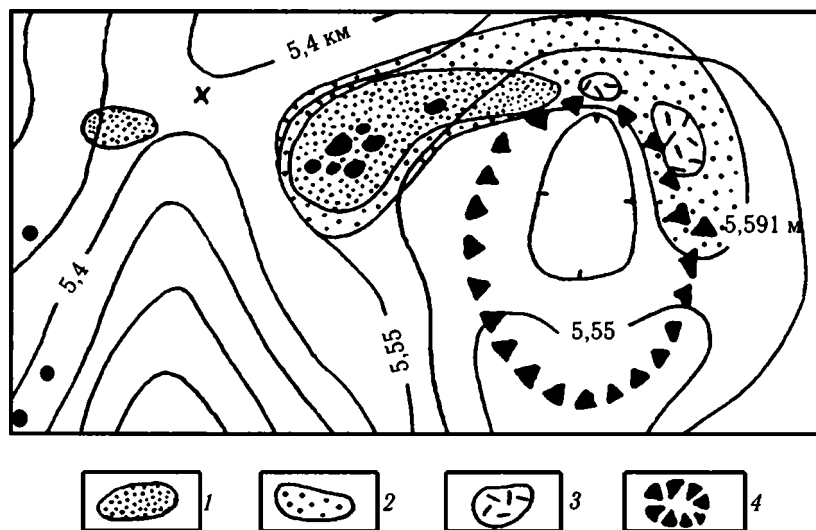


Рис. 7.8. Фумарольное поле на Восточной вершине Эльбруса. По: [Ковалев, Масуренков, 1971]

1, 2 — поля: 1 — фумарольное, 2 — поствулканически измененных пород; 3 — пеплы и туфы; 4 — кратер Восточной вершины

р. Баксан у г. Тырнауза располагается интрузия эльджуртинских биотитовых гранитов и прорывающих ее трех штоков риолитов, от которых, по-видимому, начинались потоки риолитовых игнимбритов к северу. Остатки одного из них находятся на левом склоне долины р. Баксан на высоте около 500 м над днищем современной долины. Абсолютный возраст эльджуртинских гранитов колеблется

от $1,90 \pm 0,15$ до $1,80 \pm 0,15$ млн лет, а прорывающих их штоков риолитов и различных кислых даек — от $1,80 \pm 0,15$ до $1,20 \pm 0,20$ млн лет [Борсук, 1979].

Еще далее к востоку от выхода верхнеплиоценовых гранитов на Баксане совсем недалеко находится Верхнечегемский центр извержения, представленный грандиозной вулканотектонической впадиной или кальдерой проседания, выполненной 2-километ-

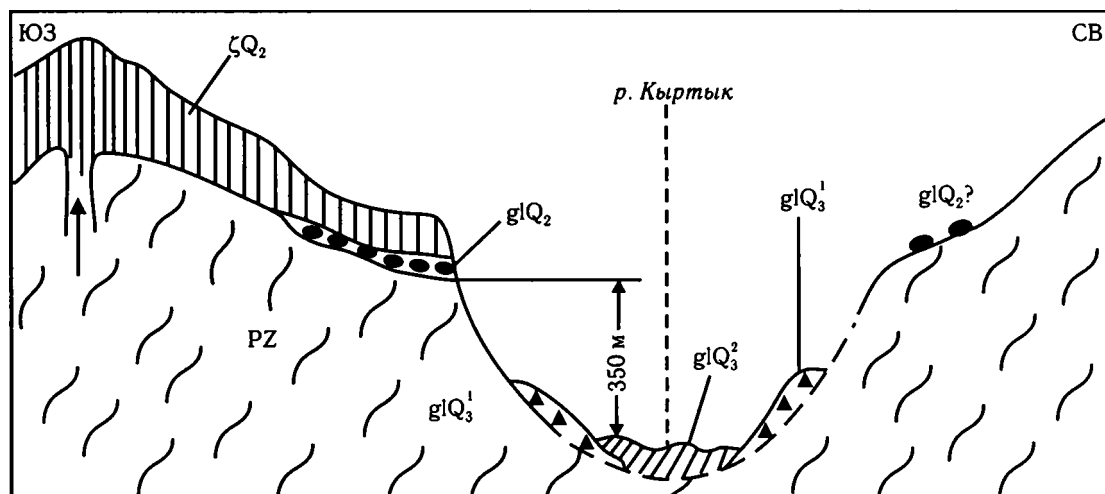


Рис. 7.9. Схематический поперечный профиль долины р. Кыртык. Под среднечетвертичными дацитовыми лавами видна моренная толща glQ_2 , в составе которой отсутствуют валуны лав

ровой толщей преимущественно риолитовых игнимбритов, сформировавшейся практически мгновенно без единого перерыва (рис. 7.10). Возраст игнимбритов оценивается в 2,83–2,84 млн лет [Борсук, 1979; Lipman et al., 1993; Богатиков и др., 2002]. Особенности строения толщи, ее петрографические и петрохимические особенности были неоднократно и детально описаны [Масуренков, 1961; Милановский и др., 1962; Милановский, Короновский, 1973; и др.].

После перерыва, внедрения гранитов и оледенения произошли извержения андезитов, перекрывших все более древние отложения.

Извержения риолитов, происходившие из относительно неглубокого магматического очага, не только вызвали глубокое проседание его кровли по ряду

прекрасно наблюдаемых сингенетических разломов, но и сформировали огромный пепловый поток, перекрывший зачаточный позднеплиоценовый куэстовый рельеф, образовав Нижнечегемское игнимбритовое плато мощностью в первые сотни метров (рис. 7.11). Игнимбриты в своих краевых, северных, частях, удаленных от кальдеры почти на 100 км, сменяются пемзовыми туфами [Милановский, Короновский, 1969; Короновский и др., 1982; Lipman et al., 1993].

Следует отметить, что восточнее Верхнечегемской кальдеры, над резкой флексурой, хорошо видимой в верхнеюрских известняках и находящейся на продолжении одного из субширотных разломов Тырнаузской зоны, до извержения игнимбритов образовались два самостоятельных вулканических

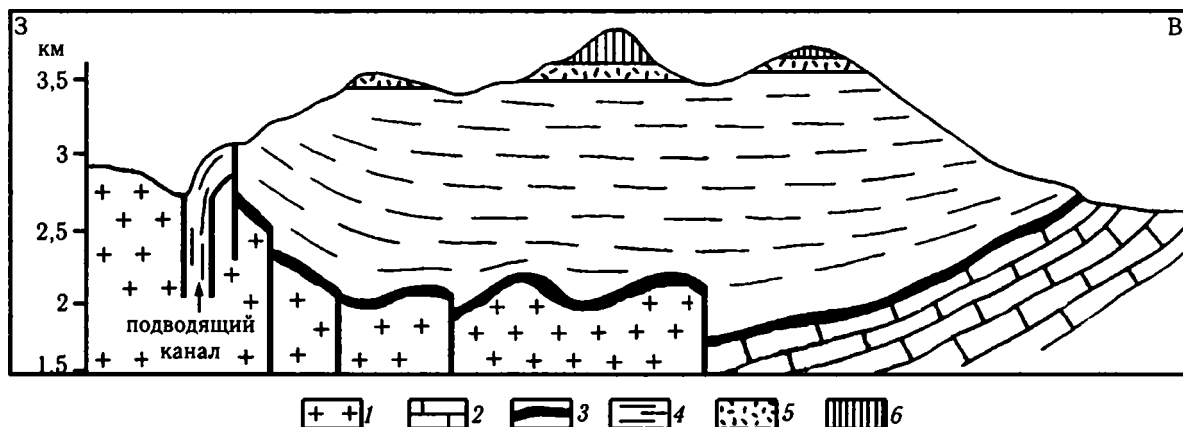


Рис. 7.10. Схематический разрез Верхнечегемской впадины или кальдеры. Виден разный субстрат и его проседание

1 — палеозойские граниты; 2 — верхнеюрские известняки; 3, 4 — игнимбриты: 3 — черные риолитовые, 4 — риолитовые; 5 — риолитовые туфы; 6 — андезитовые лавы

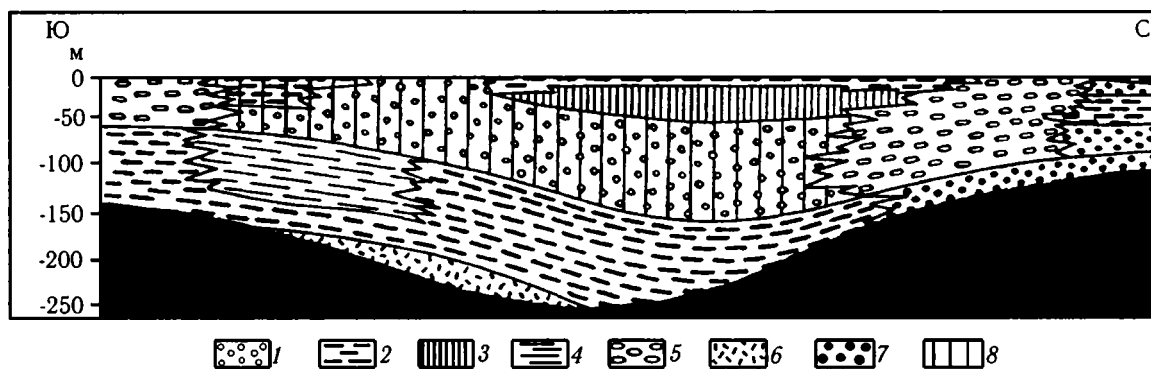


Рис. 7.11. Реконструкция Нижнечегемского игнимбритового покрова. Хорошо видна неоднородность покрова и налегание на субстрат (черный цвет) разных горизонтов

1–5 — игнимбриты: 1 — с мелкими белыми пемзовидными фьямме, 2 — серые и красные с фьямме черного стекла, 3 — серые стекловатые, 4 — без фьямме, 5 — с длинными пемзовидными фьямме; 6, 7 — туфы: 6 — риолитовые, 7 — пемзовые; 8 — столбчатая отдельность в игнимбриках

центра, давших ныне почти полностью эродированные потоки андезибазальтовых лав — Сурх и Крандх, спускавшиеся по древним позднеплиоценовым долинам к северо-востоку, о чем свидетельствуют аллювиальные галечники, подстилающие вулканы. Между излиянием андезибазальтов и образованием риолитовой игнимбритовой толщи наблюдаются перерыв и отсутствие каких-либо переходных разностей вулканитов.

После формирования кальдеры в толщу игнимбритов внедрились гранодиориты ($2,6 \pm 0,2$ млн лет), а затем, после полупокровного позднеплиоценового оледенения, образовались один или несколько андезитовых вулканов, породы которых сохранились в виде вершин Кум-Тюбе и Кюген-Кая.

Следует отметить, что проседание Верхнечегемской кальдеры происходило за счет образования все новых и новых разломов субширотного простирания, которые как бы расширяли первоначальный грабен (см. рис. 7.10). Об этом свидетельствует характер распределения ксенолитов в риолитовых игнимбриках, так как разломы — они же подводящие каналы — закладывались на разном субстрате.

Если Нижнечегемское игнимбритовое плато является шлейфом от Верхнечегемской кальдеры, то его строение отличается сложной фациальной изменчивостью и, что интересно, увеличенной мощностью в средней части (см. рис. 7.11).

Необходимо подчеркнуть, что для Нижнечегемского игнимбритового плато возможны и свои центры извержений, представленные в нижней части толщи жерловинами с «эруптивным» пемзовым туфом [Масуренков, 1961]. Эти предполагаемые центры приурочены к субширотному флексуобразному перегибу в чехле Лабино-Малкинской зоны.

Более молодыми, но также позднеплиоценовыми вулканическими образованиями являются две толщи риолитовых туфов и туфоконгломератов — кыбурунская и баксангэсская в долине Баксана у сел. Заюково. Центры извержений этих пород не обнаружены. И, наконец, более молодыми, ранне-позднеплейстоценовыми, являются риолитовые и риодацитовые туфы, центры извержений которых находятся в долинах рек Чегем, Баксан и Гунделен.

Таким образом, позднекайнозойский вулканизм в Эльбрусской магматической области проявился, начиная с позднего миоцена — 8,25 млн лет назад — Минераловодские диапиры — и вплоть до позднего голоцена (несколько тысяч лет назад) — дацитовые лавовые потоки вулкана Эльбрус.

Казбекская магматическая область

Тектоническое положение Казбекской магматической области, расположенной восточнее Эльбрусской, характеризуется ее приуроченностью непосредственно к осевой, в геологическом смысле, зоне Большого Кавказа и его Южному склону. Вся область располагается в полосе АТЛСЗ, в которой в условиях сдвиговых смещений формировались присдвиговые зоны растяжения, благоприятные для прорыва магмы на поверхность (см. рис. 7.1).

В Казбекской области выделяются три самостоятельных вулканических района — собственно Казбекский, Кельский и Джавский, образующих широкую полосу СВ–ЮЗ простирания [Милановский, Короновский, 1964, 1973] (рис. 7.12).

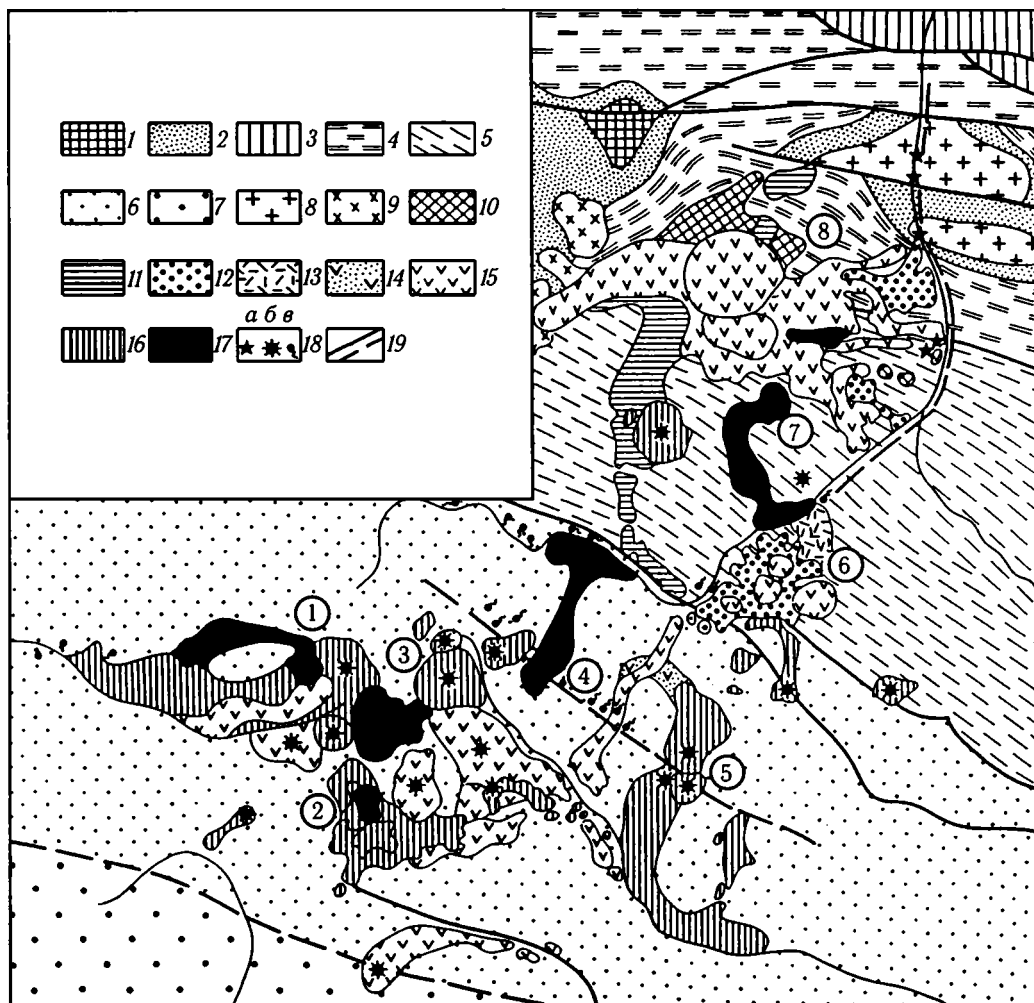


Рис. 7.12. Схема строения центральной части Казбекской магматической области

1 — палеозой; 2–5 — лейас: 2 — ранний, 3 — ранний–средний, 4 — средний–поздний, 5 — поздний; 6 — поздняя юра — ранний мел; 7 — ранний мел; 8, 9 — граниты: 8 — позднепалеозойские, 9 — мел-палеогеновые; 10 — поздний плиоцен (андезиты); 11–16 — плейстоцен: 11 — ранний (андезиты), 12, 13 — средний (12 — андезиты, андезидациты, дациты; 13 — пирокластическая толща), 14–16 — поздний (14 — туфобрекчии андезитов; 15 — андезиты; 16 — андезибазальты и андезиты); 17 — голоцен (андезиты); 18 — центры извержений (а), трубы взрыва (б), минеральные источники (в); 19 — крупные разломы.

Цифры в кружках — вулканы: 1 — Эрман-Ахубатские, 2 — Нарван-Хох, 3 — Непискало, 4 — Хорисар, 5 — Сакохе-Садзели, 6 — Кабарджин, 7 — Ткаршети, 8 — Казбек

Казбекский вулканический район — здесь позднекайнозойский магматизм начался в среднем плиоцене с внедрения гранодиоритов — массивы Кароби, Цурунгал, Сангутидон, Тепли, Калько — выделяемых как «неоинтрузии». Возраст этих молодых интрузивов оценивается в интервале от $4,40 \pm 0,20$ до $1,60 \pm 0,15$ млн лет [Борсук, 1979]. Очень мощная вспышка скорее всего эксплозивного и частично эффузивного вулканизма произошла в позднем плиоцене — в ачкагыльском и апашеронском веках. Однако продукты этого вулканизма мы наблюдаем только в переотложенном виде — в свите рухдзуар.

Основным ареалом распространения свиты рухдзуар является Осетинская впадина — одна из ванн Терско-Каспийского Предкавказского передового прогиба, возникшего в момент начала роста горноскладчатого сооружения Большого Кавказа. Распространение свиты рухдзуар на востоке ограничивает Назрановское молодое поднятие СЗ–ЮВ ориентировки (рис. 7.13). Хорошие и достаточно полные разрезы этой свиты прослеживаются в долинах рек и ручьев, пересекающих предгорные районы. Но самый впечатляющий разрез свиты рухдзуар находится в долине р. Терек, около сел. Эльхо-

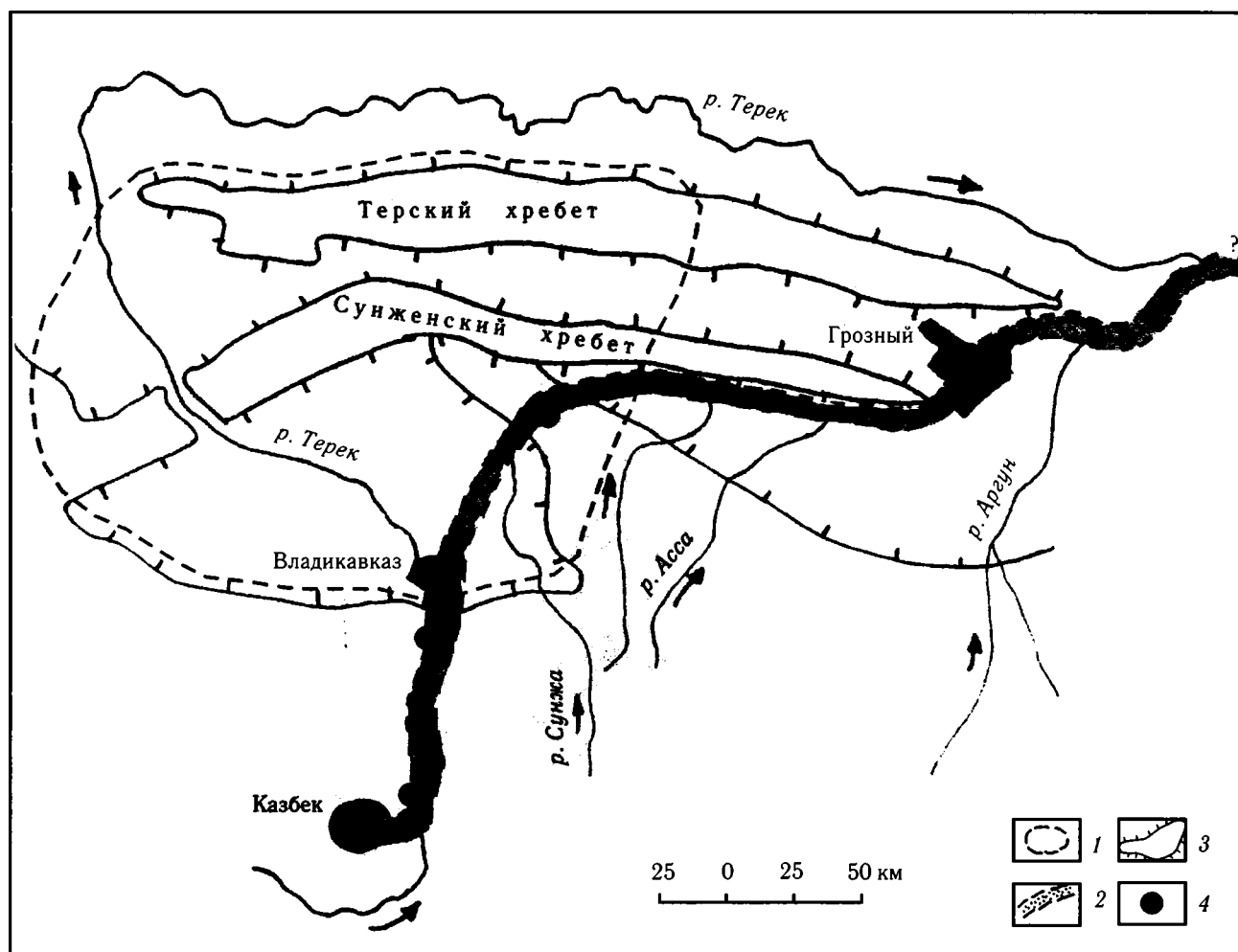


Рис. 7.13. Распространение свиты рухдуар (1) и лахара при взрыве вулкана Казбек (2); поднятия (3); места описания лахара (4)

тово, там, где река прорезает Сунженский хребет и породы слой за слоем прекрасно видны в северном крыле антиклинальной складки, образующей Сунженский хребет. Этот разрез описывался многими исследователями — М.С. Швецовым, Е.М. Великовской, А.В. Кожевниковым, Е.Е. Милановским, Е.В. Шанцером, А.А. Стекловым и др.

Разрез свиты отличается изменчивым строением, так как стекавшие с Кавказских гор многочисленные реки, меандрирующие по предгорным равнинам, часто меняли свои русла, образуя старицы и застойные озера. Поэтому даже в соседних, близко расположенных разрезах одни слои быстро сменяются другими, выклиниваются или, наоборот, увеличиваются в мощности. Эти изменения фиксируются как по простиранию, так и в поперечном направлении от подножий Кавказского хребта к северу. Однако в центральных частях всех разре-

зов выделяется мощная толща пород, почти целиком состоящая из вулканического материала. В ней повсеместно распространены хорошо и плохо окатанные валуны и обломки серых, красных, малиновых, фиолетовых, черных лав андезидацитового и дацитового составов, сцементированных сходным по составу мелкообломочным вулканическим материалом. Местами эти конгломерато-брекчии совершенно рыхлые. В этих толщах редко, но все же встречаются, угловатые гальки гранитов, юрских глинистых сланцев, известняков верхней юры и верхнего мела. Размер валунов и обломков колеблется от 1,5 м до нескольких сантиметров. Все эти отложения обладают грубой слоистостью, обусловленной чередованием обломков различной крупности. Среди цементирующей массы большую роль играют пемзовые обломки и «орешки» размером в первые сантиметры, пемзовые пески, вулканиче-

ские туфы и пеплы. В разрезах свиты рухдзуар присутствуют и озерные мергели, глины, пористые известняки, содержащие вулканические туфы. Наибольшую видимую мощность (более 1000 м) свита рухдзуар имеет в долине Терека, в районе Эльхотовских ворот — месте прорыва реки через Сунженский хребет.

По-видимому, в этом районе находилась глубокая поперечная впадина, пересекавшая западную часть Терско-Каспийского прогиба от г. Прохладного на севере до г. Владикавказа на юге. В районе сел. Кадгарон в Осетинской впадине пробуренная на глубину в 1908,3 м скважина не вышла из вулканогенно-обломочных отложений. Иными словами, мощность свиты рухдзуар может превышать даже 2 км.

Среди вулканических пород валунов, галек и обломков в свите рухдзуар более 98% составляют андезидациты и дациты разнообразной окраски, с хорошо выраженной порфировой структурой, с крупными вкрапленниками плагиоклазов, реже пироксенов и роговой обманки и с почти полным отсутствием кварца. В целом по внешнему облику они весьма схожи с вулканитами Казбека и окружающих его небольших многочисленных вулканов. Однако все эти вулканы намного моложе свиты рухдзуар и относятся к среднему—позднему плейстоцену и голоцену.

Возраст отложений свиты рухдзуар довольно уверенно определяется по переслаиванию нижней части разреза свиты у сел. Заманкул глинистыми прослоями морского генезиса, содержащими типичные акчагыльские пеллециподы. В верхних горизонтах свиты развиты наземные моллюски апшеронского яруса. Следовательно, возрастной диапазон формирования свиты рухдзуар приходится на акчагыльский и апшеронский века верхнего плиоцена, т.е. на довольно короткий отрезок времени.

Где находились центры извержений, давшие огромный объем вулканического материала, точно неизвестно. Детальное изучение химизма вулканитов свиты рухдзуар показало, что они не связаны с четвертичным вулканом Казбек [Короновский, Демина, 1994, 2003]. Возможно два варианта: либо огромный объем вулканогенного материала свиты рухдзуар обусловлен каким-то верхнеплиоценовым вулканом, существовавшим на месте современного Казбека, а ныне полностью уничтоженным эрозией (наиболее древние породы вулкана находятся на его северном склоне в истоках Девдоракского ледника); либо это — результат извержений дру-

гих вулканов, располагавшихся где-то в Казбекской области и протягивавшихся к западу до меридиана р. Черек. Сейчас от этих вулканов ничего не осталось, они оказались разрушенными, а слагавший их материал снесен в предгорный прогиб за короткое время. Такая мощная толща могла сформироваться только при усиленном прогибании этой части Терско-Каспийского передового прогиба.

Собственно вулкан Казбек располагается непосредственно на субширотном молодом разломе, амплитуда смещения по которому за поздний плейстоцен и голоцен, т.е. примерно за 70 тыс. лет, составила 0,5 км [Милановский, Короновский, 1964]. При извержениях Казбека формировались длинные лавовые потоки, заполнявшие древние речные долины, в том числе и долину Терека, где они находятся на разных высотах севернее и южнее Казбекского разлома. Это Чхерские потоки, лавы района Цдо, Мнадонские и Ткаршетские потоки. Центры их излияний находились где-то в районе современного Казбека. Но от того более древнего вулкана сохранились лишь остатки конуса, уничтоженного в начале раннего плейстоцена грандиозным взрывом, вызвавшим мощный лахаровый поток, дошедший до Грозного [Короновский, Демина, 2003] (рис. 7.14). Заметим, что именно в это время на Эльбрусе произошло мощное эксплозивное извержение, и в долине Чегема возникли свои эксплозивные центры. Во второй половине позднего плейстоцена в кальдере вырос экструзивный купол современного Казбека, который и наблюдается сейчас из г. Казбеги в виде «сахарной головы».

Вокруг Казбека есть целый ряд самостоятельных центров извержений разного возраста, из которых изливались лавовые потоки, ныне находящиеся высоко над верхнеплейстоценовым днищем Терека [Милановский, Короновский, 1964], что опять-таки напоминает ситуацию вокруг Эльбруса. Среднеплейстоценовый, в основном экструзивный, вулкан Кабарджин располагается особняком, а к югу от него находится несколько маленьких верхнеплейстоценовых центров излияния андезидацитов [Короновский, 1964]. Севернее г. Казбеги, в Дарьяльском ущелье, существует ряд эксплозивных, чисто газовых вулканчиков позднеплейстоценового возраста [Милановский, Короновский, 1961]. Наиболее молодой самостоятельный голоценовый лавовый поток, имеющий возраст в первые тысячи лет, излился с левого берега р. Терек против сел. Сиони и перегородил долину. Сейчас в нем прорезана узкая теснина. Таким образом, в Казбекском районе извержения происходили с позднего плиоцена до позд-

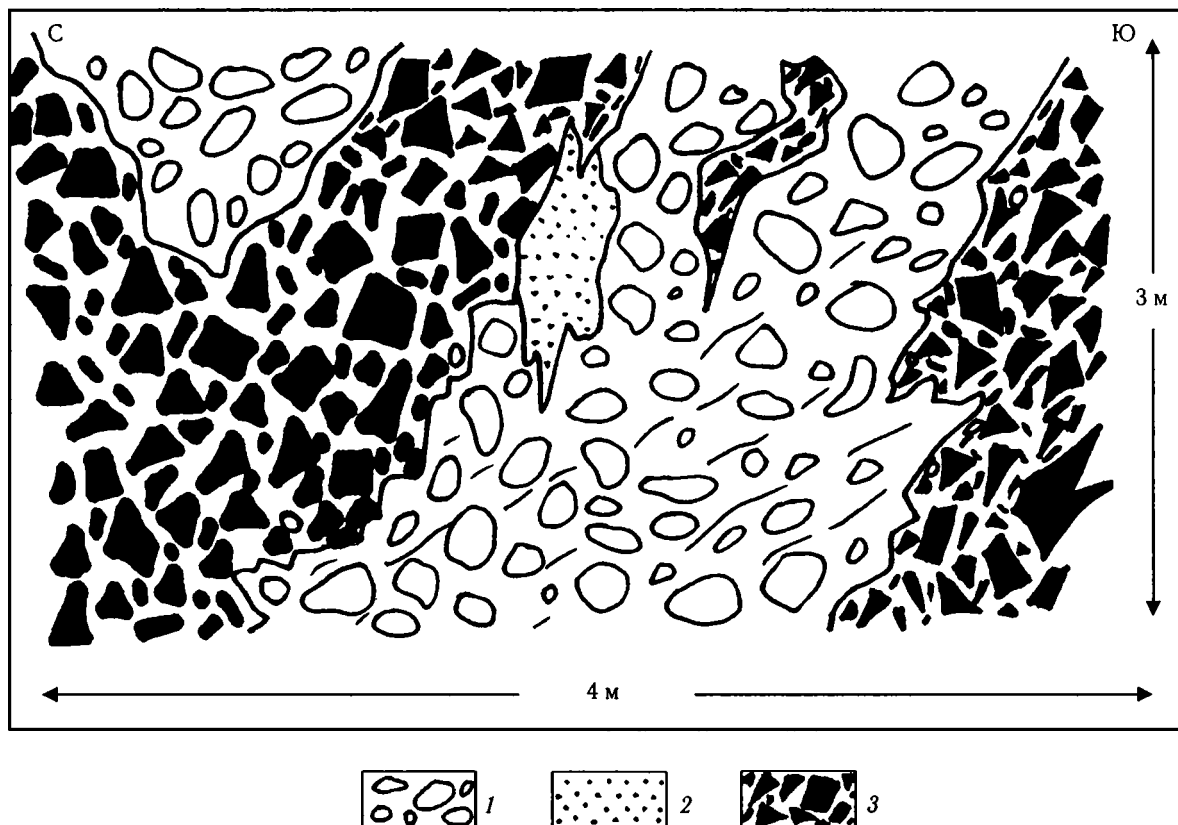


Рис. 7.14. Прорывание взрывной брекчий верхнеплейстоценового аллювия (правый берег р. Терек ниже г. Казбеги)

1 — аллювий из валунов; 2 — песок; 3 — плотная брекчия из остроугольных обломков аспидных сланцев, кварцитов, песчаников и долеритов циклаурской и кистинской свит нижней юры при полном отсутствии молодых лав и палеозойских гранитов

него голоцена включительно. И первая фаза вулканизма отличалась максимальной мощностью.

Кельский вулканический район расположен в приводораздельной части Южного склона Большого Кавказа, в зоне развития верхнеюрских и меловых флишевых образований Чиаурского синклинория, и в нем насчитывается около 25 самостоятельных центров извержений, в основном сосредоточенных между Крестовым перевалом и истоками р. Большая Лиахва. Среди них выделяется несколько групп: 1) район вулкана Большой Непискало; 2) район восточнее Крестового перевала — вулканы Сакохе и Садзели; 3) группа вулканов Нарван-Хох; 4) Эрман-Ахубатская группа вулканов (см. рис. 7.12). Все эти вулканы и связанные с ними лавовые потоки имеют, по геологическим данным, возраст от второй половины среднего плейстоцена до голоцена, что частично подтверждается данными определения абсолютного возраста [Богатиков и др., 2002], хотя некоторые из этих определений

нуждаются в проверке, а по геоморфологическим построениям, должны быть не древнее позднего плейстоцена [Милановский, Короновский, 1973]. Все вулканы детально описаны в упомянутых выше работах, поэтому стоит отметить лишь выполнение лавовыми потоками базальтов и андезитов палеодолины рек Белая Арагви, Байдара и Большая Лиахва, ныне прорезанными реками ниже подошвы этих потоков. Есть вулканы экструживного типа, есть моногенные шлаковые конусы и центры, давшие только один лавовый поток, и вулканические продукты характеризуются разнообразием.

Таким образом, Кельский вулканический район, находясь все в той же АТЛСЗ, отличается наиболее молодым возрастом извержений — верхнеплейстоценовым и голоценовым — и разнообразием пород от базальтов и андезибазальтов до дацитов и риолитов.

К западу от Кельского района, в долинах рек Чанчахи и Джоджора, располагаются два неболь-

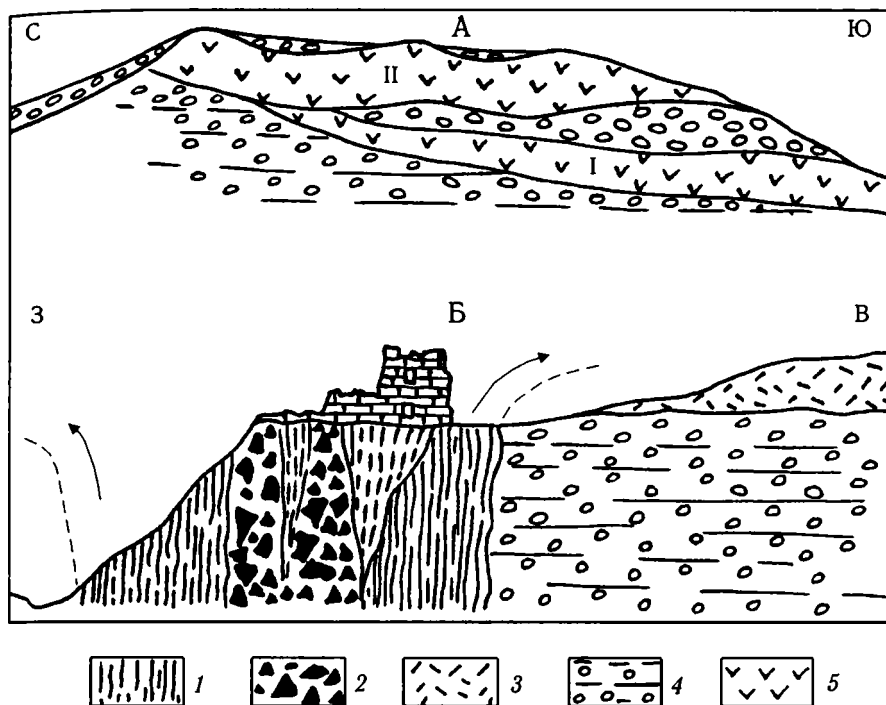


Рис. 7.15. Два лавовых потока (I, II) андезибазальтов в отложениях верхнего миоцена (левый берег р. Малая Лиахва) (А) и центр извержения андезибазальтов у Хейтской крепости в окрестностях сел. Ванати (Б)

1 — флюидальные андезибазальты; 2 — лавобрекчия андезибазальтов; 3 — туфы; 4 — конгломераты верхнего миоцена; 5 — лавы андезибазальтов

ших дацитовых экструзивных массива — Цители и Насты-цуб.

Джавский вулканический район располагается на самом юге Казбекской области, в месте сочленения Чиаурского синклиория с разломами широтного простираания Дзау-Кахетинской тектонической зоны, ограничивавшей с севера Закавказский микроконтинент. Он представляет собой ряд центров извержений с несколькими базальтовыми потоками позднемиоценового—раннеплиоценового возраста в районе Цхинвали (Эредви, Эдиси, Ванати) (рис. 7.15, А) и (около 7) трещинными извержениями в долинах рек Большая Лиахва, Малая Лиахва (см. рис. 7.15, Б) и Кимас однообразных темных андезитов, андезибазальтов, имеющих позднеплейстоценовый, местами, возможно, среднеплейстоценовый возраст.

7.2. Петрохимические и геохимические особенности магматических пород

Магматические образования позднего кайнозоя Большого Кавказа изучены достаточно полно, хотя и неравномерно. В настоящее время детально охарактеризованы: петрохимия, геохимия, петрография, минералогия вулканических и интрузивных

магматических пород как всей провинции, так и отдельных вулканических районов и центров [Схиртладзе, 1958; Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976; Попов и др., 1987; Попов, 1997; Моляко, 1990; Ляtifова, 1993; Остроумова и др. 1995; Демина, Короновский, 1998; Короновский, Демина, 1999, 2004; Богатиков и др., 2002; Бубнов, 2003; Газеев и др., 2001, 2002; Газеев, 2003; Сазонова и др., 2003; Lipman et al., 1993; и мн. др.].

Позднекайнозойские магматиты Большого Кавказа относятся преимущественно к известково-щелочным, реже субщелочным сериям, и их состав изменяется от базальтов и трахибазальтов до ультракислых риолитов, при этом кислые разности нормальной щелочности (риолиты, риодациты, дациты) преобладают над основными, средними и субщелочными. В Казбекской вулканической области по сравнению с Эльбрусской развиты более основные и щелочные вулканы. По соотношению FeO , MgO и TiO_2 толеитовый тренд дифференциации устанавливается только для трахибазальтов района Ванати. Ранее нами отмечалось нарастание толеитовой тенденции химизма вулканизма в пределах Кавказско-Анатолийского пересечения [Короновский, Демина, 1999] в направлении с севера на юг.

В целом отмечается антидромный характер вулканизма: в процессе эволюции магматизма наблюдается уменьшение кремнекислотности вулкани- тов, что особенно ярко проявлено в химическом

составе пород Эльбрус-Верхнечегемского и Казбекского вулканических районов. На рис. 7.16 видно, что более ранние вулканы свиты рухдзуар относятся к дацитам и андезидацитам, в то время как более поздние вулканы Казбека имеют преимущественно андезитовый состав. Происходит также уменьшение калиевого состава пород. Подобным образом эволюционирует состав пород Верхнечегемского района (рис. 7.17).

Вулканы Большого Кавказа характеризуются низкими содержаниями Ti, Fe, тяжелых REE, Y во всем диапазоне составов, в то время как содержания Al и Na достаточно высокие. Это выражается в довольно частом присутствии в кислых разностях вулканитов нормативного корунда, особенно в породах Эльбруса и Чегема (до 2,12%), а также нормативного нефелина в более основных вулканиках, при этом наблюдается возрастание его содержания в породах Казбекской области (до 5,5%, Казбек) по сравнению с Эльбрусской (до 1,34%, Сурх-Крандх). Максимальным содержанием нормативного нефелина характеризуются трахибазальты потока Ванати (до 16,46%). Магнезиальность систематически возрастает от более ранних вулкаников к поздним [Попов и др., 1987]. Однако в целом магнезиальность пород невысокая. Например, отношение $Mg/(Mg+Fe)$ для базальтов Большого Кавказа составляет 0,38–0,47, что заметно отличает их от пород, плавление которых осуществлялось в равновесии с мантийным субстратом, для последних оно равно 0,68–0,75 [Grey et al., 1978].

В породах разного возраста, развитых в пределах определенных вулканических районов и особенно центров извержения наблюдаются незначительные вариации содержания многих химических элементов. В то же время пространственные вариации химизма вулкаников очень существенны, что убедительно было показано в работе В.С. Попова и др. [1987]. Особенно ярко это проявлено в распределении редких земель.

Во всех типах пород легкие REE резко преобладают над тяжелыми. Степень дифференцированности спектров зависит от щелочности: для субщелочных разностей отношение $La/Lu(N)$ существенно выше. В базальтах и андезибазальтах европиевая аномалия проявлена слабо, кроме пород вулкана Кинжал. Наиболее низкими содержаниями редких земель по всему спектру характеризуются базальты вулкана Сурх-Крандх и андезибазальты Гудурского потока (рис. 7.18).

В пределах некоторых конкретных вулканических районов спектры REE пород различного по

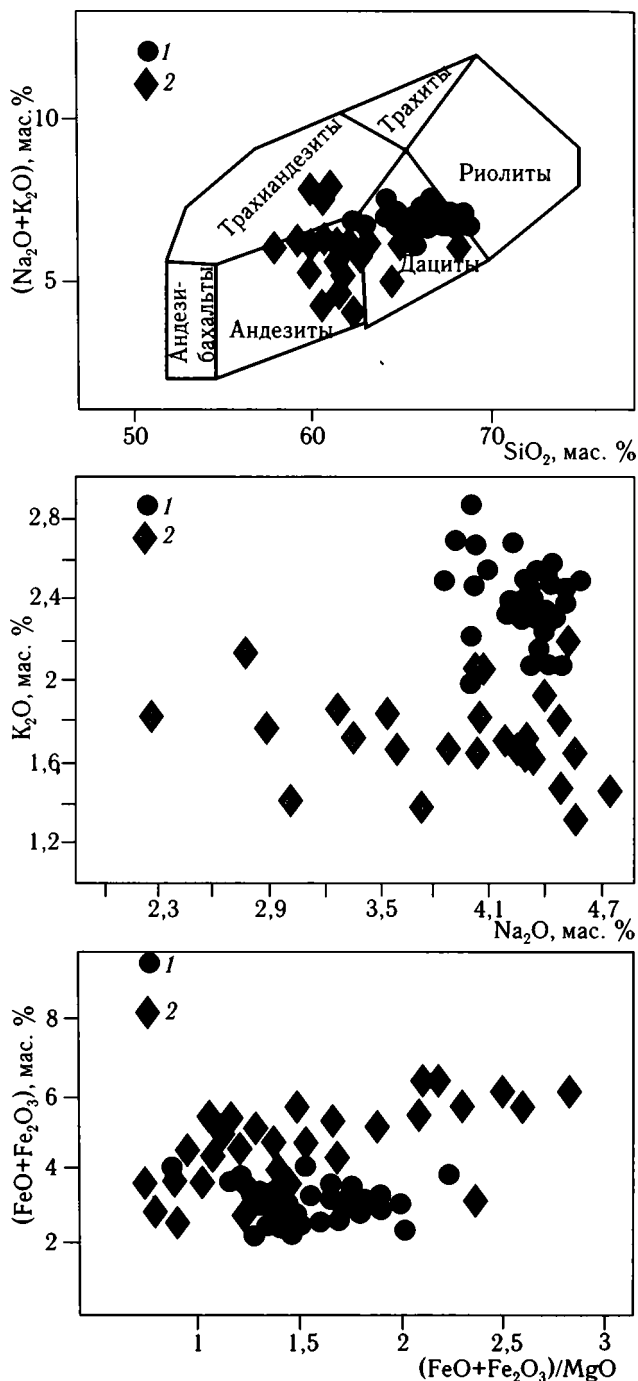


Рис. 7.16. Диаграммы, иллюстрирующие различия в химическом составе вулкаников свиты рухдзуар (1) и Казбека (2) Данные авторов. Поля на TAS диаграмме — по: [Cox et al., 1979]

кремнекислотности состава очень близки. В качестве примера можно привести вулканы Кельского нагорья (рис. 7.19) и Чегема [Лятифова, 1993; Короновский, Демина, 1999]. Породы Казбека резко отличаются от большинства вулкаников Большого

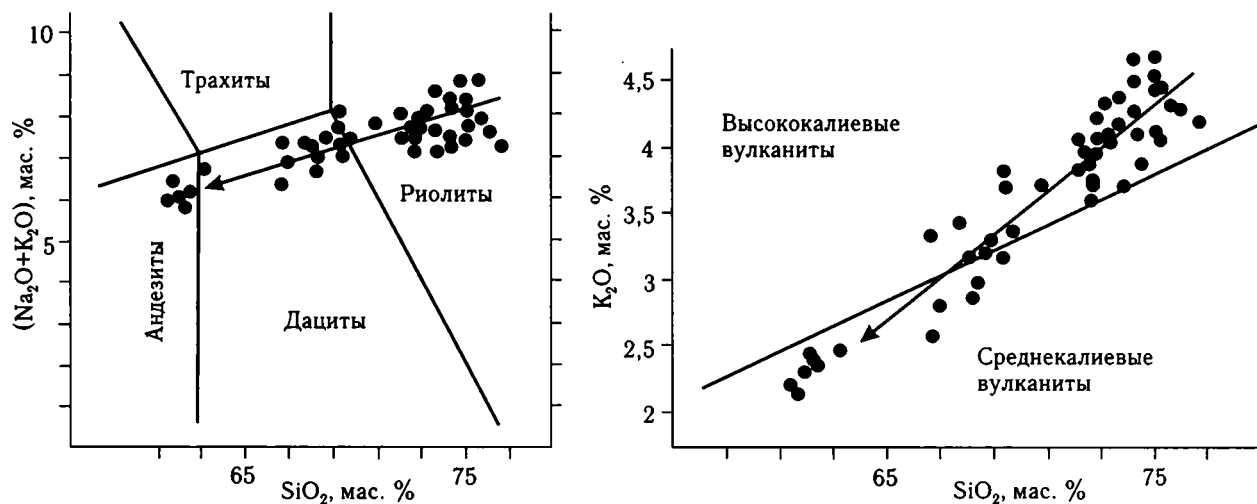


Рис. 7.17. Эволюция химического состава вулканитов Чегемской кальдеры. Данные из работы Е.Н. Лятифовой [1993]. Поля на диаграммах — по: [Le Maitre et al. 1989]

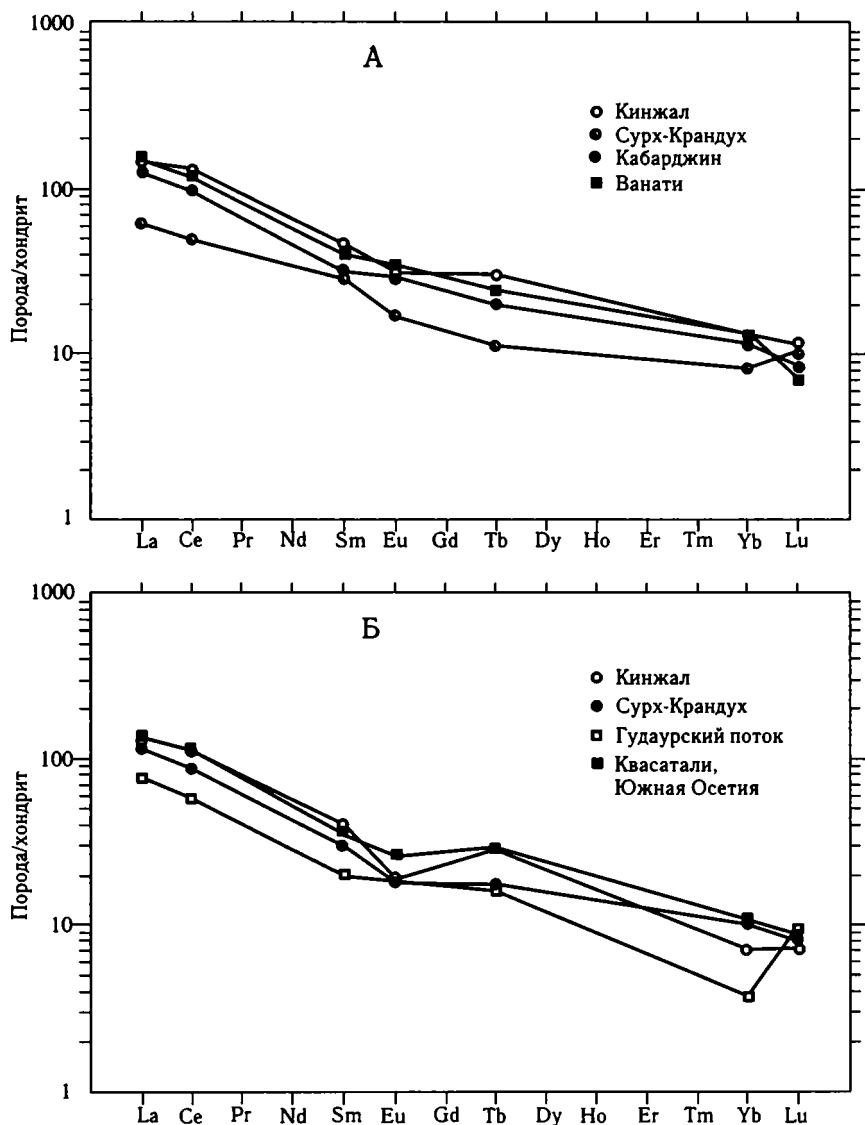


Рис. 7.18. Нормализованные по хондриту содержания REE в базальтах (А) и андезибазальтах (Б) Большого Кавказа. Здесь и далее анализы — по: [Попов и др., 1987], хондрит — по: [Haskin, 1968]

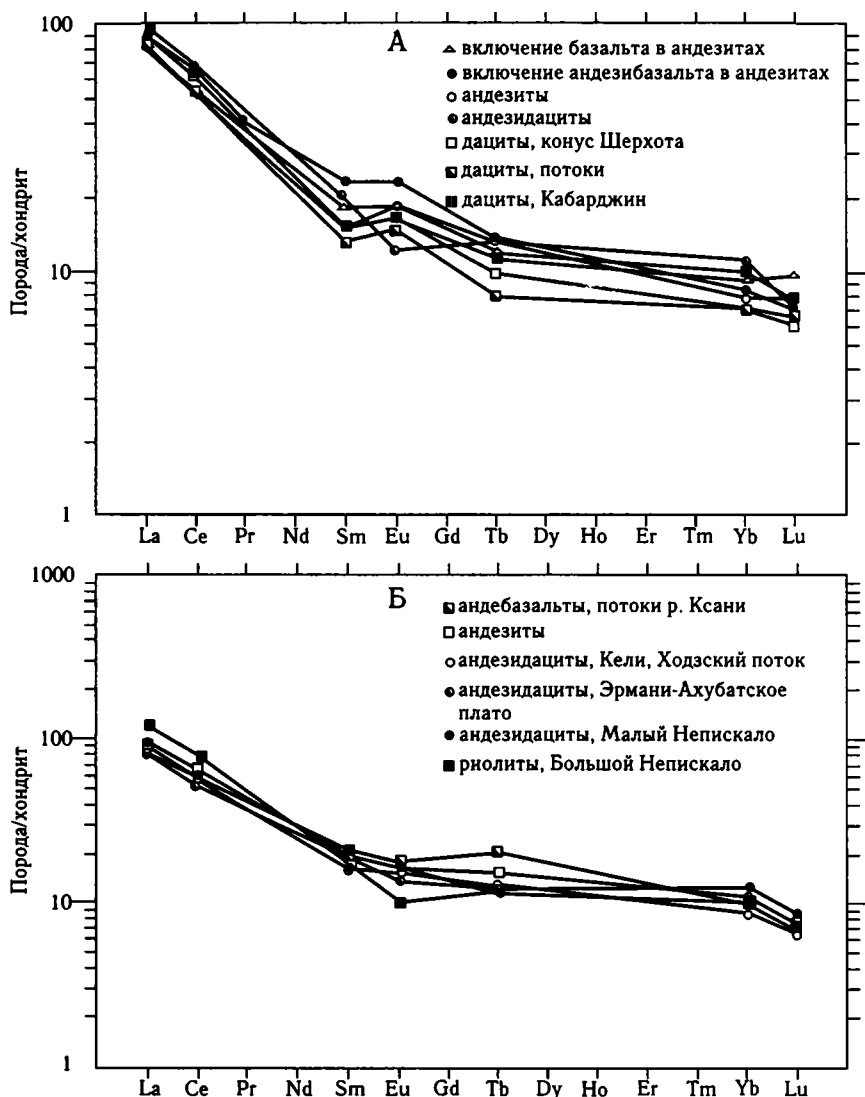


Рис. 7.19. Нормализованные по хондриту содержания REE в вулканитах Казбекского (А) и Кельского (Б) районов

Кавказа положительной европиевой аномалией, проявленной во всех типах ранних пород, при этом отчетливо наблюдается обогащение по всему спектру REE вулканитов более основного состава. В то же время, в голоценовых андезидацитах четко выражена отрицательная европиевая аномалия (см. рис. 7.19). Это свидетельствует либо о выплавлении более ранних магм Казбека из субстрата, обогащенного плагиоклазом; либо о кумулятивной природе плагиоклаза. Лавы Казбека содержат достаточно высокий процент вкрапленников плагиоклаза, как, впрочем, и лавы свиты рухдзуар. Между тем, химизм вулканитов свиты рухдзуар отличается более низкой железистостью, повышенной кремнекислотностью и калиевоcтью (см. рис. 7.16).

Для Эльбруса и окружающих его вулканчиков ситуация прямо противоположная: более ранние

риодациты имеют слабый европиевый минимум, а более поздние дациты — максимум. Риодациты потока Битюктюбе по сравнению с лавами Эльбруса существенно обогащены REE по всему спектру (рис. 7.20, А).

Содержания редких земель и характер спектра для пород интрузий Кавказских Минеральных Вод зависит от щелочности и кремнекислотности: наиболее обогащены REE граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры [Сазонова и др., 2003], а европиевый минимум резко проявлен в наиболее кислых разностях гор Бык и Шелудивая с содержанием SiO_2 более 74% (см. рис. 7.20, Б).

Подобное латеральное изменение химического состава вулканитов Большого Кавказа свидетельствует о том, что первичные магмы выплавлялись в равновесии с различными гетерогенными субстратами.

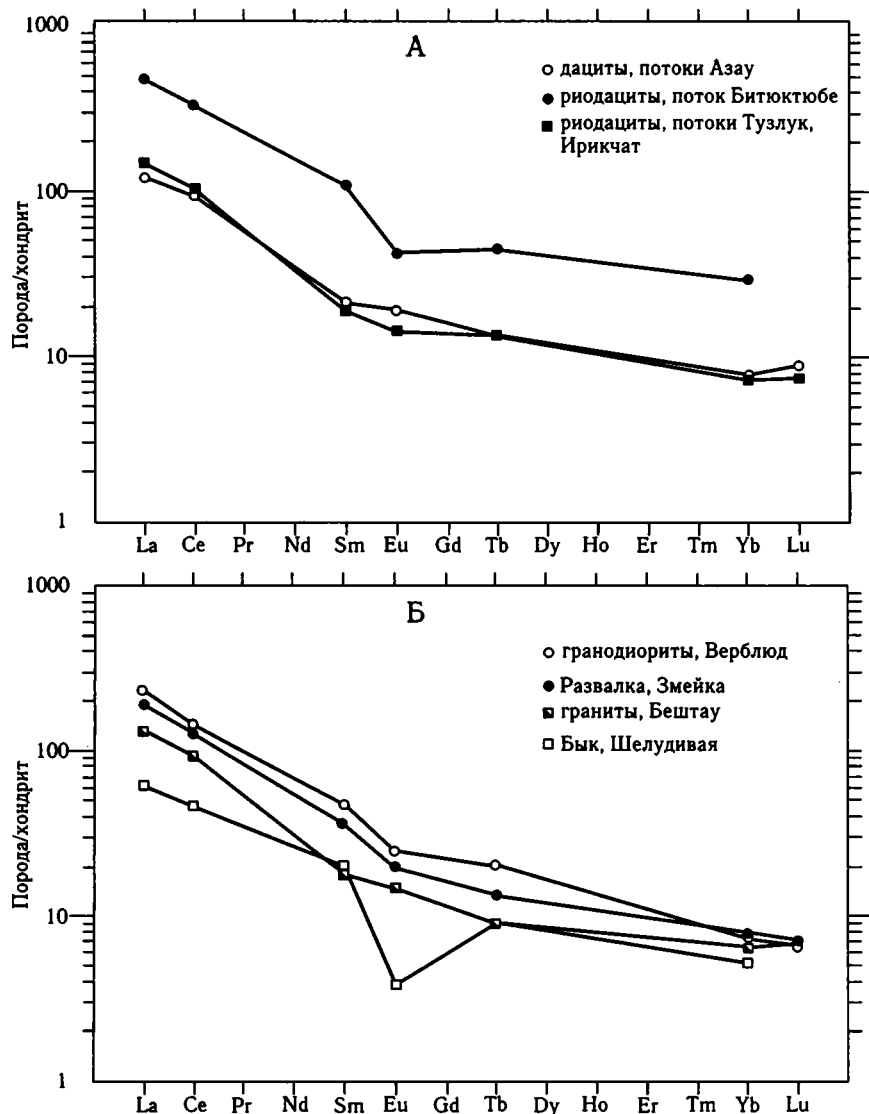


Рис. 7.20. Нормализованные по хондриту содержания REE в вулканитах Эльбруса (А) и интрузивных породах района Кавказских Минеральных Вод (Б)

Все типы вулканитов резко обогащены литофильными элементами с крупными ионными радиусами. В мультиэлементных геохимических спектрах базальтов отчетливо проявлены положительные аномалии Th, La, Zr, Tb и отрицательные Sr, Ti, Y, и по характеру спектров они близки к составу постаршейской континентальной коры (рис. 7.21).

Соотношения изотопов стронция в вулканитах Большого Кавказа изменяются в широких пределах от 0,7042 до 0,7077 [Бубнов, 2003], отражая региональные неоднородности состава вулканитов, и соответствуют изотопным характеристикам молодой коры континентального типа [Иванов и др., 1993]. Для Эльбруса намечается закономерное уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7073–0,7077 для ранних вулканитов до 0,7055–0,7059 для поздних [Газеев, 2003].

Характерной особенностью четвертичных лав Большого Кавказа является первичная неуравновешенность изотопного состава между отдельными минералами вкрапленников и основной массой [Бубнов, 2003].

По соотношениям Cr–Ti, Ti–Zr, Zr–Ti–Y, Si–K–Ti, Si–K–Mg, Mg–K–Ti и другим магматиты Кавказа занимают промежуточное положение между вулканитами, образовавшимися в надсубдукционных и в континентально-рифтовых обстановках. В то же время, вулканиты различной кремнекислотности нормальной щелочности на диаграммах Si–K–Ti, Si–K–Mg занимают обособленные поля (рис. 7.22), что дает возможность использовать их как диагностические для геодинамической обстановки межконтинентальной коллизии [Демина, Симонов,

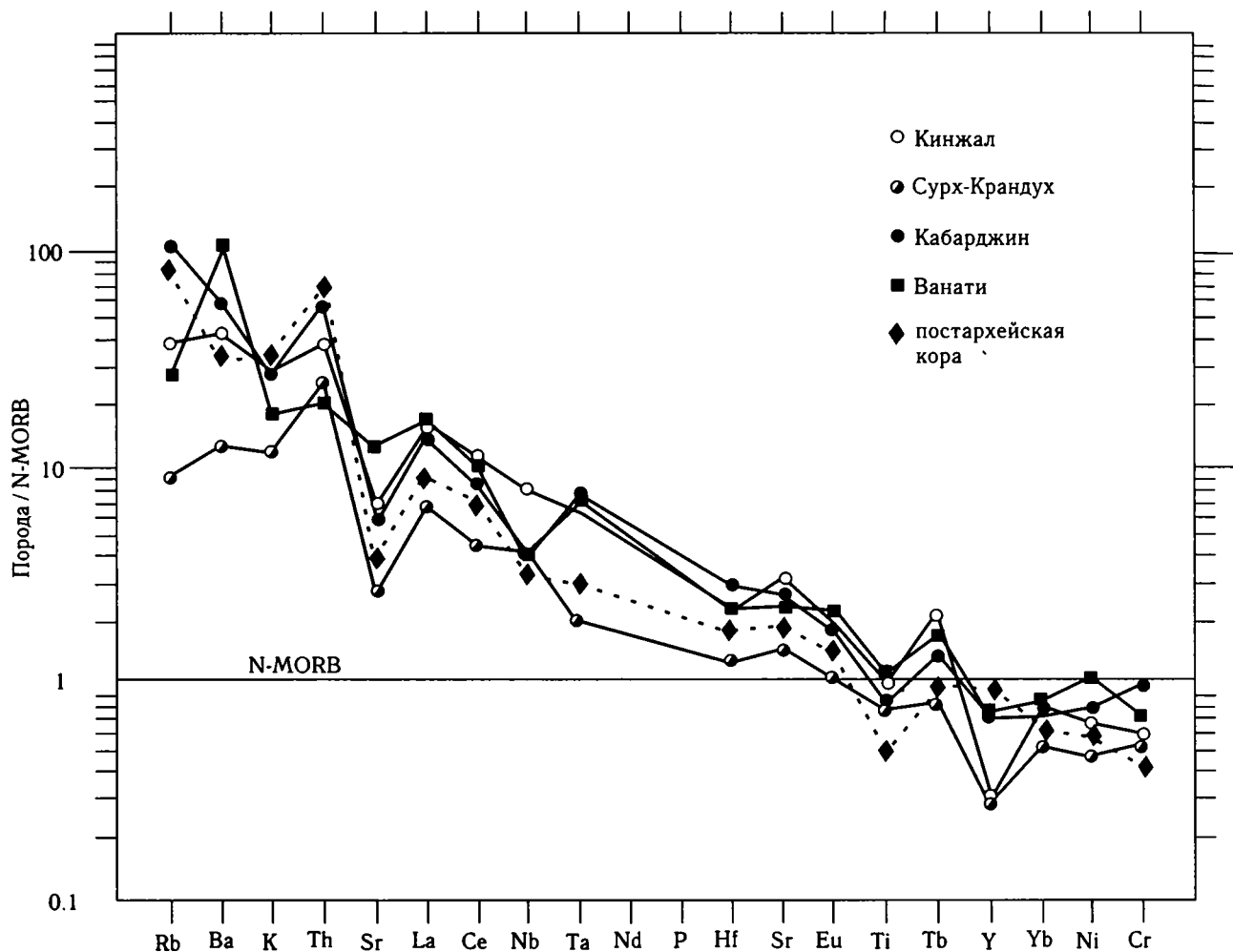
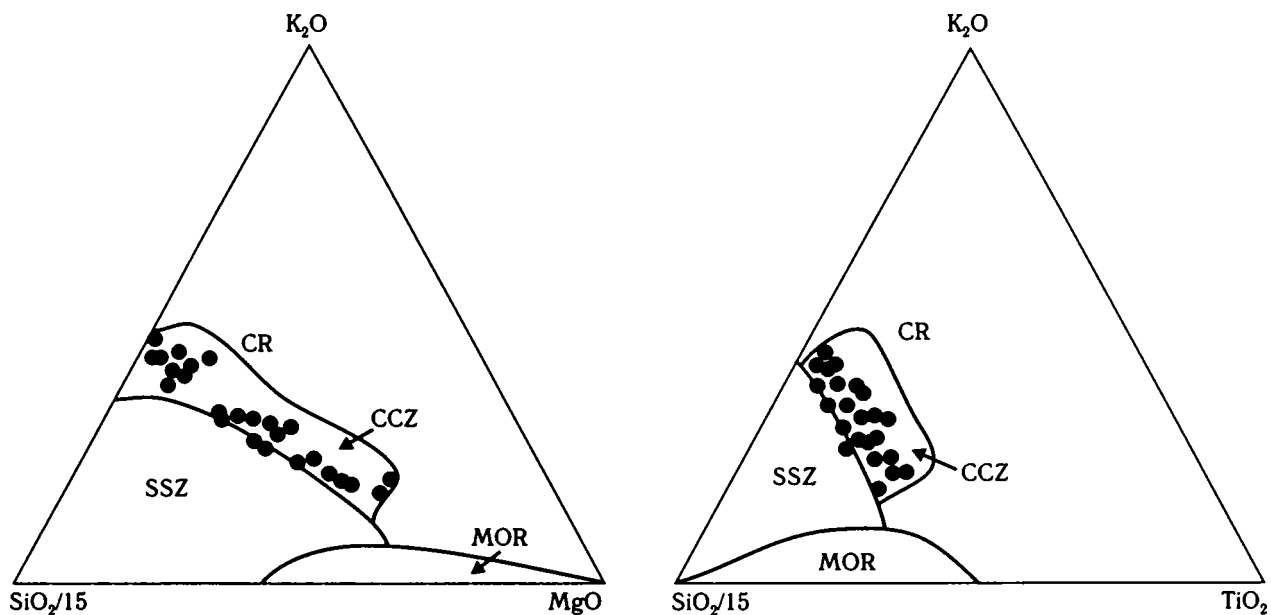
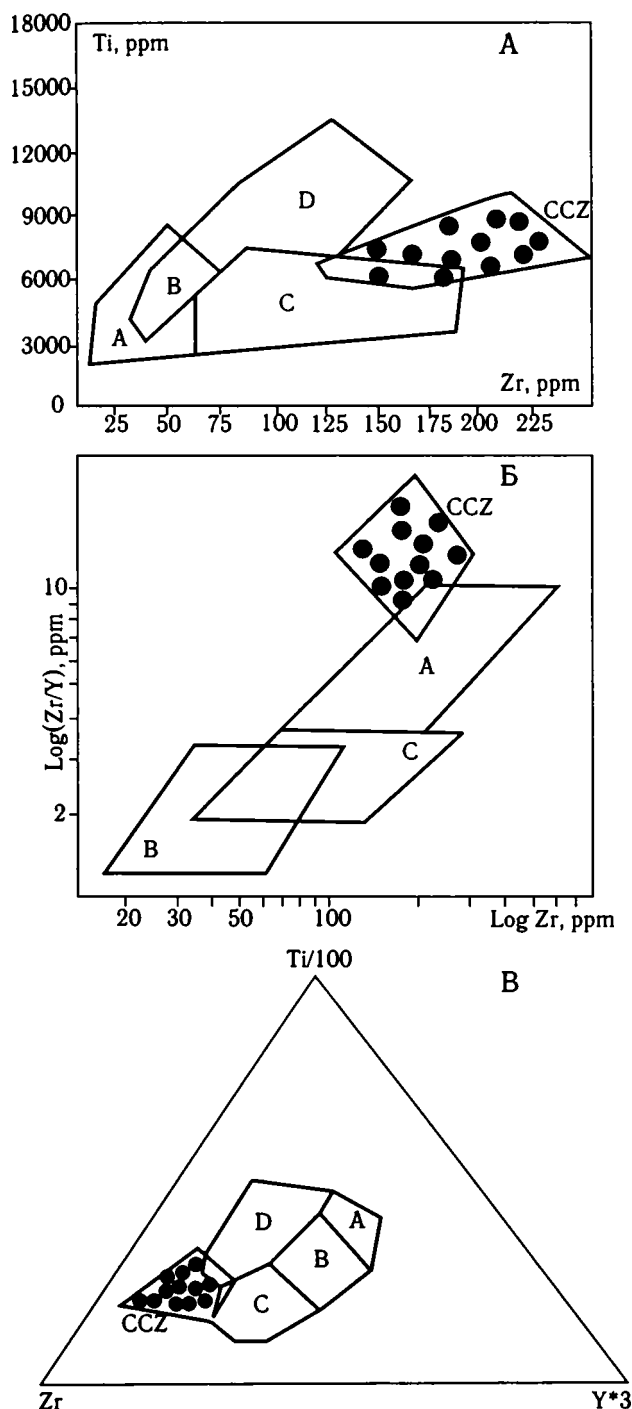


Рис. 7.21. Мультиэлементные спектры базальтов Большого Кавказа. N-MORB — по: [Tarney et al., 1981]; постархейская континентальная кора — по: [Taylor, Mc Lennan, 1985]





← **Рис. 7.22.** Диаграммы $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O--MgO}$ и $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O--TiO}_2$ для позднекайнозойских вулканитов нормальной щелочности. Данные авторов и В.С. Попова и др. [1987]

Поля вулканитов на диаграммах: MOR — срединно-океанических хребтов, SSZ — зон субдукций, CR — континентальных рифтов, CCZ — зон континентальной коллизии по: [Демина, Симонов, 1999]

←

Рис. 7.23. Диаграммы Zr–Ti (А), Zr–Y (Б), Zr–Ti–Y (В) для неоген-четвертичных базальтов Большого Кавказа. Данные авторов и В.С. Попова и др. [1987]

Поля на диаграммах:

на А: А, В — низкокальциевые толеиты, В, D — базальты океанического дна, А, С — известково-щелочные базальты (по: [Pearce, Cann, 1973]);

на Б: А — внутриплитные базальты, В — базальты островных дуг, С — базальты срединно-океанических хребтов (по: [Pearce, Norry, 1979]);

на В: А, В — низкокальциевые толеиты, В, С — известково-щелочные базальты, В — базальты океанического дна, D — внутриплитные базальты (по: [Pearce, Cann, 1973]). На всех диаграммах: CCZ — базальты зон континентальной коллизии (по: [Короновский, Демина, 2004])

1999]. Базальты Кавказа по сравнению с породами других геодинамических обстановок существенно обогащены Zr. Это позволило дополнить общеизвестные дискриминационные диаграммы Zr–Ti, Zr–Y, Zr–Ti–Y (рис. 7.23) полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии [Короновский, Демина, 2004].

Интрузивные породы Большого Кавказа по соотношениям петрогенных оксидов располагаются в полях позднеорогенных и синколлизонных гранитов (рис. 7.24). Распределение Rb, Y и Nb также

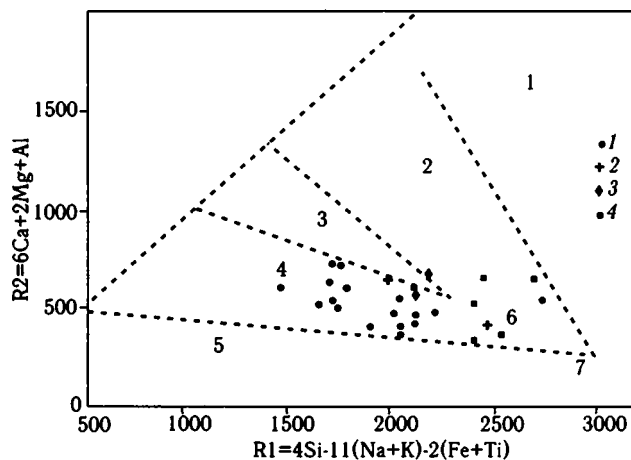


Рис. 7.24. Неоген-четвертичные интрузивные породы Большого Кавказа на диаграмме геодинамической позиции гранитоидов [Batchelor, Bowden, 1985]

1–3 — граниты и гранодиориты интрузий Кавказских Минеральных Вод (1), Главного хребта (2), Тырнеаузской шовной зоны (3); 4 — эльдзуртинские граниты. Химические анализы взяты из работ: [Попов и др., 1987; Короновский и др., 1986].

Цифры на диаграмме соответствуют гранитоидам: 1 — мантийным, 2 — предколлизонным, 3 — постколлизонным, 4 — позднеорогенным, 5 — анорогенным, 6 — синколлизонным, 7 — посторогенным

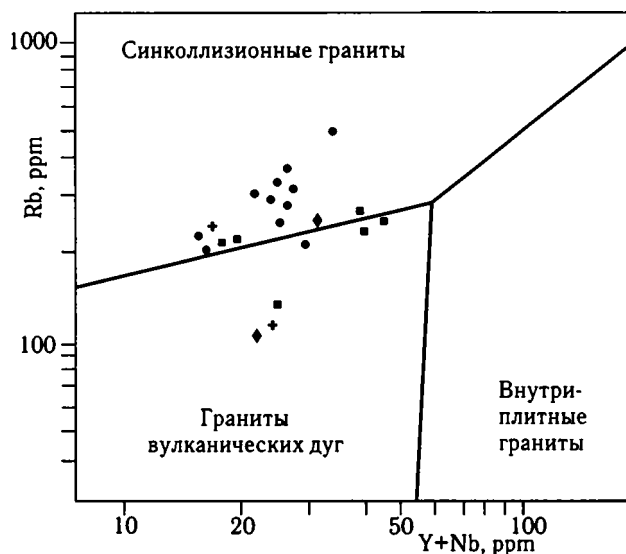


Рис. 7.25. Диаграмма Rb–(Y+Nb) для неоген-четвертичных интрузивных пород. Поля на диаграмме по: [Pearce et al., 1984]

Условные обозначения см. на рис. 7.24

указывает на преимущественно синколлизионную обстановку их формирования (рис. 7.25). Лишь незначительная часть пород попадает в поле гранитов вулканических дуг, что, как уже подчеркивалось [Короновский, Демина, 1999, 2004], свидетельствует о сохранении в магматитах некоторых черт химизма, присущих породам предшествующей коллизии субдукционной обстановке.

7.3. Петрогенезис

Учитывая особенности геодинамики коллизии зоны Кавказа и химизма вулканитов, мы предложили модель коллизийного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных восстановленных трансмагматических флюидов [Короновский, Демина, 1996, 1999, 2004]. В отличие от других геодинамических режимов, выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии, что и определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ. Происхождение флюида может иметь двойную природу: 1 — отделение от остатков непереработанного слеба, термодинамически неравновесного с окружающей мантией; 2 — миграция с больших глубин, в том числе и с границы ядро–мантия, используя неодно-

родности в мантии, созданные предшествовавшей субдукцией.

В модели также учтены явления декомпрессии, диссипативного выделения тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры [Захаров, 1999], а также процессы дегидратации минералов при метаморфизме пород коры, повышающие парциальное давление воды во флюиде и способствующие снижению температур плавления субстрата. Каждый из этих процессов вносит свой вклад в развитие магматизма. Однако геохимические особенности вулканитов наиболее полно объясняются с позиций именно флюидной модели.

Восстановленные мантийные флюиды являются не только главным теплоносителем, но и массоносителем, поставляя в область магмогенерации большое количество выщелаченных из мантии элементов с низкими потенциалами ионизации (некогерентных элементов). Это доказано многочисленными теоретическими и экспериментальными исследованиями, согласно которым глубинные флюиды способны растворять и выносить огромные объемы вещества [Коржинский, 1976; Жариков, 1996; Горбачев, 2000; Летников, 2003; Ryabchikov et al., 1982; и мн. др.]. При их окислении, прежде всего на границе кора–мантия с резко различным химическим составом толщ, сквозь которые фильтруются флюиды, происходит дополнительное выделение тепла, приводящее к плавлению. Дальнейшая миграция магм и флюидов вызывает метаморфизм и магматическое замещение пород коры, при этом флюиды как бы подготавливают их к расплавлению, вынося из них магмофобные элементы и обогащая магмофильными.

Магматизм Кавказа только в этом смысле имеет мантийные корни, первичное плавление же, по крайней мере, в недрах Большого Кавказа, осуществлялось именно на границе кора–мантия. В процессе эволюции магматизма и при дальнейшей миграции флюидов в плавление вовлекаются все большие объемы пород. Область магмогенерации может распространяться как вверх до границы нижней и верхней коры, так и вниз в пределы верхней мантии. Это зависит прежде всего от внутренней геодинамики коллизийной зоны, что отчетливо прослеживается при анализе расчетных глубин магмогенерации на примере Кавказского пересечения в целом (рис. 7.26). Как только она опускается в пределы верхней мантии (Армянское нагорье и Восточная Анатолия), основные вулканиты приобретают черты химизма, свойственные породам рифтовых зон континентов, и толеитовый характер дифферен-

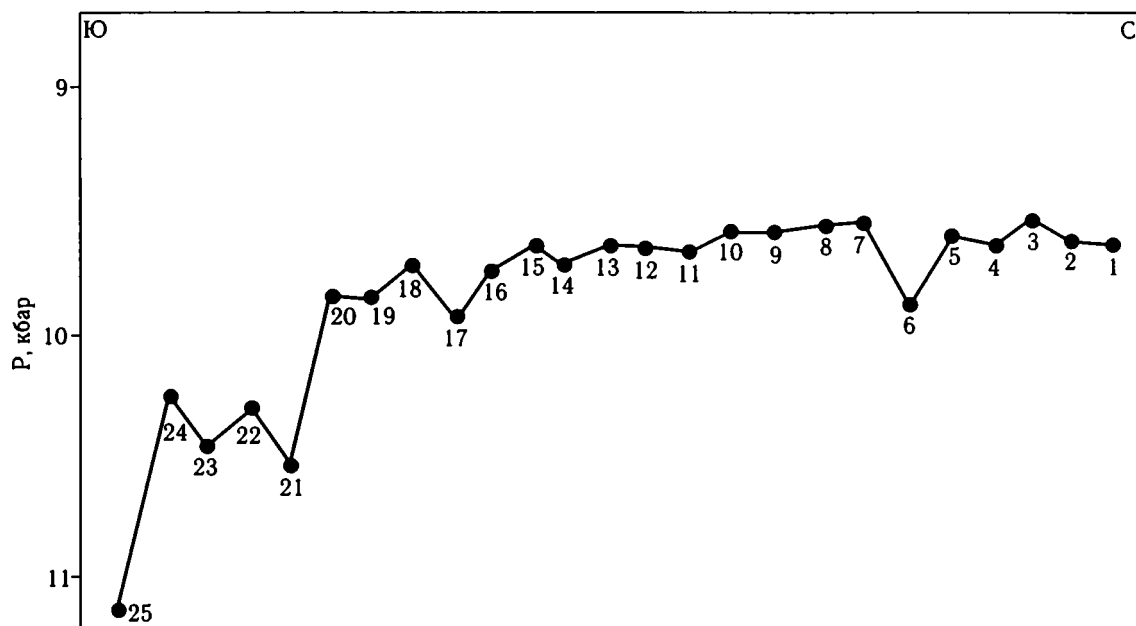


Рис. 7.26. Расчетные давления выплавки базальтов Кавказского сегмента [Короновский, Демина, 1999]

Цифры — порядковые номера районов, для которых рассчитаны давления: 1 — Тызыл; 2 — Тырнауз; 3 — Сурх-Крандух; 4 — Казбек; 5 — Кабарджин; 6 — Ванати; 7–9 — Ахалкалаки; 10 — Арагатц; 11–13 — Раздан; 14–16 — Гегам; 17, 18 — Варденис; 19, 20 — Синюк; 21, 22 — Кафан; 23, 24 — Арарат; 25 — Ван

циации. На Большом Кавказе более глубинными выплавками характеризуются вулканы Казбекской области, приуроченные к Аграхан-Тбилиско-Левантинской зоне. Только здесь появляются оливин-клинопироксеновые субщелочные базальты с толеитовой направленностью дифференциации.

Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм для Большого Кавказа в целом близки и составляют 35–40 км ($P = 0,95–1,05$ ГПа), при этом наиболее глубинными выплавками были лавы Казбека и особенно потоков Ванати (см. рис. 7.26). Глубина генерации кислых магм ($P = 0,5–0,7$ ГПа) находилась в пределах 17–25 км [Короновский, Демина, 1999]. Расчетные данные Р-Т условий выплавки первичных магм подтверждаются геофизическими данными, согласно которым в пределах земной коры Кавказского региона на глубинах 35–45 км и 13–20 км наблюдаются протяженные линзы (волноводы) с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород [Кенгерли, 1995]. В районе Кавказских Минеральных Вод на верхне- и нижнекоровом срезах земной коры также установлены подобные зоны [Греков и др., 2005]. Под Эльбрусом на глубинах от 30 до 45 км в базальтовом слое земной коры выделяется участок плавления [Шемпелев и др., 2005]. Вблизи поверхности

Мохо в мантии на глубинах 55–60 км под Казбекской вулканической областью также обнаружена линза разуплотненных пород [Фельдман, 1996]. В то же время, магматические очаги могли существовать на существенно меньших глубинах. Единственным на Большом Кавказе вулканическим центром, где устанавливаются следы такого очага, является вулкан Эльбрус [Авдулов, Короновский, 1993; Шемпелев и др., 2005].

Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является их пересыщенность глиноземом (нормативный корунд) и частое присутствие в них ксенолитов осадочных, метаморфических пород, высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита, силлиманита, что отмечалось многими исследователями [Схиртладзе, 1958; Станкевич, 1976; Лятифова, 1993; и мн. др.].

Часть ксенолитов существенно переработана, и в этом случае наблюдаются скопления темноцветных минералов (амфиболов, биотитов, пироксенов, реже оливинов) с плагиоклазом, при этом их химический состав существенно отличается от состава минералов гломеропорфировых сростков и вкрапленников. Пироксены, как правило, более железистые, амфиболы и биотиты также менее титанистые, а состав плагиоклаза изменяется в очень широких

пределах. Довольно часто встречаются ксенолиты, в которых хорошо сохраняются первичные текстуры метаморфических пород со следами катаклаза минералов. В таких случаях на границах ксенолитов с вулканитами развиваются реакционные каймы, при этом первичные минералы резорбированы. Подобные взаимоотношения некоторые исследователи трактуют как признаки смешения расплавов.

Рассмотрим этот процесс более подробно на примере трахиандезитов вулкана Сурх-Крандух, в которых широко распространены ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев, плагиоклазовых амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов. На контакте последних с трахиандезитом образуются реакционные каймы, сложенные парагенезисом $Orx + Crx + Pl + Kfs + Q$, отвечающим, по сути,

двупироксеновым гнейсам гранулитовой фации. Химический состав реакционной каймы по сравнению с трахиандезитом обогащен кремнеземом и щелочами (табл. 7.1, рис. 7.27). Как в реакционной кайме, так и во вмещающем ксенолит трахиандезите присутствует остаточное стекло, отвечающее по составу трахиту, при этом происходит возрастание щелочности расплава. Это весьма характерно для многих вулканитов Большого Кавказа. На рис. 7.27 приведен пример для трахибазальтов потока Ванати.

Пироксены вкрапленников по сравнению с минералами реакционной каймы более титанистые и глиноземистые, а гиперстен существенно более магниальный ($X_{Mg} = 0,85$ против 0,65 в кайме, табл. 7.2). Р-Т условия кристаллизации вкраплен-

Таблица 7.1. Химический и нормативный состав трахиандезита, реакционной каймы с ксенолитом и остаточных стекол вулкана Сурх-Крандух

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Химический состав								
SiO ₂	57,22	57,20	57,14	58,18	58,23	58,12	63,35	63,45
TiO ₂	0,66	0,61	0,55	0,60	0,61	0,55	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	17,95	17,91	17,85	18,24	18,18	18,01	22,06	22,16
FeO	5,52	5,49	5,32	4,84	4,78	4,75	0,60	0,55
MnO	0,17	0,14	0,14	0,11	0,12	0,10	0,01	–
MgO	4,53	4,49	4,63	3,41	3,39	3,45	0,14	0,15
CaO	6,06	5,59	6,15	6,17	6,15	6,20	2,93	2,89
Na ₂ O	4,88	4,81	4,92	5,26	5,31	5,13	8,91	8,88
K ₂ O	1,64	1,59	1,70	2,00	1,98	2,05	1,94	1,90
Cr ₂ O ₃	0,59	0,58	0,61	1,19	0,98	0,88	–	–
NiO	0,32	0,29	0,32	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,47	0,45	0,41	–	–	–	–	–
Сумма	100,01	99,15	99,74	100,00	99,73	99,24	100,00	100,00
Нормы CIPW								
Q	0,28	1,35	–	0,17	0,18	0,68	–	–
Ort	9,82	9,61	10,21	11,96	11,85	12,32	11,47	11,23
Ab	41,85	41,60	42,30	45,04	45,50	44,13	69,42	70,75
An	22,54	23,09	21,96	20,50	20,18	20,40	14,49	14,34
Ne	–	–	–	–	–	–	2,99	2,37
Di	6,53	4,33	7,43	8,65	8,55	8,97	0,05	–
Hyp	17,71	18,84	16,21	12,51	12,27	12,43	–	–
Ol	–	–	0,82	–	–	–	1,08	1,04
Ilm	1,27	1,18	1,06	1,15	1,17	1,06	0,11	0,02

Примечание. 1–3 — трахиандезит; 4–6 — реакционная кайма; 7, 8 — стекло: 7 — в трахиандезите, 8 — в реакционной кайме. Здесь и далее анализы выполнены на микрозонде CAMSCAN, кафедра петрологии геологического факультета МГУ, аналитик — Е.В. Гусева.

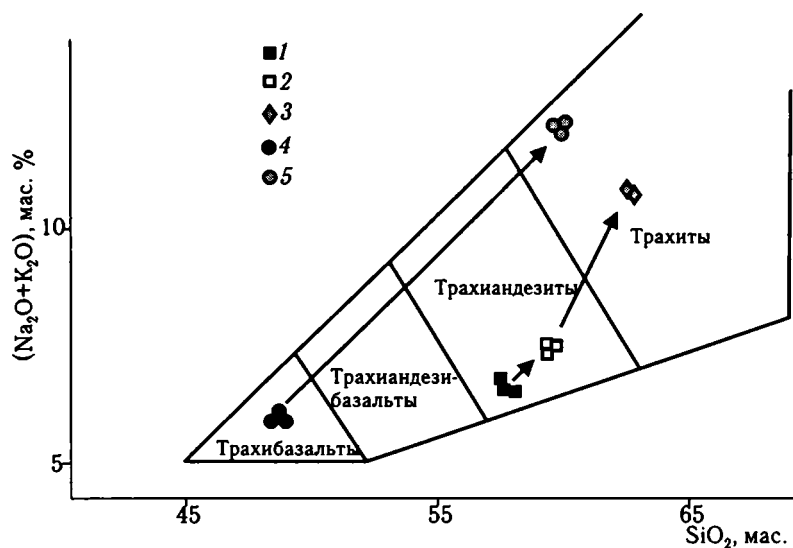


Рис. 7.27. TAS-диаграмма для трахиандезитов (1), реакционной каймы трахиандезита с ксенолитом (2), остаточного стекла в них (3) вулкана Сурх-Крандух (анализы см. табл. 7.1), трахибазальтов (4) и остаточного стекла в них (5) потока Ванати (анализы см.: [Короновский, Демина, 2004])

Таблица 7.2. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов из трахиандезита и реакционной каймы трахиандезита с ксенолитом

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ol	Orx	Cpx	Pl	Orx	Cpx	Kfs	Pl
Химический состав								
SiO ₂	39,95	53,46	52,13	53,93	55,08	54,39	66,67	63,41
TiO ₂	0,03	0,44	0,84	—	0,11	0,27	0,02	—
Al ₂ O ₃	0,13	0,87	1,96	29,18	0,54	0,67	18,52	22,16
FeO	14,43	17,42	10,60	0,53	20,09	10,35	0,37	0,35
MnO	0,12	0,41	0,29	0,00	0,42	0,24	—	—
MgO	44,78	22,73	16,07	0,15	21,89	15,18	0,05	0,09
CaO	0,20	3,85	17,34	10,99	1,26	18,27	0,22	2,92
Na ₂ O	0,07	0,34	0,56	4,81	0,34	0,52	3,27	9,91
K ₂ O	0,01	0,15	0,05	0,22	0,00	0,06	10,79	0,94
Cr ₂ O ₃	0,00	0,18	0,18	0,00	0,08	0,05	0,10	0,02
NiO	0,29	0,16	—	0,17	0,17	—	—	—
Сумма	100,01	100,01	100,02	99,98	99,98	100,00	100,01	99,80
Кристаллохимические формулы								
Si	1,00	1,97	1,94	2,44	2,02	2,01	3,01	2,82
Ti	—	0,01	0,02	—	0,01	0,01	—	—
Al	—	0,04	0,09	1,56	0,02	0,02	0,97	1,16
Fe	0,30	0,54	0,33	0,02	0,62	0,32	0,01	0,02
Mn	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	—
Mg	1,67	1,25	0,89	0,01	1,20	0,90	—	0,01
Ca	0,01	0,15	0,69	0,53	0,05	0,73	0,01	0,14
Na	—	0,02	0,04	0,42	—	0,04	0,27	0,82
K	—	0,01	—	0,01	—	—	0,62	0,06
X _{Mg}	0,85	0,71	0,73	—	0,65	0,74	—	—

Примечание. 1–4 — вкрапленники из трахиандезита; 5–8 — минералы реакционной каймы.

ников ($T = 900^{\circ}\text{C}$, $P = 1,07 \text{ ГПа}$) имеют несколько более высокие значения, чем минералов из реакционной каймы ($T = 870^{\circ}\text{C}$, $P = 1,04 \text{ ГПа}$), но в целом близки. Расчетные давления генерации основной магмы для вулкана Сурх-Крандух ($P = 0,95 \text{ ГПа}$) ниже. Если допустить, что разница в давлениях ($P = 0,09\text{--}0,12 \text{ ГПа}$) отражает различия в глубинности генерации магм и их последующего нахождения при кристаллизации вкрапленников, то расплав при этом должен был бы опуститься примерно на 3–4 км вниз по сравнению с глубиной выплавления. Погружение подошвы магматической камеры в результате прогрессирующего плавления — вполне реальный процесс. В частности, для Большого Кавказа его допускает В.С. Попов [1997] при формировании магм эльджуртинских гранитов. Можно предположить также, что силикатный расплав способен выдерживать избыточное давление относительно долгое время, достаточное для кристаллизации вкрапленников. Приведенный пример иллюстрирует процесс магматического замещения вмещающих пород под воздействием трансмагматических флюидов на термодинамическом уровне двупироксеновой минеральной фации метаморфических пород.

В андезидацитах свиты рухдзуар наблюдается замещение минералов из частично переработанных ксенолитов амфибол-биотитового состава по краям и плоскостям спайности: биотита — кордиеритом, калишпатом и магнетитом или кордиеритом и гиперстеном; роговой обманки — магнетитом и клинопироксеном. В данном случае магматическое замещение амфибол-биотитовых пород субстрата происходит на уровне гиперстен-кордиеритовой минеральной фации метаморфических пород, сопровождаясь явлением дегидратации минералов и усилением роли окисленных флюидов. Приведенные примеры показывают, что полной переработки ксенолитов часто не происходит, реликтовые минералы находятся в реакционных резко неравновесных взаимоотношениях и не могут рассматриваться в качестве доказательств смешения расплавов.

В вулканитах также чрезвычайно широко распространены родственные включения пород более основного состава по сравнению с вулканитами: нориты, габбронориты, анортозиты в андезибазальтах, андезитах; диориты, габбродиориты, гранодиориты в дацитах и риодацитах. Многие исследователи истолковывают этот факт как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако детальное изучение состава ми-

нералов из них показывает, что они являются продуктами ранней кристаллизации магм [Короновский, Демина, 2004].

7.4. Эволюция расплавов

Физико-химические свойства расплавов и химизм неоген-четвертичных магматических пород Большого Кавказа определялись не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Детальное изучение состава минералов из гломеропорфировых сростков, гомеогенных включений, а также сравнение их с вкрапленниками в лавах показывает, что термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную многоэтапную эволюцию [Демина, Короновский, 1998].

Большую роль играли метасоматические процессы, расслоение расплавов (ликвация), изменения режима общего давления на расплавы при их движении к поверхности, отстаивание расплавов на некоторых глубинах достаточно долгое время и др. Рассмотрим некоторые из этих явлений.

Процессы ликвации расплавов зафиксированы в полосчатых дацитах голоценового возраста Эльбруса (рис. 7.28). На первый взгляд, различия в химическом составе дацитов разного цвета не столь существенны, особенно по содержанию Si, Al, Mg,



Рис. 7.28. Полосчатые голоценовые дациты Эльбруса

Таблица 7.3. Химический и нормативный состав полосчатых дацитов Эльбруса

Компонент	1	2	3	4	5	6
Химический состав						
SiO ₂	67,25	67,20	67,19	66,76	66,71	66,81
TiO ₂	0,95	0,99	0,88	0,59	0,60	0,55
Al ₂ O ₃	15,54	15,49	15,36	15,73	15,70	15,79
FeO	3,77	3,74	3,71	3,29	3,25	3,31
MnO	0,02	0,03	0,03	0,14	0,15	0,12
MgO	1,42	1,35	1,34	1,41	1,42	1,43
CaO	3,33	3,29	3,33	3,38	3,40	3,35
Na ₂ O	3,58	3,50	3,62	4,56	4,60	4,50
K ₂ O	3,06	3,11	3,01	2,46	2,46	2,44
Cr ₂ O ₃	0,90	0,88	0,77	1,67	1,71	1,81
NiO	0,23	0,24	0,31	0,02	0,04	0,03
Сумма	100,05	99,82	99,55	100,01	100,04	100,14
Нормы CIPW						
Q	23,46	26,08	23,28	19,72	19,49	20,07
Cd	0,33	2,53	0,10	—	—	—
Ort	18,36	18,46	18,06	14,79	14,79	14,67
Ab	30,47	29,74	31,09	39,24	39,60	38,73
An	16,61	10,55	16,77	15,45	15,19	15,96
Di	—	—	—	1,35	1,65	0,80
Hyp	8,96	8,69	9,01	8,31	8,11	8,71
Ilm	1,81	1,89	1,70	1,14	1,16	1,06

Примечание. 1–3 — дациты черные; 4–6 — дациты бурые.

Са (табл. 7.3). В то же время, вулканыты, слагающие разные по цвету участки, различаются содержанием Ti, Cr, Mn, Ni, Na, K, P.

Расчеты на нормативный состав показывают, что эти породы образовались из совершенно разных расплавов. Черные дациты пересыщены глиноземом (нормативный корунд), несмотря на то, что содержание нормативного кварца в них выше, чем в бурых. Бурые дациты, в отличие от черных, содержат нормативный диопсид. Кроме того, породы резко различаются соотношениями нормативных альбита и ортоклаза. В черных дацитах в больших количествах присутствуют мелкие кристаллы апатита, турмалина, пирита, чешуйки золота, что свидетельствует о насыщенности их кислотными летучими компонентами (P, B, S, F, Cl).

Совершенно очевидно, что расплавы, из которых образовались разные по цвету породы, различались прежде всего режимом щелочей и летучих. Последние, как известно, в большей степени определяют процессы ликвации [Маракушев, Яковлева, 1975].

В более крупных масштабах процессы ликвации проявились в генезисе посткальдерных андезитов Чегема. Гипотезе о происхождении их за счет смешения основных и кислых магм противоречат практически полное совпадение спектров REE для андезитов и дацитов и наличие общих трендов изменения химического состава (рис. 7.29) с разрывом по кремнекислотности с 64 до 68 мас. % SiO₂, что говорит о принадлежности их к продуктам единой магмы. Можно также предположить, что андезиты, количество которых не превышает 5% от общего объема вулканытов Чегема, являются продуктами дифференциации более кислых разностей. Однако в таком случае тренды изменения химического состава должны иметь непрерывный характер.

Детальное изучение химического состава вкрапленников, слагающих гломеропорфировые сростки из лав вулканов Эльбрус, Казбек, Сурх-Крандхус, позволило проследить эволюцию Р-Т условий, в которых находился расплав до появления на поверхности. Общим для всех вулканытов является тот

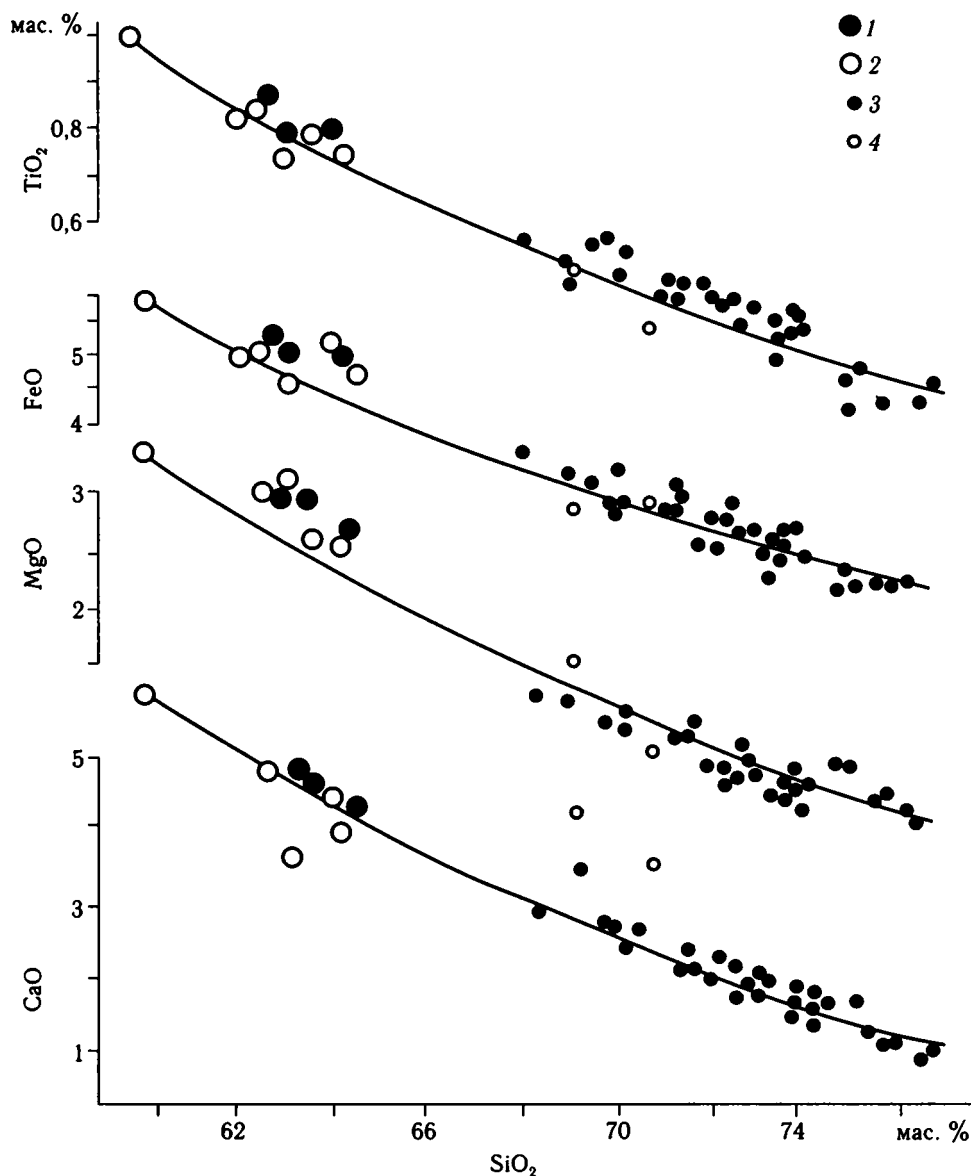


Рис. 7.29. Соотношения SiO_2 — CaO , MgO , FeO , TiO_2 в вулканитах Верхнего Чегема

1, 2 — поскальдерные андезиты; 3, 4 — дациты и риолиты. Данные: 1, 3 — Е.Н. Ляtifовой [1993], 2, 4 — Н.В. Короновского и Л.И. Деминой [1999]

факт, что наиболее ранние парагенезисы $\text{Amph} + \text{Pl}$, $\text{Amph} + \text{Crpx} + \text{Pl}$ указывают на минимальные температуры расплава. Более поздние парагенезисы, $\text{Orx} + \text{Pl}$, $\text{Orx} + \text{Pl} + \text{Bi}$, как правило, более высокотемпературные.

О возрастании общего давления на расплав в условиях коллизии свидетельствует разница в глиноземистости и магнезиальности вкрапленников различных генераций гиперстенов Эльбруса (табл. 7.4) и пироксенов Чегема [Ляtifова, 1993].

Термодинамические расчеты Р-Т условий кристаллизации вкрапленников из дацитов Эльбруса по-

казали, что наиболее ранний парагенезис ($\text{Amph} + \text{Crpx} + \text{Pl}$) кристаллизовался при $T = 750\text{--}780^\circ\text{C}$. Ромбический пироксен появляется при $T > 850^\circ\text{C}$ и устойчив вплоть до 1150°C , при этом давление меняется от 1,02 до 1,42 ГПа [Демина, Короновский, 1998]. В этом случае, если принимать, что давление отражает только уровень глубинности, приходится допускать миграцию расплава уже на 10–12 км вниз по сравнению с уровнем генерации магмы, что вряд ли возможно.

Эволюция Р-Т условий, при которых существовал расплав, показана на рис. 7.30. Вначале шло по-

Таблица 7.4. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов из полосчатых дацитов Эльбруса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Орх	Орх	Орх	Орх	Срх	Amph	Pl	Ti-Mt
Химический состав								
SiO ₂	51,93	53,35	52,87	53,60	50,81	45,94	54,74	0,28
TiO ₂	0,29	0,32	0,25	0,14	1,16	2,44	0,18	7,49
Al ₂ O ₃	1,70	3,08	1,02	0,96	3,00	9,16	27,69	3,60
FeO	21,37	13,98	19,95	17,58	10,54	13,06	0,74	80,83
MnO	0,65	0,45	0,90	0,46	0,31	0,10	0,21	0,96
MgO	22,74	26,52	23,39	25,33	14,14	14,81	0,00	6,43
CaO	1,11	1,60	1,31	1,55	19,48	11,32	10,48	0,11
Na ₂ O	0,15	0,35	0,07	0,12	0,35	2,39	5,39	0,05
K ₂ O	–	–	–	0,06	0,05	0,67	0,39	0,10
Cr ₂ O ₃	0,04	0,25	0,13	0,01	0,16	0,02	0,01	0,11
NiO	0,02	0,11	0,12	0,20	0,00	0,09	0,18	0,06
Сумма	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00	100,01	100,02
Кристаллохимические формулы								
Si	1,94	1,92	1,96	1,96	1,90	6,90	2,48	0,01
Ti	0,01	0,01	–	–	0,03	0,28	–	0,23
Al	0,08	0,13	0,05	0,04	0,12	1,62	1,48	0,18
Fe	0,67	0,42	0,61	0,54	0,33	1,64	0,02	2,80
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Mg	1,26	1,42	1,29	1,33	0,79	3,31	–	0,40
Ca	0,04	0,06	0,05	0,06	0,78	1,82	0,51	–
Na	0,01	0,02	–	0,01	–	0,70	0,47	–
K	–	–	–	–	–	0,13	0,02	–
X _{Mg}	0,66	0,77	0,68	0,72	0,69	0,63	–	–

Примечание. 1, 2, 5–8 — вкрапленники, 3, 4 — ортопироксены из основной массы.

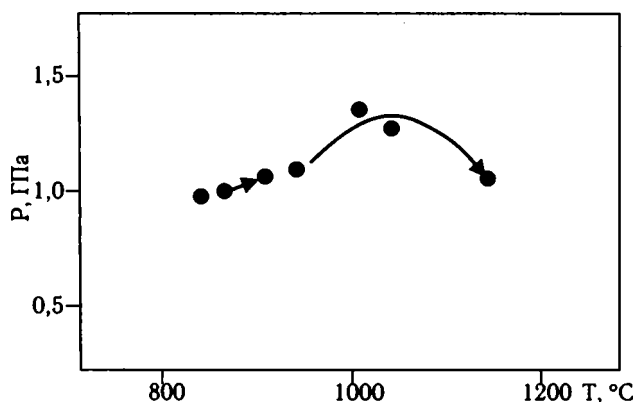


Рис. 7.30. Эволюция P-T условий кристаллизации вкрапленников из голоценовых дацитов Эльбруса [Демина, Короновский, 1998]

вышение как температуры, так и давления, затем давление, достигнув максимума, начало падать, но температура при этом продолжала повышаться, что привело к перегреванию расплава. Приведенные данные хорошо согласуются с результатами изучения расплавных включений в вулканитах Эльбруса. Температуры гомогенизации их оказались близкими для разных типов пород и составляют 1100–1170°C [Богатиков и др., 2002].

Повышение температуры расплава зафиксировано также в химическом составе вкрапленников из риодацитов Казбека и трахиандезитов Сурх-Крандуха (рис. 7.31), что можно объяснить разогревом магмы при ее течении за счет вязкого трения. Это явление неоднократно обсуждалось в литературе [Лучицкий, 1971; Федотов, 1976, 1980; Shaw, 1969; и др.]. Поскольку вязкость магмы за-



Рис. 7.31. Изменение температур кристаллизации вкрапленников из вулканитов Казбека, Эльбруса и Сурх-Крандуха [Демина, Короновский, 1998]

висит от температуры, ее разогрев приводит к падению вязкости. Это, в свою очередь, увеличивает скорость течения, что приводит к дальнейшему разогреву. При определенных условиях процесс приобретает лавинный характер, а прогрессирующий разогрев может вызвать испарение магмы и взрывы в ней [Fujii, Uyeda, 1974]. Разогрев магмы и высокое внутреннее давление в расплаве, превышающее литостатическое, должны способствовать быстрому подъему магмы к поверхности. Разогреву магмы способствовала также миграция флюидов.

При подъеме магм к поверхности происходит отделение флюидов от расплавов и в результате появляется эффект дифференциальной подвижности компонентов: восстановленные (H_2 , CO , CH_4) мигрируют из расплава в большей мере, чем окисленные (H_2O , CO_2). В связи с этим происходит увеличение в расплаве роли окисленных, что приводит к расширению области кристаллизации кварца в интертеллурическую стадию эволюции кислых магм: вкрапленники кварца первыми выделяются из расплава. В дальнейшем с отделением от расплавов уже окисленных флюидов в близповерхностных условиях при формировании основной массы вулканитов расширяется область кристаллизации плагиоклаза относительно кварца [Маракушев, Яковлева, 1980].

Именно поэтому в основной массе кислых эффузивов встречаются преимущественно микролиты плагиоклаза и, как правило, отсутствуют первичные выделения кварца. Подобный эффект поведения флюидов оказывает подщелачивающее воздействие на расплавы. Магмы, пересыщенные на глубине кремнеземом, при подъеме к поверхности становятся недосыщенными им, происходит десиликация расплава. Поэтому вкрапленники кварца частично или полностью растворяют-

ся в магме, резорбируются расплавом. Вкрапленники плагиоклаза при этом обрастают каймами более основного состава. Пропорционально понижению роли кремнезема в химизме расплавов происходит возрастание роли алюмокремниевых кислот и, как следствие, повышается химическое сродство расплавов к калию относительно натрия. Именно этим объясняется повышение калиевости остаточных стекол вулканитов Большого Кавказа.

Результатом разогрева магм с одновременной десиликацией расплавов является образование кайм пироксена вокруг кварца в кислых и средних вулканитах Большого Кавказа (рис. 7.32). Интересно отметить, что в андезибазальтах грабена Малазгирт Восточной Анатолии широко распространены каймы оливина вокруг пижонита (рис. 7.33). Это один и тот же процесс, проявленный на разном Р-Т уровне и в разных по составу породах, что убедительно подтверждается экспериментальными данными (рис. 7.34).



Рис. 7.32. Зерно кварца, окруженное гиперстеновой каймой в вулканитах Чегемской кальдеры [Ляtifова, 1993]



←

Рис. 7.33. Кайма оливина по пижониту в андезит-базальтах грабена Малазгирт [Innocenti et al., 1980]

Подобные взаимоотношения минералов с расплавом чрезвычайно широко распространены в вулканитах Большого Кавказа, детально описаны и трактуются в качестве доказательства смешения расплавов различного состава [Бубнов, 2003; Газеев, 2003]. Вместе с тем, как было показано выше, они определяются кислотно-основным взаимодействием флюидов с расплавом.

7.5. Выводы

Большой Кавказ, как и в целом Кавказский регион, в позднекайнозойское время находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, которое продолжается и в настоящее время. Это сжатие обусловлено процессами коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит, происходящими за счет раскрытия, начиная с поздней юры, Атлантического океана и, соответственно, закрытия океанического бассейна Тетис. В результате субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Большого Кавказа с преоб-

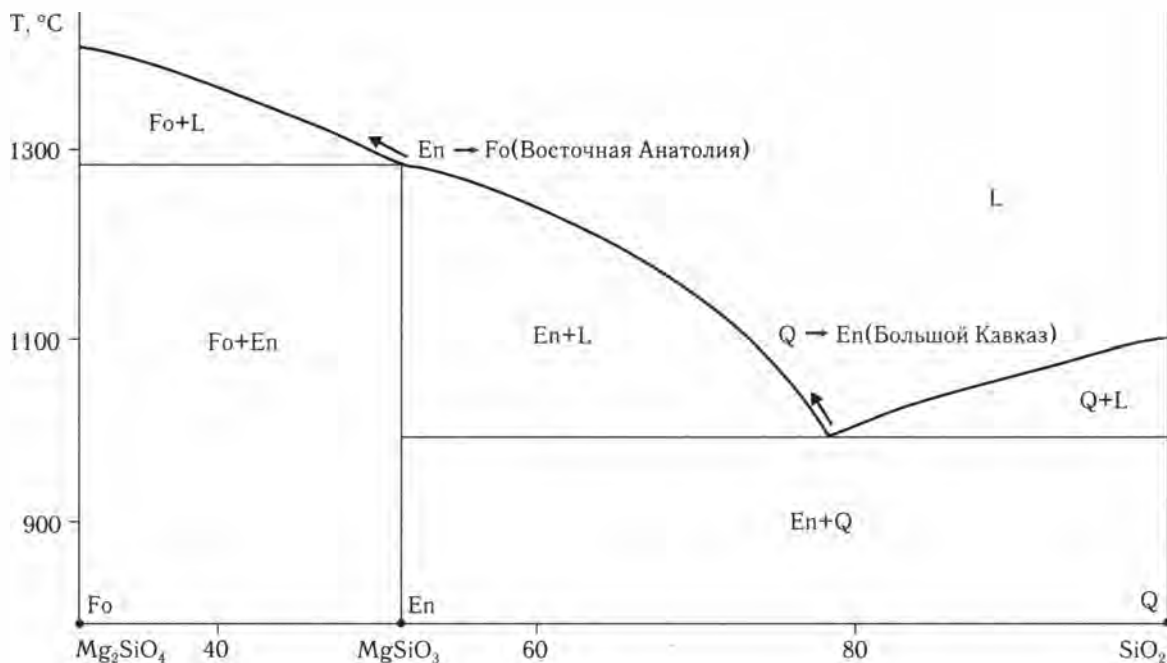


Рис. 7.34. Диаграмма состояния системы $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$ ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар) [Kushiro, Yoder, 1969], иллюстрирующая образования кайм гиперстена вокруг кварца в вулканитах Большого Кавказа и оливина вокруг гиперстена — вулканитах Восточной Анатолии

ладанием сдвигов ЮЗ, ЮВ, субширотного, субмеридионального простираний, а также надвигов обшквказской ориентировки.

Коллизионные процессы на Большом Кавказе сопровождались мощнейшим наземным вулканизмом и интрузивным магматизмом, приуроченным к 250-километровому отрезку между вулканами Эльбрус на западе и Казбек на востоке и характеризующемуся наибольшими высотами рельефа. Максимальная вспышка вулканизма приходится на поздний плиоцен (2,8–1,5 млн лет). В это время на западе, в Эльбрусской области, преобладали извержения преимущественно кислой магмы, образовавшие мощные толщи игнимбритов и приведшие к образованию кальдер. На востоке, в Казбекской области, продукты позднеплиоценового вулканизма сформировали мощную вулканогенно-осадочную толщу свиты рухдзуар, выполняющую Осетинскую впадину Терско-Каспийского передового прогиба. В четвертичное время вулканизм пошел на убыль и локализовался в пределах отдельных центров. Последние извержения Эльбруса и некоторых вулканов Казбекской области происходили всего несколько тысяч лет назад. Проявления вулканизма связаны со структурами растяжения, образованными зонами разломов субширотного и субмеридионального простираний, а также широкой Аграхан-Тбилисско-Левантинской левосдвиговой зоной на востоке Центрального Кавказа, вдоль которой образовались условия присдвигового растяжения.

Согласно термодинамическим расчетам, глубины генерации базальтовых магм для Большого Кавказа в целом близки и составляют 35–40 км ($P = 0,95\text{--}1,05$ ГПа). Глубина генерации кислых магм ($P = 0,5\text{--}0,7$ ГПа) находилась в пределах 17–25 км, что подтверждается геофизическими данными. Первичное плавление в недрах Большого Кавказа осуществлялось на границе кора–мантия при веду-

щей роли процессов окисления глубинных трансмагматических флюидов. В процессе эволюции магматизма и при дальнейшей миграции флюидов в плавление вовлекались все большие объемы пород. На Большом Кавказе более глубинными выплавками характеризуются вулканы Казбекской области, приуроченные к Аграхан-Тбилисско-Левантинской левосдвиговой зоне. Только здесь появляются оливин-клинопироксеновые субщелочные базальты с толеитовой направленностью дифференциации. Однако в целом магматизм Большого Кавказа носит известково-щелочной характер с отсутствием или слабым проявлением процессов кристаллизационной дифференциации, антидромной направленностью извержений, резкой латеральной неоднородностью химического состава вулкаников и обогащением более основных пород некогерентными элементами и легкими REE.

В обстановке межконтинентальной коллизии физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород определяются не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Детальное изучение состава минералов из гломеропорфировых сростков, гомеогенных включений, а также сравнение их с вкрапленниками в лавах показывает, что термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию. Большую роль играли: 1 — процессы кислотно-основного взаимодействия расплавов, флюидов и вмещающих толщ; 2 — расслоение расплавов (ликвация) и их разогрев; 3 — изменения режима общего давления на расплавы и повышение внутреннего давления в них при движении к поверхности. Все это отразилось на химическом и минералогическом составе вулкаников, а также кристаллизующихся фаз и их взаимоотношениях.

Глава 8

Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона

М.Л. Копп

8.1. Когда началась коллизия на Кавказе?

Как это ни парадоксально, несмотря на высокую изученность структуры и развития Кавказа, общепринятого представления о начале формирования его послекиммерийской структуры до сих пор не сформировалось. Например, для Большого Кавказа разные авторы помещают этот рубеж то на начало неогена или даже на конец миоцена [Белоусов В., 1939; Жижченко, 1969; Копп, Щерба, 1985; Щерба, 1993], то его опускают до разных уровней палеогена [Григорьянц и др., 1967; Копп, Щерба, 1998; Леонов М., 1975; Мамедов, 1968; Столяров, 1991; Хаин, Шарданов, 1957; Шарданов и др., 1955; Шарафутдинов, 2003; Шарданов, Пекло, 1959], либо даже мела [Исаев и др., 1981; Книппер, 1985; Милановский, Хаин, 1963; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Поскольку исследователи опираются на одни и те же реально существующие факты, можно думать, что причина разногласий лежит в неодинаковом истолковании последних. Попробуем, не забывая об этих фактах, подойти к решению вопроса посредством привлечения более широкого материала о кинематике плит соответствующей части Евразии.

Послекиммерийская составляющая современной структуры Кавказа накапливалась с раннего мела, однако не все деформационные события были связаны именно с коллизией. В частности, нет достаточных оснований считать проявлением начавшегося сжатия Большого Кавказа установленные рядом автором раннемеловые (валанжин-барремские) конседиментационные покровы и олистостромы Шахдагской зоны [Гурбанов и др., 1982; Исаев и др., 1981]. Их связывают с проявлением поздне-

киммерийской и австрийской складчатостей [Исаев и др., 1981; Книппер, 1985]; сходная точка зрения высказана и относительно природы приблизительно одновозрастных покровов Горного Крыма [Милеев и др., 1998]. Однако региональные условия возникновения такого сжатия пока остаются гипотетичными, так как ранний мел скорее известен обстановкой растяжения: именно тогда весь юго-западный (граничащий с окраинными морями океана Тетис) край Евразийской литосферной плиты в интервале от Бискайского залива до Южного Каспия подвергся деструкции, синхронизировавшейся с возникновением Центральной Атлантики и сопровождавшейся формированием ряда новых эпиконтинентальных бассейнов, в том числе Черноморского [Зоненшайн и др., 1987; Казьмин и др., 2000; Копп, Хаин, 1996; Atlas..., 1993; Finetti et al., 1988]. Расчленение коры выразилось в формировании ряда асимметричных наклонных блоков вроде валов Андрусова, Шатского, Кюрдмирского вала и других, причем два последних продолжались на восток в пределы современного Южного склона Большого Кавказа и в Закавказье. К началу альбского века в Черноморско-Закавказском регионе проявился рифтовый щелочной вулканизм [Казьмин и др., 2000; Казьмин, Книппер, 1989], а после сеномана началось пострифтовое проседание, усложнившееся в самом конце мела — когда возник некомпенсированный Черноморско-Большекавказский окраинный бассейн в его зрелом виде.

В связи со сказанным, формирование раннемеловых конседиментационных покровов Большого Кавказа (Северный склон) и соседнего Крыма выглядит как один из эпизодов упомянутой фазы рифтогенеза [Копп, Хаин, 1996]. Очевидно, не случайно обрушение постигло крутой континентальный склон евразийского шельфа, обращенный к югу, в

сторону глубокого флишевого бассейна: горизонтальное тектоническое растяжение здесь наверняка должно было сочетаться с гравитационным оползанием, которое облегчалось тем, что массивные блоки юрских известняков перемещались по пластичному флишу. Эти оползшие тела и образовали аллохтонные блоки, по своему облику неотличимые от конседиментационных тектонических покровов.

По-настоящему очевидные коллизионные деформации впервые проявились только в позднемиловое время (турон—коньяк), когда двигавшийся к северу Армянский блок (террейн), состоявший из пород гондванского происхождения, столкнулся с Закавказской островной дугой — элементом зоны субдукции южного края Евразийской плиты [Зоненшайн и др., 1987; Казьмин, Книппер, 1989; Atlas..., 1993]. Результатом столкновения явилась обдукция офиолитовых покровов, структура и история формирования которых детально изучена [Книппер, Соколов, 1974]. Это событие вызвало серьезную перестройку существовавшей со средней юры зоны субдукции коры океана Тетис под Евразийский континент: на пересечении Кавказа субдукция застопорилась и сменилась рифтогенезом в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах, а ее продолжение к востоку мигрировало на юг Ирана, в район Загроса. Вместе с тем, структурный эффект позднемилового столкновения ограничивался только самым югом Кавказского региона (Малый Кавказ и прилегающее Закавказье), тогда как на его севере крупных деформаций не было и там сохранялся унаследованный еще с мезозоя глубокий флишевый бассейн (восточный отрезок Черноморско-Большекавказского). В позднем эоцене — олигоцене, после завершения раннепалеогенового рифтового вулканизма на юге Закавказья, он был вовлечен в пострифтовое проседание и вошел в состав огромного окраинного моря Паратетис.

Существуют факты, показывающие, что в течение палеогена — раннего миоцена Большекавказский остаточный бассейн постепенно «зарастал» по краям [Копп, 1991б; Копп, Щерба, 1998; Леонов М., 1975]. Вдоль почти всего его южного края развивался крутой склон, рождавший олистостромы и крупные (десятки километров длиной) покровные пластины, в совокупности формировавшие «дикий» флиш. Детально изучивший эти образования М.Г. Леонов [1975; см. также главу 6 настоящей книги] впервые отметил их покровное строение и обосновал точку зрения о том, что они возникли в результате начавшегося сжатия Кавказа и являются отражением пиренейской фазы складчатости (следы которой

находят и южнее, на Малом Кавказе и в Аджаро-Триалетской зоне [Гамкрелидзе И., 1984 а,б]).

Проведенное позже исследование периодичности формирования олистостромовых комплексов данной зоны показало, что они развивались длительно, начиная с палеоцена, но особенно интенсивно — в среднем эоцене (кумское время) и позднем олигоцене — раннем миоцене (начало формирования мощной пачки тонких глин майкопской серии) [Копп, 1990б]. Такой весьма расширенный диапазон формирования покровов и олистостромов выходит за рамки пиренейской фазы и позволяет связать их с длительным развитием крутого склона, вероятно, образованного А-субдукцией Большекавказского окраинного моря под жесткий Закавказский «массив» [Копп, 1991б] (он же — восточное продолжение вала Шатского, или так называемая Грузинская глыба). В пользу существования в палеогене такой направленной к югу А-субдукции говорят и петрологические данные [Абдуллаев и др., 1977; Абрамович, Засеев, 1989; Татаришвили и др., 1986].

По данным сейсморазведки, в палеогене (поздний эоцен — олигоцен) конседиментационные покровы формировались и на северном склоне Большекавказского окраинного бассейна, в Индоло-Кубанском прогибе [Попович, 1998; и др.]. Отмечается и конседиментационное складкообразование в наиболее близко расположенных к Евразийскому континентальному склону частях Большекавказского бассейна — в Северном Кобыстане и на юге Индоло-Кубанского прогиба [Григорьянц и др., 1967; Шарданов, Пекло, 1959]. Таким образом, бассейн с двух сторон обрамлялся встречными надвигами, способствующими его закрытию, и, очевидно, данную ситуацию можно считать выражением начальной, или ранней («мягкой»), коллизии именно на Большом Кавказе.

Вся эта активизация, особенно затронувшая северную часть Кавказского региона, Западное Предкавказье, Донбасс [Стовба, Стифенсон, 2000] и прослеживающаяся в Польский авлакоген, очевидно, была связана со слабым юго-восточным дрейфом Восточноевропейско-Сибирской (а со среднего эоцена — Восточно-Европейской) субплиты Евразии, с запада ограниченной правым сдвигом вдоль линии Торнквиста [Копп, 1999б]. Вместе с тем, представляется логичным, что эта активизация была неразрывно связана с раннеальпийскими коллизионными событиями на западе океана Тетис, где Апулийский выступ Африканской плиты блокировал перемещение к юго-востоку западноевропей-

ской части Евразии, но зато освободил путь для движения ее более восточной части.

Осевая зона Большекавказского бассейна (так называемый Лазаревско-Кобыстанский трог [Копп, Щерба, 1998]), сложенная конденсированными осадками дистального флиша (мел–палеоген) и сланцеватых глин (кумская свита среднего эоцена, майкопская серия олигоцена — нижнего миоцена), судя по характеру структуры слагающих ее пород, с раннего мела до начала миоцена не испытывала серьезных деформаций, а смялась она только в неогене, когда стало сказываться влияние сильно перемещавшейся к северу Аравийской литосферной плиты, в числе других блоков подталкивавшей к северу и Закавказский «массив». При этом выраженная складчатостью и молассами коллизия последнего с южным краем Евразийской плиты сильнее и раньше (в раннем? — среднем миоцене) проявилась в центре Большого Кавказа, на меридиане его Казбекского пережима и Карталинской впадины — территории, напротив которой больше всего выступает к северу вершина Малокавказской структурной дуги; в стороны же периклиналей Большого Кавказа время начала позднеколлизионных деформаций поднимается до позднего миоцена (сармат, мзотис–понт) и даже до плиоцена–квартера.

Таким образом, альпийская коллизионная структура Кавказского региона неоднородна, она формировалась длительно и в разных его частях одновременно: где-то, особенно на юге, она, по существу, уже была сформирована в позднем мелу — начале палеогена, в других, прежде всего на севере, она только начала формироваться в палеогене, а кое-где (особенно на погружениях Большого Кавказа) — даже в середине неогена — квартере. Объектом нашего рассмотрения являются здесь именно последние, наиболее молодые (неоген-четвертичные) деформации, соответствующие стадии поздней, или «жесткой», коллизии — когда поглощаются практически все остаточные бассейны и конвергенция плит может осуществляться уже только за счет столкновения жестких блоков, сложенных континентальной корой; в итоге происходят общее смятие и горообразование. В пределах Южного склона Большого Кавказа, где объектом деформации явились верхнеюрско-палеогеновые флишевые толщи остаточного краевого бассейна, фаза жесткой коллизии проявилась в общем смятии этих податливых пород, происходящем в надвиговом и сдвиговом полях напряжений; в Закавказье же и на Малом Кавказе, где сильные пластические деформации имевшихся здесь маломощных

океанических осадков и офиолитов исчерпали себя уже в конце мела, жесткая коллизия выразилась в общем орогеническом подъеме, образовании глыбовых мегаскладок и горизонтальном растяжении, сопровождавшемся сильным орогенным вулканизмом. Все это происходило при значительном участии сдвига.

Глава состоит из трех частей: в первой приводится обзор позднеколлизионной структуры Большого Кавказа (включающий и главные результаты наблюдений автора), во второй на более широком материале рассматривается структурная позиция Кавказа в кинематике микроплит Периаравийской коллизионной области, а в третьей исследуется вопрос о распространении коллизионных деформаций в пределы северного платформенного обрамления Кавказа.

8.2. Позднеколлизионная деформация Большого Кавказа

Позднеколлизионная структура Большого Кавказа представлена прежде всего покровно-складчатыми и сдвиговыми деформациями, крупные сбросы и другие структуры растяжения встречаются реже, главным образом на периклиналях и пологом Северном склоне.

Поперечное укорочение орогена: покровы, складки и тектонические швы

Изучению морфологии складок и разрывов сжатия — взбросо-надвигов, покровов и шовных структур Большого Кавказа — посвящено огромное количество публикаций, однако до сих пор остаются дискуссионными важнейшие вопросы, касающиеся степени сокращения пространства и роли надвигового (или поддвигового) скашивания в образовании структурного ансамбля.

Неоген-четвертичный мегантиклинорий (упрощенно — мегантиклиналь) Большого Кавказа представляет собой сильно асимметричную складку основания с очень пологим и широким север–северо-восточным (кратко — северным) крылом и крутым и узким — юг–юго-западным (южным). Северное крыло мегантиклиналя образовано вовлеченным в новейшую деформацию фундаментом и чехлом Скифской плиты, полого воздымающимися к югу (так называемая Северо-Кавказская моноклиналь),

а южное — заданными до вертикальных залеганий слоями фундамента Куринской впадины, представленного среднеюрско-меловыми вулканитами Закавказской островной дуги (обнажающимися в Гагра-Джавской и Вандамской зонах), и пакетом опрокинутых к югу складчато-надвиговых чешуй верхнеюрско-палеогенового осадочного выполнения Большекавказского бассейна. Разумеется, эта картина является упрощенной, однако в первом приближении она достаточно очевидна.

Подобный характер строения Большекавказского орогена, с ярко выраженной южной вергентностью, уже давно дает основания считать, что его Южный склон имеет надвиговое строение [Вассоевич, 1933, 1940; Вассоевич, Хаин, 1940; Ренгартен, 1924, 1941 а,б]. Тогда же впервые были установлены некоторые известные и по сей день покровы, в частности, Аргунский и Баскальский [Ренгартен, 1924; Вассоевич, Хаин, 1940]. В.П. Ренгартен [1941 а,б] предложил мобилистическую схему, сохраняющую свое значение до настоящего времени: он считал, что асимметрия Южного склона Большого Кавказа образовалась за счет поддвига «Закавказской плиты», направленного к северу, под Скифскую платформу. Несмотря на то, что в последующем покровная концепция подверглась жесткой критике и, по существу, отрицалась [Белоусов В., 1975; Варенцов, 1950; Джанелидзе, 1950; и др.], вскоре появились новые многочисленные доказательства широкого распространения покровов и их тектонической природы.

Подтвердилось, в частности, что без допущения значительных покровных перекрытий невозможно объяснить резкую смену фациальных зон позднеюрско-палеогенового флиша Южного склона Большого Кавказа, причем впервые стал очевиден региональный характер покровов. П.Д. Гамкредидзе, И.П. Гамкредидзе и их коллеги насчитывают здесь до 4–5 разделенных продольными надвигами покровных пластин (рис. 8.1), которые прослежены вдоль Южного склона на сотни километров [Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1977; Хатискаци, 1971; Чичуа Г., 1975; и др.]. В пределах восточной части последнего бурением подтверждено существование предполагавшихся ранее Баскальского и Астраханского покровов [Воскресенский и др., 1963; Григорьянц, Исаев, 1968]. Позже бурением установлены неоднократные надвиговые перекрытия в Среднекуринской межгорной впадине; по данным сейсморазведки, она целиком состоит из серии наклоненных к северу надвиговых чешуй (рис. 8.2), возраст пород которых убывает с севера на юг с олигоцена

до плиоцена. Плиоцен-четвертичные надвиги установлены и в зоне сочленения Северного склона Большого Кавказа с Терским передовым прогибом (обобщено в работах К.О. Соборнова [1991]).

Имеющиеся попытки оценить на основе стратиграфо-палеогеографических данных суммарное надвиговое перекрытие в районе Южного склона Большого Кавказа [Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1977; и др.] дают значения порядка 60–100 км, что равно почти двукратному его поперечному сокращению. При этом перекрытие Южного склона возрастает к западу в пределах его грузинского отрезка. Другими словами, сжатие особенно велико на меридиане Нижнекуринской (Карталинской) впадины, Аджаро-Триалетской зоны и, отметим, в еще более широком плане — на меридиане вершины выпуклой к северу Малокавказской дуги, что согласуется с современной концепцией о происхождении смятия Большого Кавказа в результате направленного к северу перемещения Малокавказского блока [Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1989; Копп, 1989, 1997; Расцветаев, 1973, 1989]. Похожий (двукратный) размер горизонтального сокращения Большого Кавказа получен и по результатам разворачивания складок на основе анализа реставрированных разрезов [Yakovlev, 2005]. Поскольку эта работа проводилась не только для зоны покровов Южного склона, но и для находящейся севернее зоны (для осевой полосы Восточного Кавказа, где господствуют изоклинальные складки с субвертикальными осевыми плоскостями и ассоциирующие с ними крутые разрывы шовного типа), то отсюда следует, что к цифре горизонтального сокращения в 60–100 км [Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1977] следует прибавить еще по крайней мере столько же, и, таким образом, суммарное зафиксированное в складчатости и покровах поперечное сокращение коры Южного склона достигнет 150–200 км¹. Некоторое дополнительное укорочение зоны Южного склона Большого Кавказа могло произойти и при сдвиговой деформации (с компенсирующим удлинением вдоль оси орогена, см. ниже) и в результате пластического сплющивания в зонах развития

¹ Объективности ради следует напомнить, что происхождение складок осевой зоны Восточного Кавказа часто связывалось не с направленным извне боковым сжатием, а с глубинной адвекцией [Белоусов В., 1982; Рогожин, Шолпо, 1989] или с разбуханием юрских глинистых пород в результате монтмориллонитизации [Григорьянц, 1982], однако Ф.Л. Яковлев [1987] попытался оценить относительный вклад адвекции и внешнего сжатия при складкообразовании.

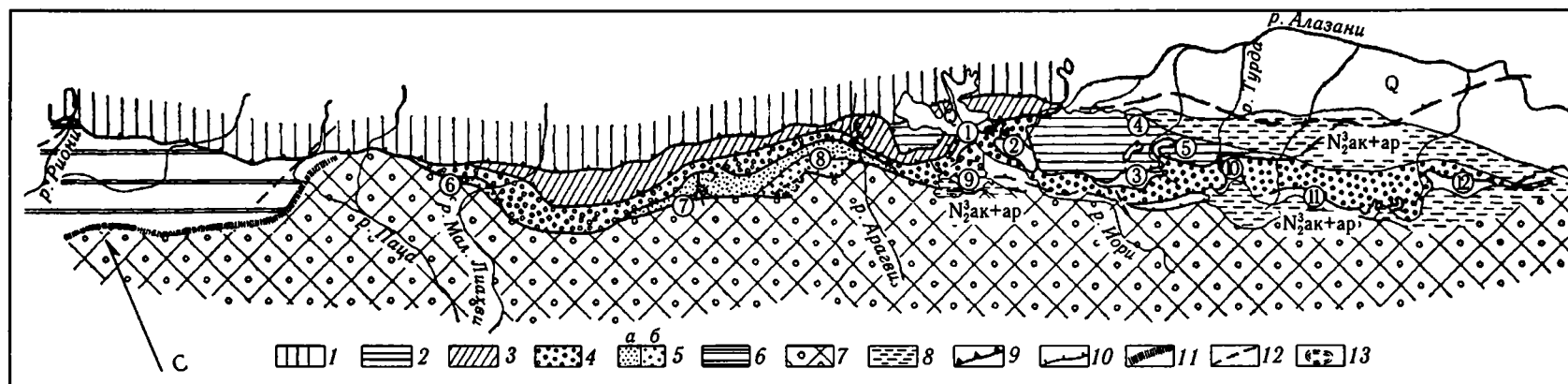


Рис. 8.1. Схема расположения тектонических покровов Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии [Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977]
 1–5 — тектонические покровы: 1 — Уцерско-Павлеурский, 2 — Алисигорско-Чинчвельский, 3 — Садзегурско-Шахветильский, 4 — Жинвальско-Пховельский, 5 — Ксанско-Аркальский параавтохтон: а — Коринтская чешуя, б — Циркольско-Аранисская чешуя; 6 — Гагра-Джавская зона; 7 — Грузинская глыба; 8 — отложения акча-гыла-апшерона; 9 — подошва шарьяжей; 10 — подошва чешуй; 11 — глубинный разлом; 12 — разрывы; 13 — гравитационные пластины.

Тектонические окна: 1 — Кохское, 2 — Китисхевское, 3 — Вашлованское, 4 — Иолаисхевское, 5 — Баканское; полуокна: 6 — Белотское, 7 — Ксанское, 8 — Аркальское, 9 — Гохинское, 10 — Турдойское, 11 — Чаилури-Кисисхевское, 12 — Пховельское

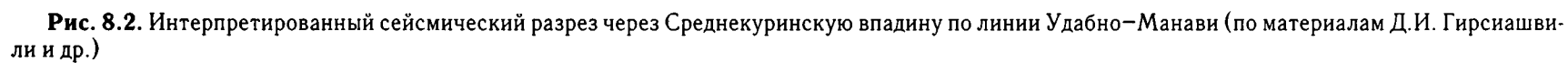


Рис. 8.2. Интерпретированный сейсмический разрез через Среднекуринскую впадину по линии Удабно–Манави (по материалам Д. И. Гирсиашивили и др.)

подобных складок и кливажа (с компенсирующим удлинением вверх и, отчасти, вдоль), но оценить величины указанных составляющих общего укорочения пока сложно.

Однако, учитывая палеомагнитные данные о весьма значительном (порядка 500–1000 км) послемеловом сближении Малого Кавказа и Северного склона Большого Кавказа [Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1989], приведенную оценку следует считать только минимальной и приходится предполагать, что недостающие 400–600 км общего сокращения коры были реализованы еще в палеогене, до стадии «жесткой» коллизии, — когда происходило констатированное выше постепенное зарастание ложа Большекавказского бассейна в результате его длительной, направленной к югу А-субдукции под Грузинскую «глыбу», или вал Шатского. В качестве вероятной сутуры, маркирующей зону раннеколлизионного поглощения коры, обращает на себя внимание известная Кахетинско-Лечхумская шовная зона [Милановский, Хаин, 1963], вдоль которой совмещены принципиально разные фации: комплексы Закавказской плиты (среднеюрские и более молодые мезозойские вулканиты) на юге и флишевого бассейна (окраинное море Большого Кавказа) на севере; резкое сочленение разнородных фаций можно наблюдать в местах выхода сутуры на поверхность: например, в Жинвальском районе виден тектонический контакт накапливавшихся на мелководье сеноманских туфов и лав, содержащих линзы конгломератов и обломочных известняков с рудистами, с одновозрастным тонким флишем явно глубоководного генезиса.

Некоторое сокращение пространства могло произойти и по Сурамско-Гокишурскому сдвигу-надвигу, где мощные вулканогенно-флишевые отложения палеогена Аджаро-Триалетской зоны приближены к Дзирульскому массиву. Однако считать эту сутуру главной, вслед за В.С. Буртманом и М.Л. Баженовым [1990], вряд ли правильно, так как в восточном направлении первичная фациальная зональность постепенно восстанавливается, и в южном борту Карталинской впадины (скважины Кавтисхеви, Натахтари и др.) развиты те же породы палеогена, что и в Аджаро-Триалетской зоне, только сокращенной мощности. В одной и той же фации (глины с дельтовыми песчаниками сакараула) по разные стороны от разрыва представлена и майкопская серия.

Таким образом, конкретная величина коллизионного сокращения поперечника Большого Кавказа в надвиговом поле напряжений требует уточне-

ния. Вызывает некоторые вопросы и кинематический механизм горизонтального укорочения.

Большинство современных авторов сходятся в том, что сжатие и поперечная асимметрия Большекавказской мегантиклинали вызваны крупномасштабным поддвигом коры Грузинской глыбы, или Закавказского блока (микроплиты), под Скифскую платформу [Буртман, 1989; Гамкрелидзе И., 1989; Дотдугев, 1989; Зоненшайн и др., 1987; Копп, 1989, 1997; Хаин В., 1982; Галушкин, Ушаков, 1982; и др.]. Утолщение литосферы («корень гор») под Большекавказским орогеном связывается, таким образом, с ее тектоническим сдвигиванием. По альтернативной точке зрения, высказанной Л.М. Расцветаевым [1997; Леонов и др., 2001], региональные литосферные плиты сталкиваются в районе Большого Кавказа без поддвига и погружения какой-либо одной из них, а утолщение литосферы объясняется расплющиванием их лобовых частей (вместе с находившимся между ними осадочным слоем) с удлинением вверх и вниз; поперечная асимметрия орогена не имеет принципиального значения и может быть связана, в частности, с гравитационным заваливанием его южного борта. Данный вид деформации, противопоставляемый поддвигу, Л.М. Расцветаев называет «содвигом» и считает его одним из ведущих механизмов укорочения складчатых поясов.

Анализируя данную точку зрения, прежде всего необходимо уточнить терминологию. Противопоставляемые здесь два вида горизонтального укорочения известны уже довольно давно, и различаются они прежде всего с механической точки зрения: подвиг, как и надвиг, — это частный случай «простого сдвига» (в механическом смысле, т.е. сдвига) в вертикальной плоскости, а содвиг — проявление «чистого сдвига», отличающегося от первого отсутствием компоненты вращения [Гзовский, 1975]. Кроме того, сама по себе форма реализации горизонтального укорочения орогенического пояса по принципу чистого сдвига в вертикальной плоскости (т.е. «содвига», по Л.М. Расцветаеву) анализируется многими авторами.

Например, в сравнительно недавние годы относительно вклад чистого и простого сдвига в коллизионную деформацию Центральной Азии обстоятельно обсуждался в рамках ряда международных проектов [Collision Tectonics, 1986; Mattauer, 1986; Molnar, 1988; и др.]. Тогда было показано, что коллизия Индостана с Евразийской плитой компенсировалась не только поддвигом первого под вторую и надвиганием к югу Гималаев, но и равномерным

утолщением коры всего Тибетского плато (англ. crustal shortening, crustal stacking, и др.). Таким образом, стремление Л.М. Расцветаева акцентировать внимание на компоненту расплющивания материала (по принципу чистого сдвига) в зоне коллизии представляется вполне естественным.

Для Большого Кавказа, хотя и имеются некоторые указания в литературе на этот счет [Ажгирей, 1966; Копп, 1989, 1991а; Мирчинк, Шурыгин, 1972], роль данного вида деформации явно недооценивалась. Особенно обращают на себя внимание в данном смысле некоторые участки Южного склона Большого Кавказа, прилегающие к Кахетинско-Лечхумской шовной зоне (Жинвальская чешуя, Вандамская зона и др.), где широко распространены крутонаклонные тектонические чешуи, ассоциирующиеся с изоклинальными складками и субвертикальным кливажем. Все эти структуры свидетельствуют о том, что поперечное укорочение здесь осуществлялось в виде расплющивания материала, происходящего по принципу чистого сдвига, который в данной полосе действительно не сопровождается никаким дополнительным скашиванием в вертикальной плоскости. Кроме того, на некоторых пересечениях общая южная вергентность мегантиклинория в некоторой степени осложнена северовергентными взбросами и надвигами (например, Ахтырский и Сиазанский разрывы, соответственно на западном и восточном погружениях). Весьма вероятно поэтому, что во всех местах такого рода перемещение к северу южной рамы орогена дополнялось встречным движением северной.

Л.М. Расцветаев привел в пользу защищаемой им концепции ряд аргументов, в том числе вытекающих из анализа геофизических материалов. Однако прежде всего необходимо отметить, что очевидные проявления расплющивания были найдены Л.М. Расцветаевым и его коллегами при детальном структурном наблюдении на мезотектоническом уровне (изучение субвертикальных стилолитовых швов и зеркал скольжения; вдоль последних иногда видны разнонаправленные борозды скольжения, свидетельствующие о течении вещества в плоскости а-в эллипсоида деформации) [Расцветаев, 1997].

Вместе с тем, принимая механизм «сдвига» было бы неправильно полностью отрицать существование поддвига Закавказской плиты к северу. В пользу такого поддвига коры к северу, помимо плит-тектонического анализа [Зоненшайн и др., 1987; и др.], свидетельствует общая для всего Таврско-Кавказского региона южная вергентность (отзвуки ко-

торой видны даже в новейшей структуре кряжа Карпинского [Копп, 2004а]). Далее мы еще попытаемся показать, что наблюдаемые на Большом Кавказе случаи отклонения от региональной южной вергентности (которые можно было бы трактовать как проявления «сдвига») парагенетически связаны с южновергентными покровами; так что, по-видимому, и те, и другие формировались взаимосвязанно.

Продольное удлинение орогена: региональные сдвиги и связанные с ними структуры

Сведения о присутствии сдвигов на Апшеронском полуострове появились в работах Г.Д. Ажгирея и В.В. Вебера, однако важная роль этих разрывов и связанных с ними зон дислокаций в структуре всего Кавказа впервые была обоснована Л.М. Расцветаевым [1973, 1989], проанализировавшим структурный рисунок последнего по мелкомасштабным картам (рис. 8.3). Позднеальпийская структура, по представлению этого автора, возникла при значительной роли правосторонних сдвигов, сопровождавшихся образованием эшелонированных складок и горизонтальных флексур. Грандиозные правосторонние сдвиговые зоны нарезают земную кору Кавказа на узкие блоки северо-западного простирания. Левые сдвиги северо-восточного простирания имеют ограниченное распространение и, в основном, сосредоточены в области сочленения Малого Кавказа и Восточного Понта (на Большом Кавказе их вообще нет). Малокавказская дуга, таким образом, с обеих флангов ограничена попутными сдвигами, а к области ее наибольшего выдвигания на север приурочена кульминация Транскавказского пережима.

Это, в свою очередь, позволило Л.М. Расцветаеву высказать точку зрения (сохраняющую свое значение до сих пор) о том, что деформация Большого Кавказа происходила в результате выдвигания к северу блока Малого Кавказа. Общее смещение большекавказских блоков к северо-западу вдоль системы правых сдвигов компенсируется сжатием в районе Северо-Западного Кавказа и Крыма. Л.М. Расцветаев подчеркивал хрупкий характер деформации, выраженный в прямолинейности сдвиговых зон и их строго диагональной ориентировке по отношению к генеральному структурному плану. Структурный рисунок региона интерпретировался только с динамических позиций, и при этом

был сделан важный, сохраняющий свое значение вывод о формировании структуры Кавказа в обстановке меридионального сжатия; кинематика блоков, однако, не рассматривалась.

В последующем картина сдвиговой тектоники Кавказа была существенно уточнена (рис. 8.4 и 8.5). Некоторый приоритет правых сдвигов по отношению к сопряженным левым был подтвержден и в результате специальных исследований автора настоящей главы и его коллег [Копп, 1979, 1989, 1990а, 1991а; Копп и др., 1989; Курдин, 1991], доказаны некоторые (но не все) предполагавшиеся Л.М. Расцветаевым правые сдвиги (рис. 8.6) и, кроме того, обнаружен ряд неизвестных ранее разрывов этого типа (см. рис. 8.4, рис. 8.5). Новейшее поднятие Дзирульского массива трактуется как поперечная структура сжатия, компенсирующая горизонтальное перемещение юго-западного крыла Центрально-Кавказской правосдвиговой зоны — как своего рода аналог Курамино-Чаткальского поднятия около Таласо-Ферганского разрыва [Копп, 1989, 1997]. Было установлено достаточно раннее заложение крупнейших правых сдвигов по сравнению с левыми (средний—поздний миоцен и плиоцен—квартер, соответственно) [Копп, 1991а, 1997].

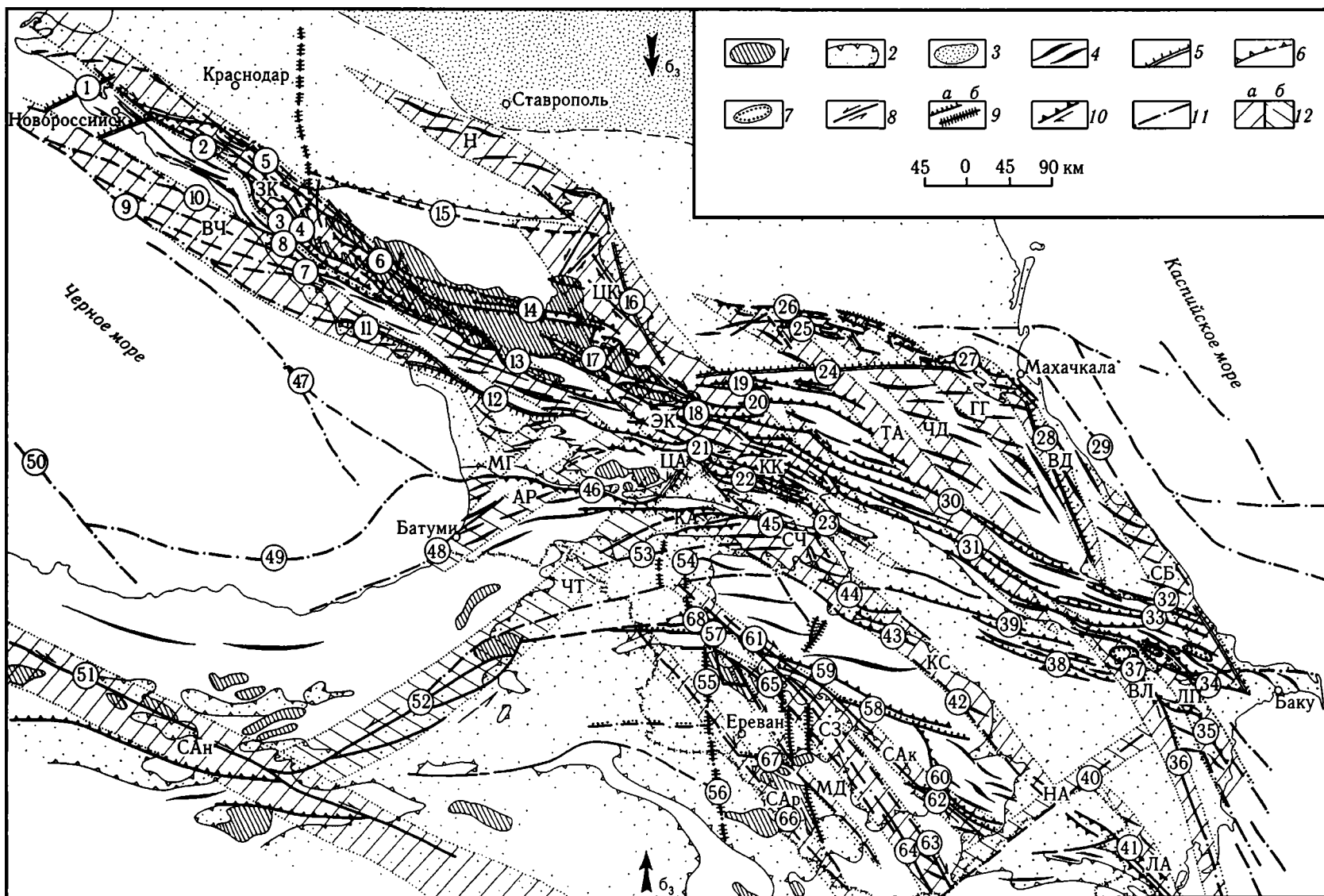
Однако выяснилось при этом, что в пределах Южного склона (особенно на востоке) и в Куринской впадине наряду с правыми широко развиты и левые сдвиги, обычно северо-восточного и субширотного простирания, а кое-где они существенно преобладают [Копп, 1979, 1989] (рис. 8.7 и 8.8). Стало очевидным, что горизонтальное перемещение масс происходит не только к северо-западу и западу, но также и к востоку. Вместо узких параллельных блоков северо-западной ориентировки, разделенных трансорогенными правыми сдвигами, структура Большого Кавказа представляется теперь в виде вытянутой вдоль него цепочки трапециевидных или линзовидных блоков, ограниченных сдвигами разного знака (сравни рис. 8.3 и рис. 8.4; рис. 8.9). Эти блоки совпадают с естественно выделяющимися участками расширения орогена (блоки Северо-Западного, Центрального, Восточного (Дагестан) и Юго-Восточного Кавказа), разделенными узкими перемычками (см. рис. 8.4, рис. 8.9).

Кроме того, установлен более широкий (помимо констатируемого Л.М. Расцветаевым строго диагонального направления) разброс ориентировок всех сдвигов, как правых, так и левых. Например, субширотно ориентирован Сурамско-Гокишурский правый сдвиг-надвиг северного ограничения Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 8.4). Его пра-

восдвиговая компонента, предполагавшаяся автором по особенностям структурного рисунка [Копп, 1982, 1989], установлена по наличию оперяющих сдвигов, выраженных смещением структур [Башеишвили, 1985]. В то же время, Буроварско-Астаринский (Талышский) правый сдвиг восточного ограничения Талышского антиклинория на юге имеет меридиональное простирание, а в северном направлении постепенно изгибается до северо-западного [Копп, 1982]. Точно так же плавно меняет свое простирание от субмеридионального на юге до северо-западного на севере Ленгебиз-Сальянская правосдвиговая зона (см. рис. 8.4, рис. 8.6). Такие крупномасштабные дугообразные изгибы правых сдвигов сложно объяснить их переходом в надвиги: они могут быть связаны только с вращением блоков, в данном случае, против часовой стрелки.

В ряде мест Южного склона отмечается аномальное увеличение (до $90-110^\circ$) угла между сопряженными правыми и левыми сдвигами, свидетельствующее о повороте вокруг вертикали плоскостей этих разрывов в сторону оси растяжения, которое обычно происходит в ходе длительной деформации. Признаком того, что такие повороты имели место на самом деле, являются реально наблюдаемые изгибы структур сжатия около сдвигов. Например, Терско-Сунженская антиклинальная зона с ее характерными антитетическими подворотами к югу на обеих периклиналях как бы «проседает» в раскрывшийся наподобие ножниц сфенохазм — Терский прогиб, который в такой интерпретации представляет структуру типа «горизонтального грабена» [Копп, 1991а, 1997] (см. рис. 8.9)². Ограничивающие «горизонтальный грабен» региональные сдвиги разного знака — Центрально-Кавказский правый и Западно-Дагестанский левый, сходящиеся под тупым углом порядка 100° , равно как и приуроченный к их пересечению Казбекский пережим орогена, очевидно, маркируют место приложения наибольшего давления Малокавказской дуги и Аравийского выступа. Весь же Большой Кавказ выглядит в виде системы разделенных деформационными шейками мегабудин, которые растас-

² В строении Транскавказского пережима можно, на наш взгляд, найти некоторые черты сходства с новейшей структурой Центрально-Азиатского синтаксиса: Центрально-Кавказский блок напоминает по своему структурному положению Западный Тянь-Шань, Дагестанский — Алтынаг, Терский прогиб — Таримскую впадину, Терско-Сунженский антиклинорий — Тянь-Шаньскую структурную дугу.



квиваются вдоль его простираения в направлении оси растяжения (см. рис. 8.9).

Наконец, в некоторых местах, особенно на участках развития податливых к деформации мягких пород вроде верхнемелового флиша и палеогеновых глин, отмечаются даже субпараллельные сдвиги разного знака, происходящие по крупным продольным разрывам; при этом последние имеют и очевидную взбросо-надвиговую компоненту смещения. Разделяемые такими разрывами лентовидные блоки автономно сминались по латерали в короткие наложенные складки поперечной ориентировки [Копп, 1989, 1991а; Курдин, 1991] (рис. 8.10).

Сдвиги развивались в парагенетических соотношениях с покровами, примером чему является неоднократно повторяющийся структурный рисунок (рис. 8.11 и 8.12; см. рис. 8.5). Центральный его элемент — региональная сдвиговая зона, протягивающаяся к Южному склону из Куринской впадины; таковы, например, Ленгебиз-Сальянская и Сагурамо-Чатминская правосдвиговые зоны. Во фронтальной части смещенного к северу крыла сдвиговой зоны наблюдаются сильно сжатые подобные складки, субвертикальные чешуи, кливаж; встречаются северовергентные складки и надвиги. Простираение структур в таких местах становится широтным или даже восток–северо-восточным, они довольно рез-

ко сочленяются со сдвигом. Здесь же могут присутствовать выходы пород основания Закавказской плиты (Коринтская чешуя, Вандамский антиклинорий) и ограничивающих их разрывов шовного типа. Характерны тесная сближенность и тектоническое выклинивание структурно-фациальных зон. Южный склон резко сужается, зато становится более крутым и сопровождается новейшими разломами, отмечается повышенная сейсмичность (Шемахинский сейсмоопасный район). Все эти признаки свидетельствуют о том, что в смещенных к северу крыльях сдвигов общее сжатие реализовалось не в надвигании поперек крыла орогена, а в деформации чистого сдвига (сплющивания) с выжиманием масс по вертикали, которая происходила в обстановке резкого недостатка пространства.

В строении сдвинутых к югу крыльев сдвигов отмечается противоположная картина. Ширина Южного склона здесь резко увеличивается за счет появления надвинутых к югу покровных пластин с ярко выраженной обычной для Кавказа южной вергентностью (см. рис. 8.5). Последние смяты в асимметричные гребневидные складки и наслаиваются друг на друга в виде субгоризонтальных ступеней. Характерные районы такого типа — Кобыстан и Южная Кахетия. Чрезвычайно характерно перехлестывание покровов через сдвиги, выраженное в их



Рис. 8.3. Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Большого Кавказа [Расцветаев, 1989]

1 — выступы доальпийского основания; 2 — молассовые прогибы, выполненные альпийским орогенным комплексом (олигоцен–квартер); 3 — чехол Скифской плиты; 4 — оси некоторых антиклиналей; 5 — флексуры и флексурно-складчатые зоны (штрихи — по падению смыкающего крыла); 6–11 — разрывы: 6 — взбросы и надвиги (зубцы — по падению сместителя), 7 — пологие надвиги и покровы (точки — по фронту аллохтона), 8 — сдвиги, 9 — сбросы (а), раздвиги и зоны магматической проницаемости (б), 10 — взбросо-сдвиги и сдвиги-надвиги, 11 — разрывы, предполагаемые под покровом вышележащих пород; 12 — предполагаемые зоны концентрации деформаций: а — правосдвиговых (ЗК — Западно-Кавказская, ВЧ — Восточно-Черноморская, ЦК — Центрально-Кавказская, ЭК — Эльбруско-Карталинская, КК — Казбек-Кахетинская, СЧ — Сагурамо-Чатминская, Н — Невинномысская, ТА — Терско-Агричайская, ЧД — Чечено-Дагестанская, ГГ — Гудермес-Гимринская, ВД — Восточно-Дагестанская, СБ — Сиазань-Бакинская, ЛП — Лагич-Пирсагатская, ВЛ — Вандам-Ленгебизская, КС — Кировоград-Степанакерская, САК — Севано-Акеринская, СЗ — Севано-Зангезурская, МД — Мисхано-Даралагезская, САр — Среднеараксинская, ЛА — Ленкорань-Астаринская, САН — Северо-Анатолийская), б — левосдвиговых (МГ — Мегрело-Гурийская, АР — Аджаро-Рачинская, ЦА — Цхинвали-Ахалцихская, КА — Каспи-Арджеванская, ЧТ — Чорох-Триалетская, НА — Нижнеараксинская).

Цифры в кружках — основные дизъюнктивные системы и шовные зоны Кавказа: 1 — Анапская, 2 — Безепская, 3 — Бекишейская, 4 — Тугупсинская, 5 — Ахтырская, 6 — Пшекишская, 7 — Сочинская, 8 — Кепшская, 9 — Восточно-Черноморская, 10 — Причерноморская, 11 — Гагрская, 12 — Ткварчельская, 13 — Штавлерская, 14 — Тырныаузская, 15 — Черкесская, 16 — Нальчикская, 17 — Адылсуйская (Приэльбурская), 18 — Адайком-Казбекская, 19 — Скалистого хребта, 20 — Бурон-Ларсская, 21 — Уцери-Павлеурская, 22 — Орхевско-Хевкрильская, 23 — Кахетинская, 24 — Владикавказская, 25 — Сунженская, 26 — Терская, 27 — Сулакская, 28 — Восточно-Дагестанская, 29 — Прикаспийская, 30 — Тляратинская, 31, 33 — Малкамудская, 32 — Сиазанская, 34 — Зангинская, 35 — Восточно-Алятская, 36 — Ленгебизская, 37 — Аджичайская, 38 — Южно-Аджиноурская, 39 — Северо-Аджиноурская, 40 — Нижнеараксинская, 41 — Астаринская, 42, 43 — Предмалокавказская, 44 — Прикуринская, 45 — Восточно-Триалетская, 46 — Аджаро-Имеретинская, 47 — Черноморская, 48 — Южно-Черноморская, 49 — Батумская, 50 — хребта Архангельского, 51 — Северо-Анатолийская, 52 — Чорохская, 53 — Болнисская, 54 — Абул-Самсарская, 55 — Арагацкая, 56 — Араратская, 57 — Южно-Базумская, 58 — Джил-Памбакская, 59 — Мровдагская, 60 — Карабахская, 61 — Лорийская, 62 — Бешлыбель-Акеринская, 63 — Хуступ-Гирратахская, 64 — Мегринская (Зангезурская), 65 — Мармарикская, 66 — Нахичевань-Ленкоранская, 67 — Вединская, 68 — Северо-Базумская

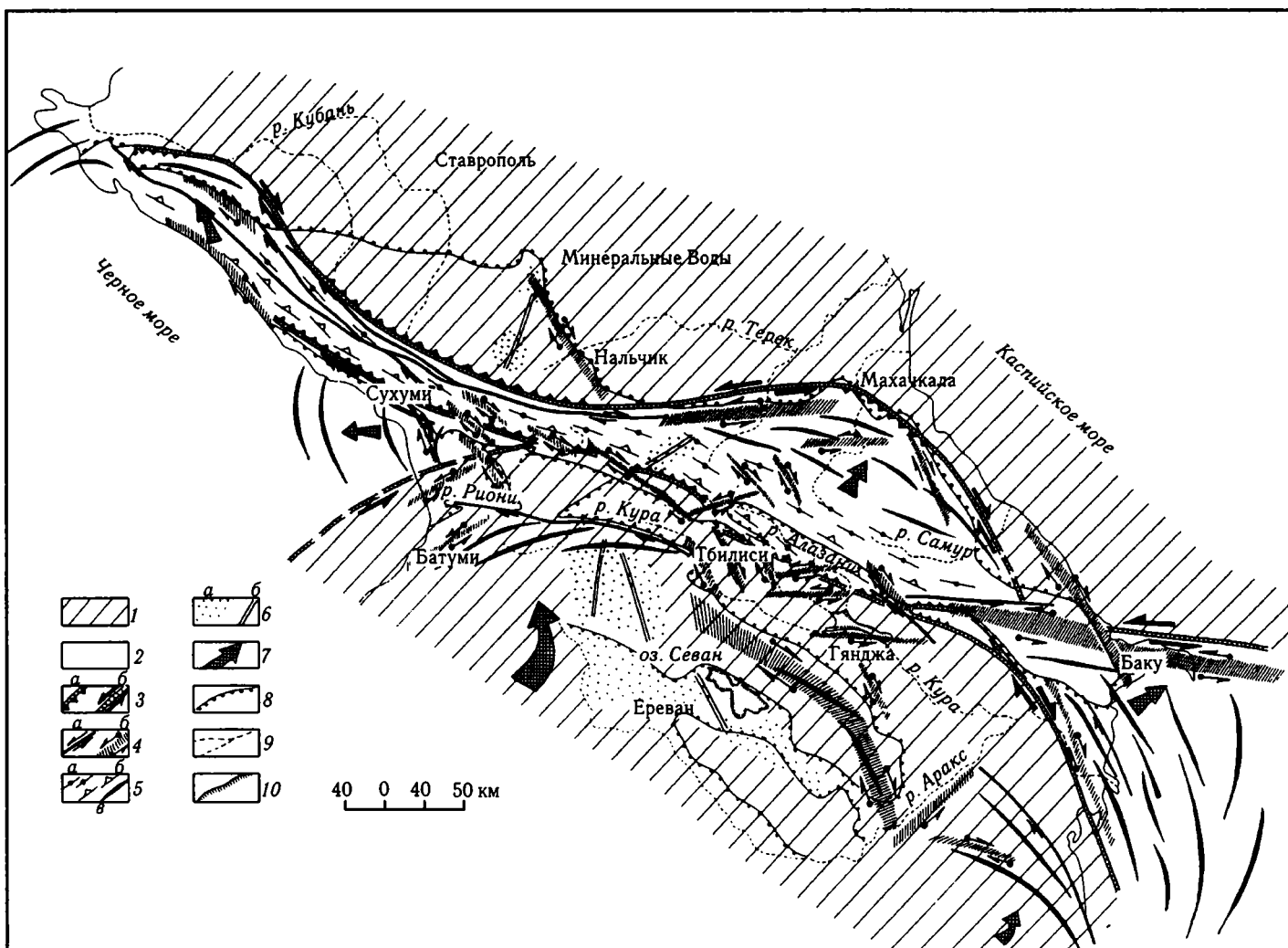


Рис. 8.4. Геокинематическая карта Кавказа для орогенного этапа [Копп, 1989]

1 — жесткие массивы; 2 — геосинклинальные комплексы; 3 — границы главных блоков, выраженные: а — надвигами и другими структурами сжатия (зубцы — в сторону падения сместителей надвигов и осевых плоскостей складок), б — сдвигами; 4 — сдвиги, представленные: а — разрывами, б — эшелонированными складчатыми зонами и сигмоидами; 5 — структуры сжатия, представленные: а — зонами изоклинально-чешуйчатой складчатости, б — надвигами и покровами (зубцы направлены в сторону корней), в — крупными складками; 6 — структуры локального растяжения, представленные: а — зонами концентрации орогенного вулканизма, б — раздвигами, предполагаемыми по линейному расположению вулканических центров; 7 — направление движения блоков (относительно условно неподвижной Скифской плиты); 8 — граница орогена и молассовых впадин; 9 — реки; 10 — берега озер

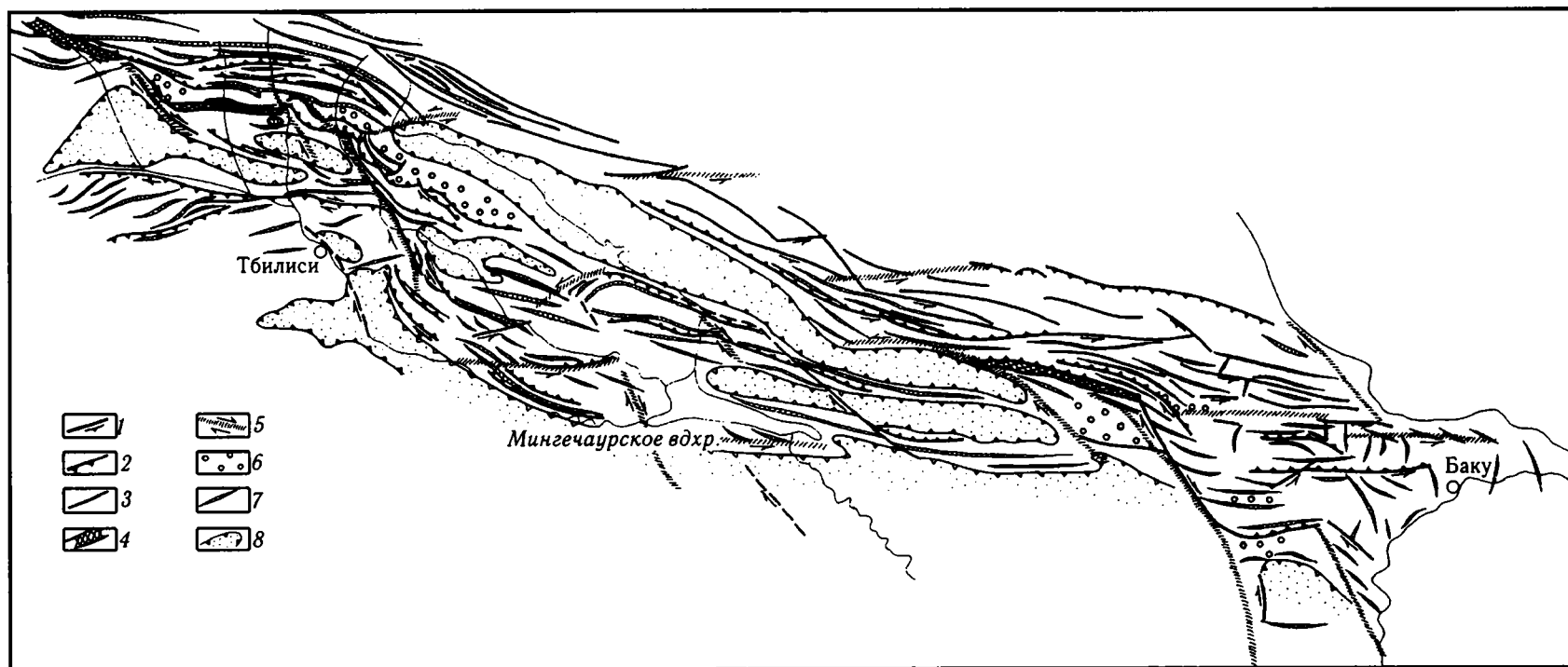


Рис. 8.5. Схема разрывов зоны сочленения Южного склона Большого Кавказа и Куринской впадины

1 — сдвиги и разрывы со сдвиговой составляющей; 2 — надвиги и взбросы (вершины зубцов — по падению сместителя); 3 — крутые и субвертикальные разрывы (взбросы и лобовые части надвигов); 4 — региональные тектонические швы; 5 — широкие сдвиговые зоны вязкопластического типа (показаны вне масштаба); 6 — покровы и участки покровной тектоники; 7 — оси складок и маркирующие горизонты; 8 — позднеорогенные впадины

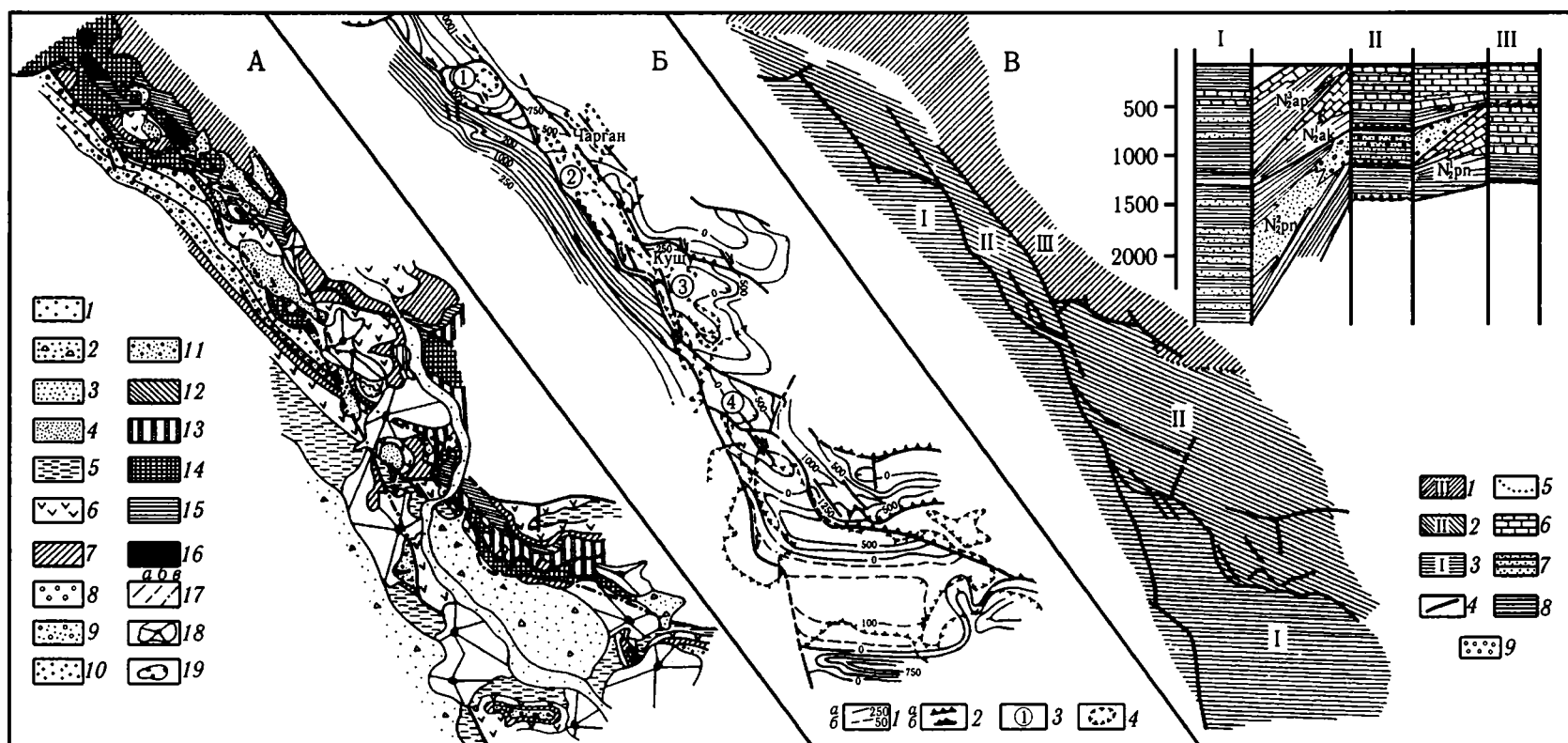


Рис. 8.6. Ленгези́зкая правосдвиговая зона [Копп, Курдин, 1980]

А — геологическая карта: 1 — голоцен; 2 — верхний плейстоцен — голоцен, нерасчлененные; 3 — средний плейстоцен — голоцен; 4 — нижний плейстоцен; 5–7 — верхний плиоцен: 5 — средний и верхний апшерон, нерасчлененные, 6 — нижний апшерон, 7 — акчагыл; 8–11 — продуктивная толща нижнего плиоцена: 8 — нерасчлененная, 9–11 — свиты (9 — караноурская, 10 — ленгези́зкая, 11 — каламады́нская); 12 — понт; 13 — средний–верхний миоцен (диатомовая свита); 14 — олигоцен — нижний миоцен (майкопская свита); 15 — эоцен (коунская свита); 16 — верхний мел; 17 — разрывы: а — прослеженные на поверхности, б — то же, предполагаемые, в — перекрытые четвертичными образованиями; 18 — грязевые вулканы; 19 — оползни.

Б — структурная схема: 1 — стратоизогипсы подошвы акчагыла: а — основные, проведенные через 250 м, б — дополнительные, проведенные через 50 м; 2 — разрывы: а — взбросы и надвиги, б — сдвиги; 3 — крупные мульды (цифры в кружках): 1 — Керкенская, 2 — Поладлинская, 3 — Кушинская, 4 — Гирдинская; 4 — участки, перекрытые четвертичными отложениями.

В — литофациальная схема и разрезы отложений, слагающих каждую зону: 1 — Южная фациальная зона; 2 — Центральная фациальная зона; 3 — Северная фациальная зона; 4 — разрывы; 5 — границы фациальных зон; 6–9 (на разрезах): 6 — известняки-ракушечники, 7 — пески и песчаники, 8 — глины, 9 — конгломераты

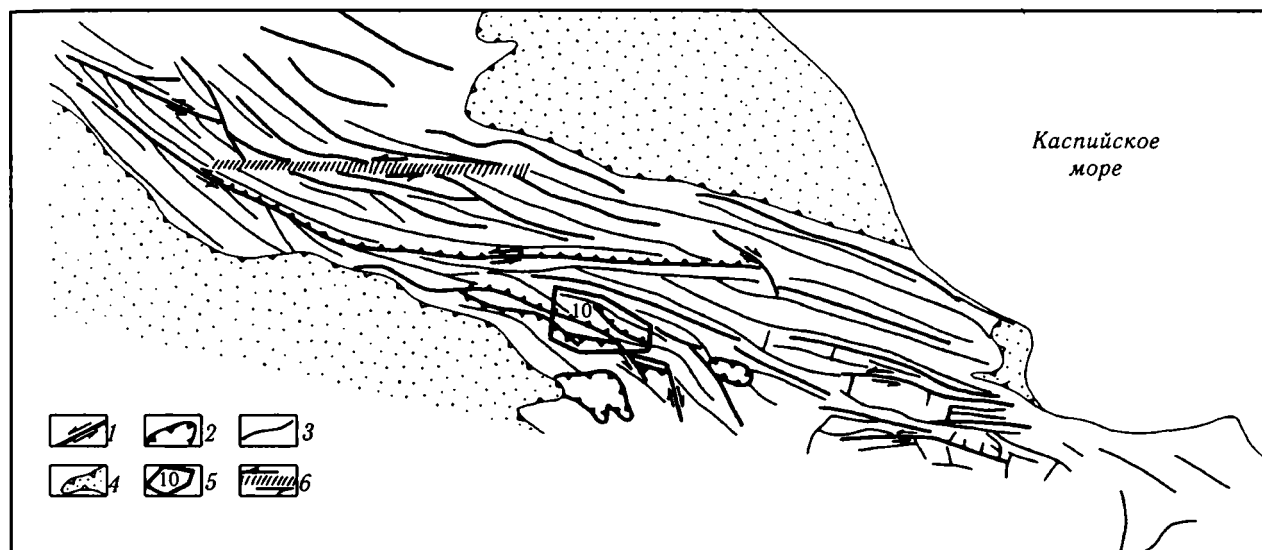


Рис. 8.7. Структурная схема Юго-Восточного Кавказа: левые сдвиги

1 — сдвиги; 2 — надвиги и покровы (вершины зубцов — по падению сместителей); 3 — маркирующие горизонты и оси складок; 4 — орогенные впадины; 5 — контур участка, расположенного на рис. 8.10, III-A; 6 — зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости

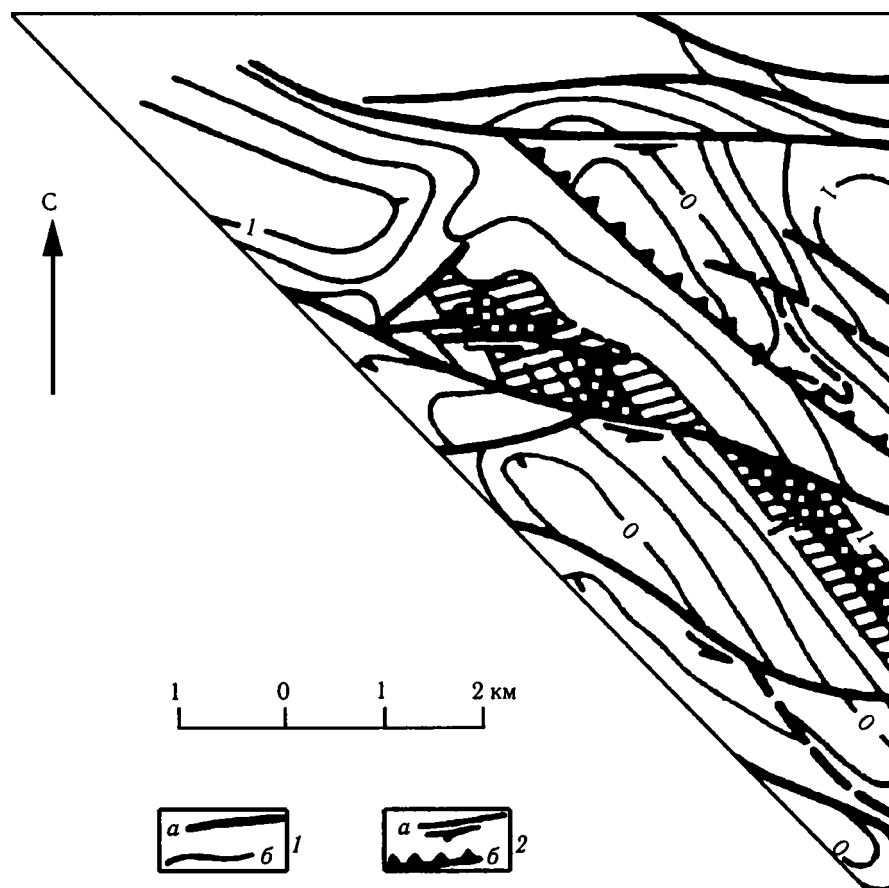


Рис. 8.8. Левые сдвиги в районе родника Караджужлю (Юго-Восточный Кавказ) [Курдин, 1991]

1 — стратонизогипсы по подошве палеогена: а — проведенные через 1000 м, б — проведенные через 250 м; 2 — разрывы: а — сдвиги, б — взбросо-надвиги (вершины зубцов — по падению сместителей). Заштрихована осевая зона антиклинали

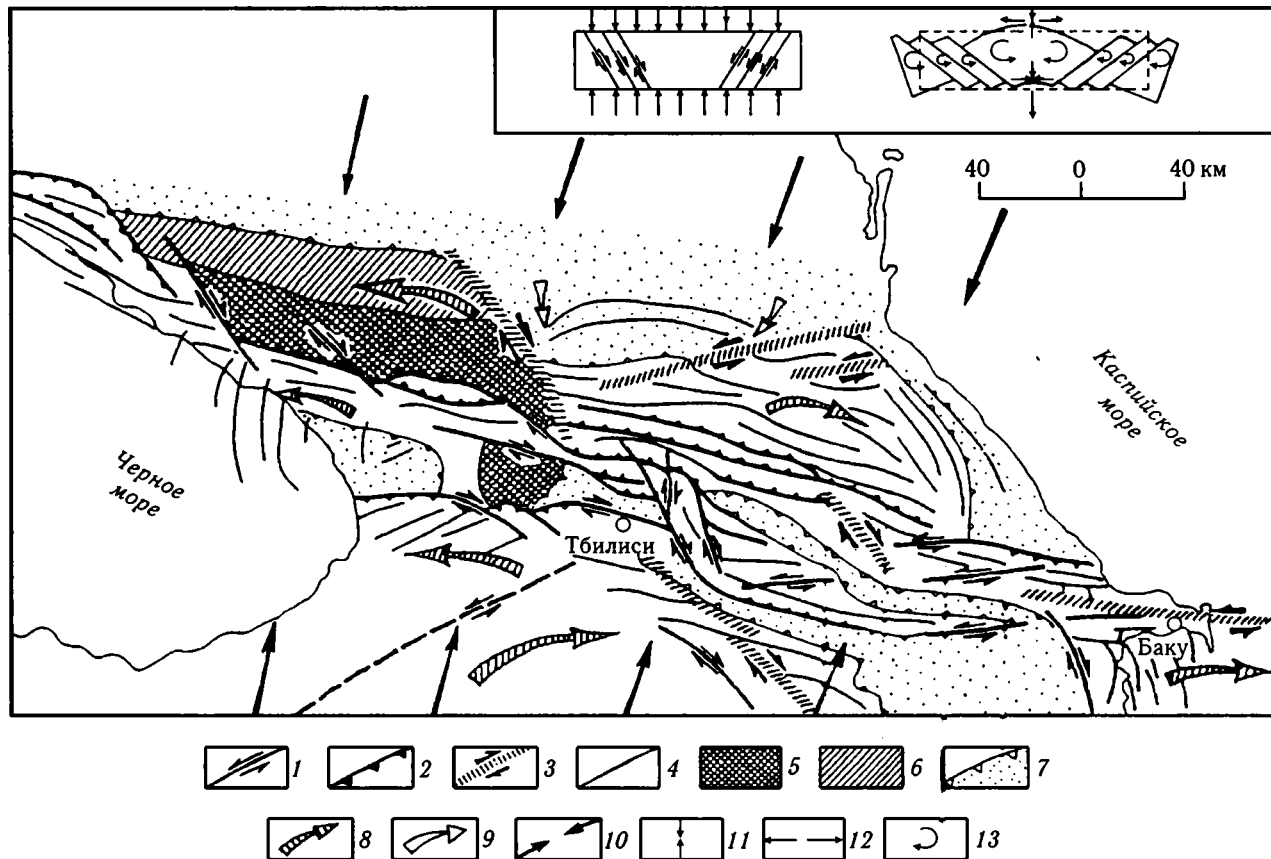


Рис. 8.9. Большой Кавказ как структура мегабудинажа в горизонтальной плоскости [Копп, 1991а, 1997] (на врезке — принципиальная модель деформации)

1 — сдвиги; 2 — надвиги и взбросы (вершины зубцов — по падению сместителя); 3 — широкие зоны простого сдвига; 4 — оси складок; 5 — палеозойское ядро Большого Кавказа; 6 — Северо-Кавказская моноклиналь; 7 — молассовые впадины; 8 — главные направления латерального выжимания и перемещения блоков; 9 — то же, второстепенные; 10 — направления горизонтального сжатия; 11–13 (см. врезку) — направления: 11 — сжатия, 12 — растяжения, 13 — поворота блоков вокруг вертикальной оси

субпараллельности (см. рис. 8.11) и подтвержденное буровыми данными для Красногорского и Сатибского разрывов Среднекуринской впадины. По удалении от сдвига надвиги и складки постепенно

восстанавливают свою общекавказскую ориентировку.

Логично предполагать, что резко неодинаковый стиль строения сдвиговых крыльев, относительно

Рис. 8.10. Продольное удлинение участка складчатой зоны, происходящее за счет течения материала между субпараллельными сдвигами разного знака [Копп, 1991а, 1997]

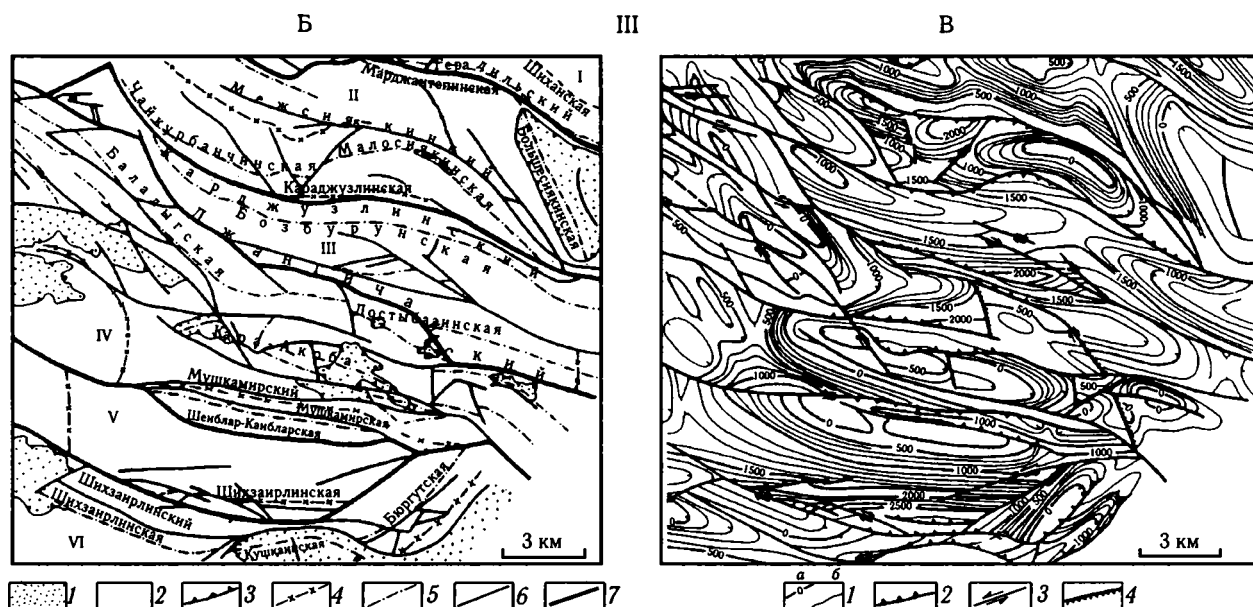
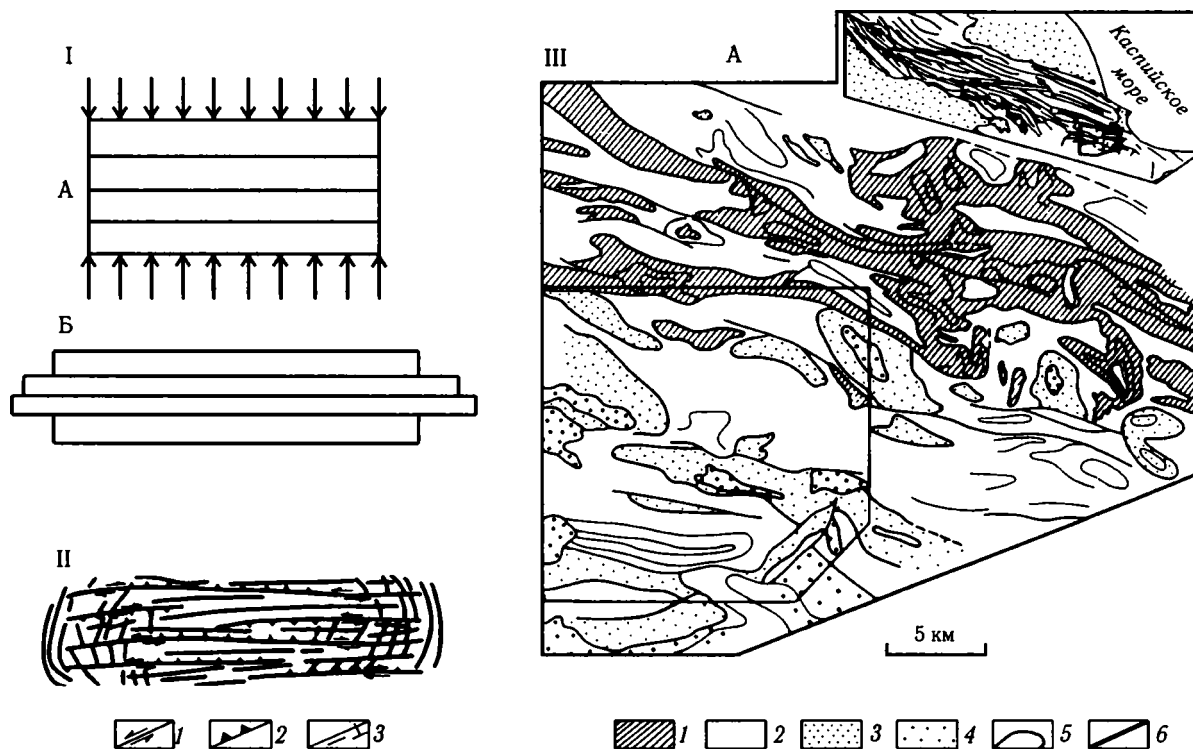
I — геометрическая модель (план): А — до деформации, Б — после деформации.

II — типовой структурный рисунок: 1 — сдвиги и разрывы со сдвиговой компонентой смещения; 2 — разрывы горизонтального сжатия (надвиги, взбросы, тектонические швы); 3 — оси складок.

III — региональный пример: А — геологическая карта складчатой зоны Центрального Кобыстана (Юго-Восточный Кавказ): 1 — мел; 2 — палеоген; 3 — миоцен; 4 — плиоцен; 5 — маркирующие горизонты; 6 — разрывы. На врезках: вверх справа — схема расположения района, внизу слева — местоположение Шихзаирлинского участка. Б, В — строение Шихзаирлинского участка: Б — схема тектонического районирования: 1, 2 — структурные этажи: 1 — плиоценовый, 2 — мел-миоценовый; 3 — граница структурных этажей; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; 6 — разрывы; 7 — границы тектонических зон. Тектонические зоны: I — Юртандагская антиклинальная, II — Сиякинская синклинальная, III — Джангинская антиклинальная, IV — Ахудагская синклинальная, V — Шихзаирлинская антиклинальная, VI — Шейтанудская синклинальная; В — структурная карта: 1 — стратозогипсы по подошве среднего миоцена: а — проведенные через 500 м, б — проведенные через 100 м; 2 — взбросы и надвиги (вершины зубцов — по падению сместителя); 3 — сдвиги; 4 — сбросы (бергштрихи — по падению сместителей)

смещенных к северу и к югу, связан с влиянием региональной южной вергентности, обусловленной общим поддвигом Закавказской плиты к северу. В тех крыльях сдвигов, которые движутся навстречу вергентности (т.е. к северу), недостаток пространства особенно велик, и там он компенсируется рез-

ким увеличением горизонтального сжатия, с формированием острых изоклиальных складок, субвертикальных чешуй и северовергентных надвигов, а также выжиманием избыточного материала вдоль складчатой зоны (см. рис. 8.11, рис. 8.12), вызывающим соответственный изгиб линий сдвигов и фор-



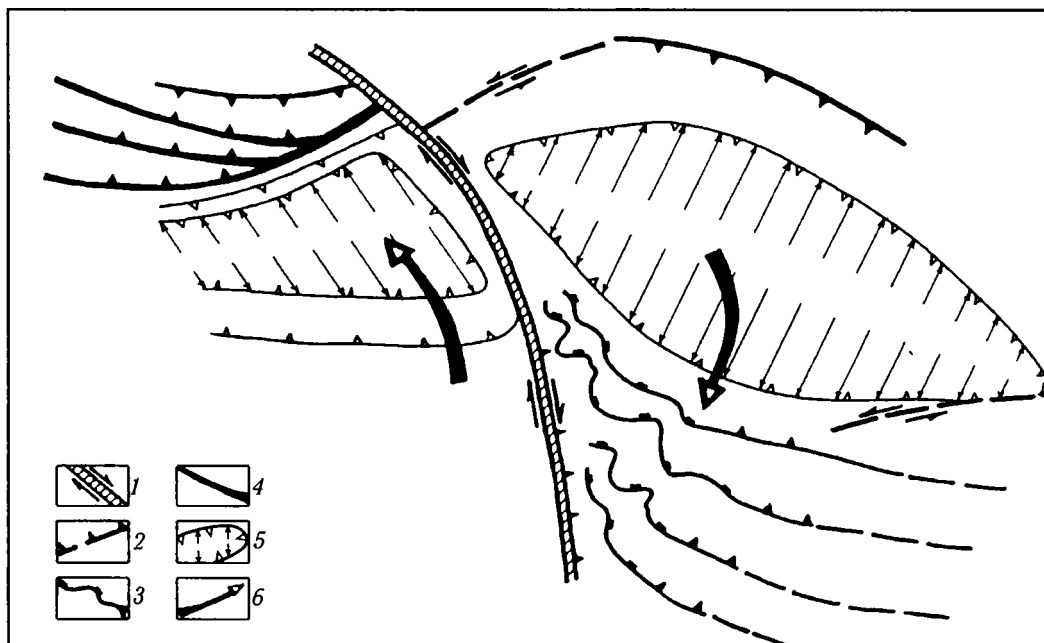


Рис. 8.11. Влияние региональной вергентности на структурные рисунки крыльев сдвигов [Копп, 1989, 1997]

1 — линия главного сдвига; 2 — надвиги (вершины зубцов — по падению сместителя); 3 — тектонические покровы; 4 — тектонические швы, выраженные вторичным совмещением и искажением конфигурации фациальных зон; 5 — орогенные впадины (стрелки указывают направление и относительный размер расширения); 6 — направление поворота крыльев

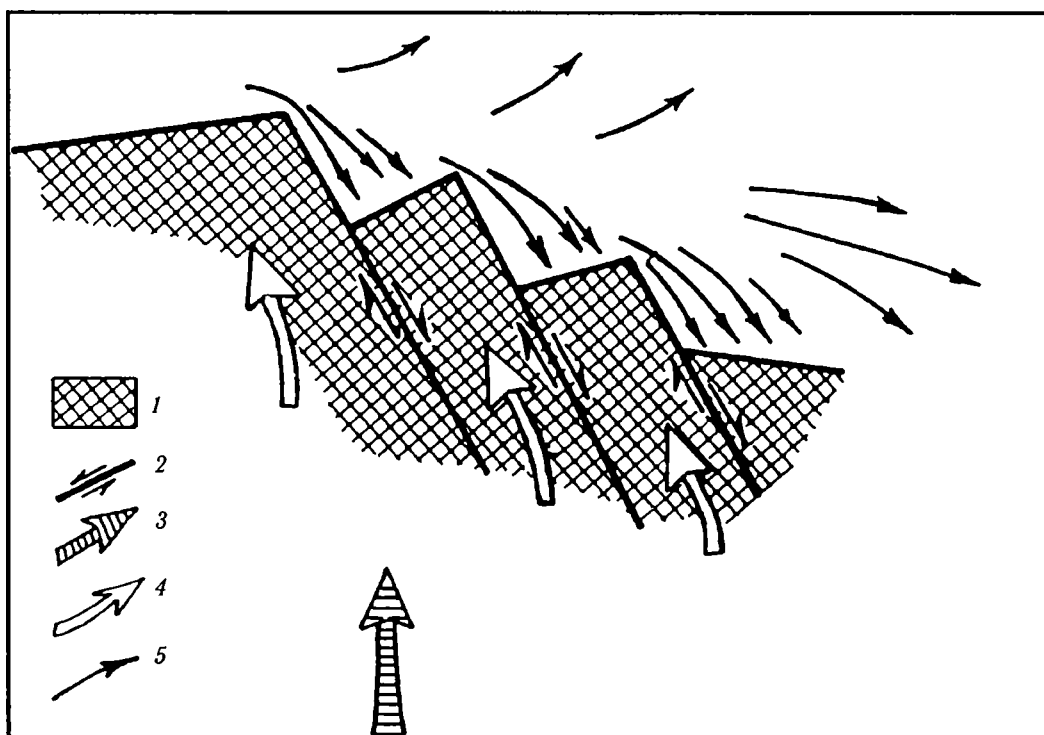


Рис. 8.12. Модель возникновения тектонических покровов и поперечных складок в результате выжимания материала из контрфорсов сдвинутых блоков (для Большого Кавказа) [Копп, 1989]

1 — жесткие комплексы Закавказской плиты; 2 — сдвиги; 3 — региональное направление сжатия; 4 — направление поворотов блоков; 5 — траектории перемещения выжатого материала

мирование антитетических присдвиговых подворотов и поперечных складок. Крылья же, смещающиеся попутно вергентности, разгоняются в своем движении, и поэтому здесь, напротив, подчеркиваются поперечная к складчатой зоне компонента их перемещения, ведущая к надвиганию, и синтетический подворот структур около сдвига. Сжатие во фронтальной части такого крыла распределяется на большей площади; кроме того, возрастает сопутствующее надвиганию скашивание к югу.

Рассмотренные признаки парагенеза региональных сдвигов и покровов являются очевидным свидетельством тектонической (а не гравитационной, как это иногда считается) природы, по крайней мере, наиболее крупных из них. Кроме того, такие разные по облику и иногда противопоставляемые одна другой компоненты деформации в вертикальной плоскости, как чистый сдвиг («содвиг», сплющивание) и простой сдвиг (надвиг, подвиг и сопутствующее им общее скашивание, выраженное в вергентности), оказываются разными сторонами одной и тоже деформации поперечного горизонтального укорочения Большого Кавказа, обусловленной общей для той и для другой компоненты обстановкой поддвига Закавказской плиты.

В целом, собранные нами данные по сдвигам позволили реконструировать уже не только динамику позднеколлизионной деформации (поле напряжений), но и кинематику перемещения блоков в горизонтальной плоскости. Прежде всего, стало очевидным, что некоторая часть поперечного (меридионального — север—северо-восточного) укорочения Большого Кавказа компенсировалось продольным к нему (широтным — запад—северо-западным) удлинением, в существенной мере происходившим в форме сдвигового течения масс [Копп, 1989] (см. рис. 8.9, рис. 8.10). В свою очередь, детальное изучение структуры восточного погружения орогена (в пределах Кобыстана) показало, что развитые здесь поперечные к общему структурному плану субмеридиональные складки являются присдвиговыми [Копп, 1979, 1989; Копп, Курдин, 1980]: они формировались одновременно со сдвигами, в позднем миоцене — квартере, и, кроме того, имеют морфологию аксоноклиналей — складок, имеющих только одну периклиналиль, тогда как с другой стороны ограничены сдвигом. Особенности динамики и кинематики образования этих складок (и связанных с ними разрывов и трещин) показывают, что они формировались при продольном к Большому Кавказу субширотном сжатии. Кроме того, дугообразная форма в плане многих из них, с выпук-

лостью изгибов к Южно-Каспийской впадине, свидетельствует о направленном туда же пластическом течении материала. Сходный структурный рисунок угадывается и на западном погружении Большого Кавказа, в Рионской межгорной впадине и в Керченско-Таманском поперечном прогибе [Копп, 1989].

Таким образом, несопоставимые на первый взгляд структурные обстановки, развитые соответственно в главной части Большого Кавказа (обстановка сильного поперечного сжатия, результирующая в продольном удлинении орогена) и на его периклиналях (обстановка ослабленного поперечного сжатия, иногда сочетающегося даже с некоторым растяжением и диапиризмом, но при этом осложненная присутствующим только здесь продольным сжатием и формированием компенсационных поперечных складок) объединяются в структурный ансамбль, который характеризует более общую структурную обстановку латерального выжимания материала из области кульминации орогена и его нагнетания к периклиналям — областям ослабленного сжатия («геодинамическим убежищам» [Копп, 1979, 1981]). Такой же, только расположенный симметрично к Большому Кавказу — на противоположном борту Южно-Каспийской впадины, комплекс структур ранее установлен на Копетдаге [Копп, 1971, 1979, 1981], и, следовательно, оба этих орогена подверглись сильной тектонической денудации в сдвиговом поле напряжений, с выжиманием материала в находящуюся между ними область тектонической аккумуляции — Южно-Каспийское геодинамическое убежище (рис. 8.13).

Информация о сдвигах Большого Кавказа продолжает поступать. М.Ю. Никитин [1987] собрал свидетельства левосдвиговой природы западного ограничения Дагестанского «клина» — выдвинутого на север трапециевидного блока, во фронтальной части сопровождающегося северовергентными надвигами. Н.В. Короновский привел доводы в пользу существования пересекающей весь Кавказский сегмент Альпийского пояса левосдвиговой зоны северо-восточного простираения — Аграхан-Тбилиско-Левантийской [Короновский, 1994 а,б; см. также главу 7 данной книги]. На ряде своих отрезков данный мегалинеament совпадает с выделявшимися или предполагавшимися Л.М. Расцветаевым, М.Л. Коппом и М.Ю. Никитиным левыми сдвигами вдоль западных флангов Малокавказской дуги и Дагестанского клина, а также с известным Восточно-Анатолийским левым сдвигом — так что

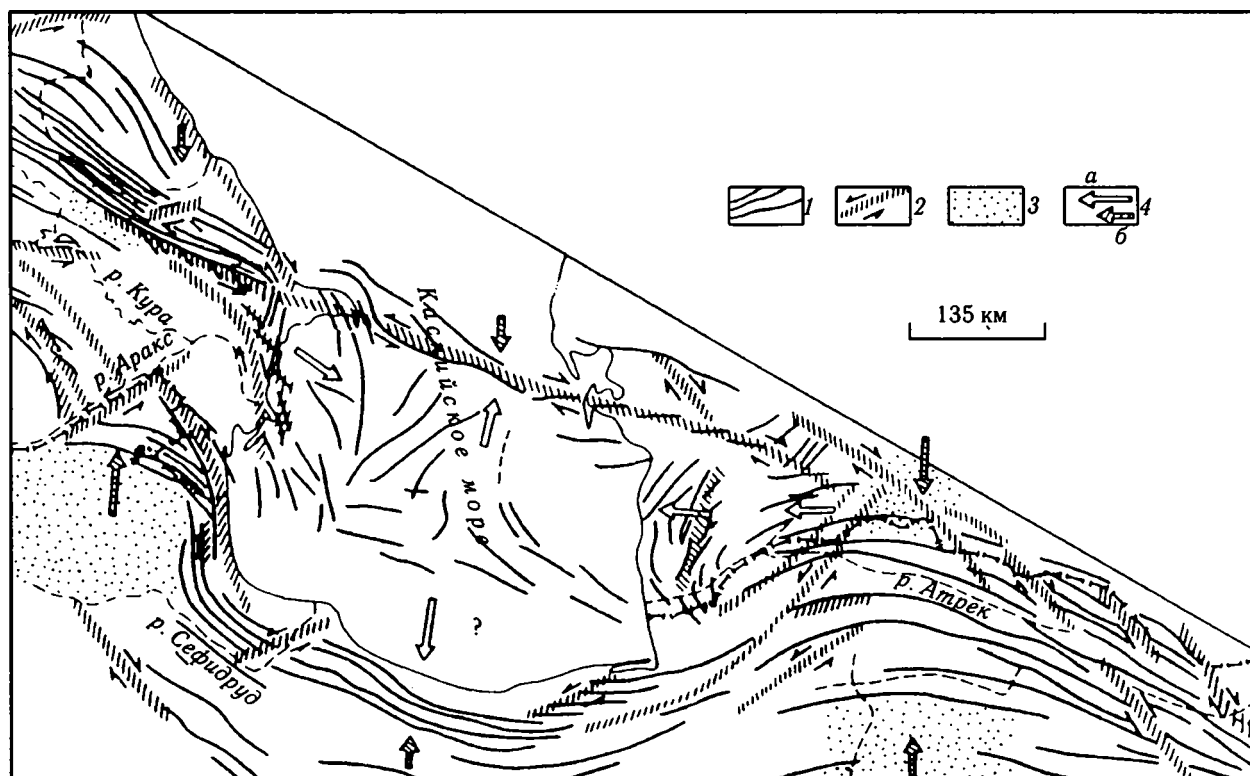


Рис. 8.13. Южно-Каспийское «геодинамическое убежище» и направления латерального выжимания масс

1 — направления складок и надвигов; 2 — региональные сдвиги и широкие сдвиговые зоны; 3 — некоторые орогенные впадины; 4 — направления: а — перемещения блоков и латерального выжимания материала, б — регионального горизонтального сжатия

объединение всех этих отрезков в единую зону представляется логичным. Судя по всему, Аграханско-Тбилиско-Левантийский левый мегасдвиг образует симметричную (сопряженную?) структуру с Центрально-Кавказской правосдвиговой зоной Л.М. Расцветаева; обе они пересекаются в центре Кавказского синтаксиса и, возможно, маркируют место приложения максимального давления с юга. Весьма вероятен и молодой (плиоцен-четвертичный) возраст мегасдвига, который Н.В. Короновский обосновал, исходя из датировок связанного со сдвигом вулканизма. Запоздавшее развитие левосдвигового режима по отношению к правосдвиговому на Кавказе было независимо констатировано и автором настоящей главы по результатам изучения соотношений сдвигов разного знака с разновозрастными комплексами неоген-четвертичных отложений и с рельефом Кавказа [Копп, 1991а, 1997]. Более молодой по сравнению с Восточным Кавказом (соответственно поздний плиоцен — квартал и поздний миоцен — квартал) возраст имеет и новейшая мегантиклиналь Малого Кавказа (во всяком случае, ее Сомхето-Кафанский отрезок),

которая рассматривается нами как структура сжатия, компенсирующая левый сдвиг [Копп, 1997] (см. рис. 8.9). Н.В. Короновский [1994б] рассмотрел связь крупных зон сдвиговых деформаций с динамическими обстановками растяжения, способствующего возникновению орогенного вулканизма на Кавказе и в соседних областях.

Сбросы и другие структуры растяжения

В зонах сильных покровно-складчатых деформаций — на Южном склоне Большого Кавказа и в его осевой зоне — крупные сбросы редки. Небольшие (несколько, иногда первые десятки километров) флексурно-сбросовые зоны нам удалось наблюдать только на юго-восточном погружении Южного склона, где они обычно ориентированы поперек последнему (от меридионального до северо-восточного простирания) и имеют восточную экспозицию, т.е. сбросовые ступени погружаются к Каспийскому морю. Некоторое увеличение концентрации сбросов в этой части Большого Кавказа естествен-

но связывать с ослаблением его поперечного сжатия в сторону периклинали.

Гораздо шире представлены, по литературным данным, новейшие сбросы и раздвиги в пределах Северо-Кавказской моноклинали и Ставропольского свода [Милановский и др., 1989; Белоусов и др., 2000], где они также ориентированы преимущественно субмеридионально. Протяженные (первые сотни километров) флексуно-сбросовые уступы ограничивают с флангов Ставропольский свод [Белоусов и др., 2000], восточный из них трассируется к северу на Ергенинский новейший уступ в пределах платформы [Копп, 2000]. Раздвиги выражены цепочками малых интрузий неоген-нижнечетвертичного возраста, жилами и зонами проницаемости для подземных вод [Милановский и др., 1989]. По мнению ряда исследователей, субмеридиональные раздвиги контролируют размещение вулканических конусов на Малом Кавказе и в районе Эльбруса на Большом Кавказе [Трифонов и др., 1973; Милановский и др., 1989; Расцветаев, 1973, 1989; Rebaï et al., 1993; Короновский, 19946].

Помимо сбросов и раздвигов северо-восточно-меридионального направления, возникновение которых не противоречит режиму поперечного сжатия Большого Кавказа и может быть связано с ассоциирующим продольным растяжением последнего, можно предполагать существование и альтернативных — продольных по отношению к Большому Кавказу — структур растяжения, хотя изучены они пока недостаточно. Вместе с тем, структуры такого рода, часто связываемые с ликвидацией избытка масс в зонах скупивания, в частности, с гравитационным коллапсом орогенов (так называемые бассейны piggy-back), характерны для многих из последних.

Достаточно вспомнить продольные грабены в Гималаях и Загросе, которые нередко развиваются над более древними региональными сутурами: в частности, неоген-четвертичный грабен, наследующий сутуру Инда-Цангпо эоценового возраста. В пределах рассматриваемого региона в данном смысле обращает на себя внимание выполненный плиоцен-четвертичными отложениями Алазанский межгорный прогиб, приуроченный как раз к полосе максимального скупивания покровов Южного склона. Под этим же прогибом погребена и упомянутая Кахетино-Лечхумская шовная зона (во всяком случае, ее главный восточный отрезок). Обстановка растяжения (или, во всяком случае, сильно ослабленного сжатия) угадывается по корытообразному поперечному профилю прогиба, уже давно вызыва-

ющему ассоциации с грабеном [Милановский, 1968], и по практически полному отсутствию складчатых деформаций выполняющих его молассовых отложений (хотя непосредственно к югу, в Среднекуринской впадине, они претерпели чрезвычайно сильные покровно-складчатые деформации). На северном борту прогиба южнее г. Исмаиллы удалось увидеть интенсивное дробление юрских известняков, сопровождаемое формированием кусковых брекчий, в которых промежутки между угловатыми обломками заполнены жильными образованиями — признак растяжения.

Показателен также устанавливаемый по геоморфологическим данным «трансгрессивный» характер соотношений четвертичного рельефа с морфоструктурой Южного склона в районе северного борта прогиба: последний как бы наступает на Кавказ. Напротив, на южном борту прогиба (северный склон Гомборского хребта) соотношения обратные: здесь южный край межгорного прогиба отступает к северу [Милановский, 1968]. В совокупности то и другое соответствует схеме антитетического перекоса фундамента прогиба в вертикальной плоскости, помимо всего прочего характерного для тыловых швов покровных чешуй [Bredin, 1970]. Иными словами, подъем Гомборского хребта и его надвигание к югу компенсировались увеличивающимися к северу растяжением и опусканием фундамента сопряженного Алазанского прогиба. Возможно, двойником последнего является и находящаяся южнее Гомборского хребта Вазияни-Ширакская цепочка плоскодонных межгорных впадин, которая также представляет собой тыловую структуру растяжения, но уже для более южного пучка покровных чешуй.

Выводы: общие особенности позднеколлизионной деформации

Позднеколлизионная структура Большого Кавказа формировалась при почти поперечном к нему горизонтальном сжатии и компенсационном удлинении: по вертикали и вдоль орогена — по горизонтали. При этом можно наметить две, по нашему мнению, наиболее устойчиво повторяющиеся частные ориентировки сжатия: субмеридиональную и север-северо-восточную; первую из них логично связывать с субмеридиональным в целом направлением дрейфа Аравийской литосферной плиты [Зоненшайн и др., 1987; Atlas..., 1993], а вторую —

с преломлением создаваемого этим дрейфом главного субмеридионального сжатия около зон правых сдвигов северо-западного простирания [Копп, 1989; Расцветаев, 1973, 1989]. Заметим, однако, что детальная картина поля коллизионных напряжений/деформаций еще требует своей расшифровки.

Главное коллизионное поглощение коры в кайнозой происходило в районе Южного склона Большого Кавказа. По палеомагнитным данным, оно составило от 500 до 1000 км; однако именно позднеколлизионное (неоген-четвертичное) сокращение, судя по оценкам, основанным на распрямлении складок и тектонических покровов, составило всего от 60 до 200 км — что сопоставимо с размером самостоятельного северного дрейфа Аравии (примерно 100 км), к которому следует прибавить еще и амплитуду северного смещения Африки внутри сдвоенной системы плит Африка–Аравия. Судя по данным GPS-измерений, северная компонента скорости современных движений на Кавказе также гасится в районе Южного склона Большого Кавказа [Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000]. Таким образом, территория к северу от Южного склона в настоящее время ведет себя как жесткая среда: она не испытывает сильной деформации, но зато способна передавать тектонические напряжения на значительное расстояние. Ниже мы еще вернемся к анализу того воздействия, которое оказывают коллизионные деформации Кавказа на структуру находящихся севернее платформ.

Позднеколлизионное сжатие и упрочнение коры в области Большого Кавказа началось в конце раннего миоцена (когда в первый раз пришли в соприкосновение северный и южный края закрывающегося Большекавказского бассейна) и продолжается до настоящего времени, о чем можно судить по кинематике механизмов землетрясений и активных разломов [Трифонов и др., 2002; Jackson, 1992] и по данным GPS-измерений [McClusky et al., 2000]. При этом оно последовательно развивалось от Центрально-Кавказского пережима (Дзирульский массив, Карталинская впадина, Казбекская перемычка) вдоль орогена к западу и особенно к востоку, где последние заливы остаточного бассейна существовали еще в позднем миоцене и даже позднем плиоцене (акчагыле). Внутри позднеколлизионного этапа отчетливо выделяются три эпохи активизации деформаций: начальная (конец позднего миоцена), главная (поздний миоцен — ранний плиоцен) и повторная (ранний–средний плейстоцен). Судя по литературным данным [Girdler, 1990; Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987], эти эпохи совпадают

с фазами усиления раскрытия Красного моря [Копп, 1997].

Поперечное сжатие и укорочение Большого Кавказа, вызванные поддвигом Закавказской «плиты» под Скифскую платформу, реализовались во взбросовом (надвиговом) и сдвиговом полях напряжений/деформаций. При первом из них проявились два связанных между собой вида деформации в вертикальной плоскости: простой сдвиг (общее южновергентное скашивание, сопровождавшееся формированием надвигов и поддвигов; с наклонным к северу положением оси максимального удлинения) и чистый сдвиг (сплющивание, «содвиг», формирование дивергентных и северовергентных структур сжатия, подобной складчатости и кливажа, того и другого — с субвертикальными кинематическими плоскостями; при вертикальном положении оси максимального удлинения). В сдвиговом поле (когда ось максимального удлинения находится в горизонтальной плоскости) Большой Кавказ испытал деформацию чистого сдвига с удлинением приблизительно вдоль его оси (от запад–северо-западного до широтного простирания). Это удлинение было направлено как к западу, так и к востоку и происходило посредством вращения сдвигов в сторону оси растяжения и растаскивания ромбовидных или линзовидных в плане мегабудин, ограниченных сдвигами обеих сопряженных систем: правыми и левыми.

8.3. Структурная позиция Кавказа в кинематике микроплит Периаравийской коллизионной области

Формирование структуры всего Кавказа происходило в тесном взаимодействии с движениями соседних литосферных плит: Евразийской и Аравийской. И, в свою очередь, совершенствование коллизии оказывало возрастающее влияние на деформацию последних [Копп, 1997, 1999 а,б].

Как уже отмечалось выше, соседство перемещавшейся к юго-востоку Евразийской плиты ощущалось в палеогене (особенно в бартоне–олигоцене), когда формировались олистостромовые комплексы и конседиментационные покровы Большого Кавказа и Индоло-Кубанского прогиба [Копп, 1991б, 1999б; Леонов М., 1975; Попович, 1998]. Что же касается Афроаравийской (с миоцена — Ара-

вийской) плиты, то ее направленный к северу подвиг проявлялся в течение всего кайнозоя. Однако в палеогене он оказывал влияние только на структуру Тавра и Загроса, где формировались аккреционные и островодужные комплексы [Абрамович, Засеев, 1989; Зоненшайн и др., 1987; Atlas..., 1993] с северным направлением петрохимической полярности в последних. До современного Большого Кавказа, отделенного от Афроравии широкими остаточными бассейнами, воздействие последней еще не простиралось.

Тем не менее, по мере развития коллизии в «противостоянии» Аравии и Евразии все больше и больше «одерживала верх» первая, к концу миоцена уже определявшая все главные особенности структурного рисунка и вергентности Кавказско-Иранского сегмента Альпийского пояса. При этом в структуре последнего можно найти следы тех резких изменений траектории Аравии (а перед этим — Афроравии), которые происходили в позднем кайнозое (рис. 8.14). Область динамического влияния Аравийской литосферной плиты, которая включает ряд образовавшихся при ее движении блоков (микроплит), имеющих самую разнообразную предысторию и ранее принадлежавших как океану Тетис, так и южной окраине Евразии, для краткости именуется нами «Периаравийская коллизионная область» [Копп, 1991а, 1997].

Поздний эоцен — олигоцен

В начале этого времени (см. рис. 8.14, А) тогда еще единая Афроравийская плита перемещалась к северо-востоку, находясь в состоянии косоугольной конвергенции с Евразией, двигавшейся к юго-востоку [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1986]. В раннем олигоцене, по некоторым реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987; Atlas..., 1993], Афроравия резко отклонилась к северо-западу, что логично связывать с первоначальной коллизией ее Аравийского выступа с Евразией [Копп, 1997], тогда как последняя продолжала медленно дрейфовать к юго-востоку. Эта ситуация, очевидно, способствовала оживлению правого сдвига вдоль линии Торнквиста и поддвига к юго-востоку Восточно-Европейской субплиты; с тем и другим можно связывать А-субдукцию Большекавказского бассейна, олистострофообразование в южном борту последнего и внутриплитное сжатие в Индоло-Кубанском прогибе и Донбассе. В Закавказье же, Северной Турции и Иране завершал свое развитие окраинно-материковый

субдукционный вулканический пояс, где поглощалась кора Неотетиса. Сильного сжатия, однако, еще не было и, напротив, в Аджаро-Триалетии и Талыше развивалось тыловодужное растяжение.

Ранний—средний миоцен

К началу миоцена (см. рис. 8.14, Б), по плейтотектоническим реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1986; Hempton, 1987], восстановилось северо-восточное направление дрейфа Афроравии, что естественно связывать с блокировкой ее северо-западного пути — в результате консолидации Балканид и Анатолии. Весьма возможно, что именно «заякоривание» Аравийского выступа, создавшее крутящий момент с целью закрытия треугольного (в плане) реликта Неотетиса в Загросе, и обусловило начавшийся тогда отрыв Аравии от Африки, фиксируемый внедрением многочисленных даек с возрастом порядка 18 млн лет на берегах Красного моря. Доказательство такого вращения Аравии против часовой стрелки можно видеть в дугообразной форме (с выпуклостью к востоку) Аденско-Мангышлакской правосдвиговой зоны [Копп, 1997], прослеживающейся от трансформных разломов Аденского залива до правых сдвигов Копетдага и Туранской плиты. Тогда же возник и прообраз Левантского сдвига, замкнувшего движение Аравии на западе, представленный широкой и изогнутой в плане зоной скашивания [Копп и др., 1999]. Перемещение Аравийской плиты к северо-востоку, с вращением против часовой стрелки, привело к закрытию Неотетиса и сжатию Центрально-Восточного Ирана и Копетдага, происходившему в существенной мере в сдвиговом поле напряжений. Сильно выраженная компонента вращения против часовой стрелки обусловила повсеместное (в Иране и Анатолии) преобладание правых сдвигов, крупнейший из которых — Северо-Анатолийский — заложен в середине миоцена: в ссраваллии (~13 млн лет назад). Вероятно, тогда же заложились и крупнейшие правые сдвиги Закавказья — Талышский, Сурамско-Гокишурский и Центрально-Кавказский.

Поздний миоцен — ранний плиоцен

После среднемиоценовой тектонической паузы, вызванной, очевидно, упрочнением Иранско-Копетдагского блока и сопровождавшейся повсеместным

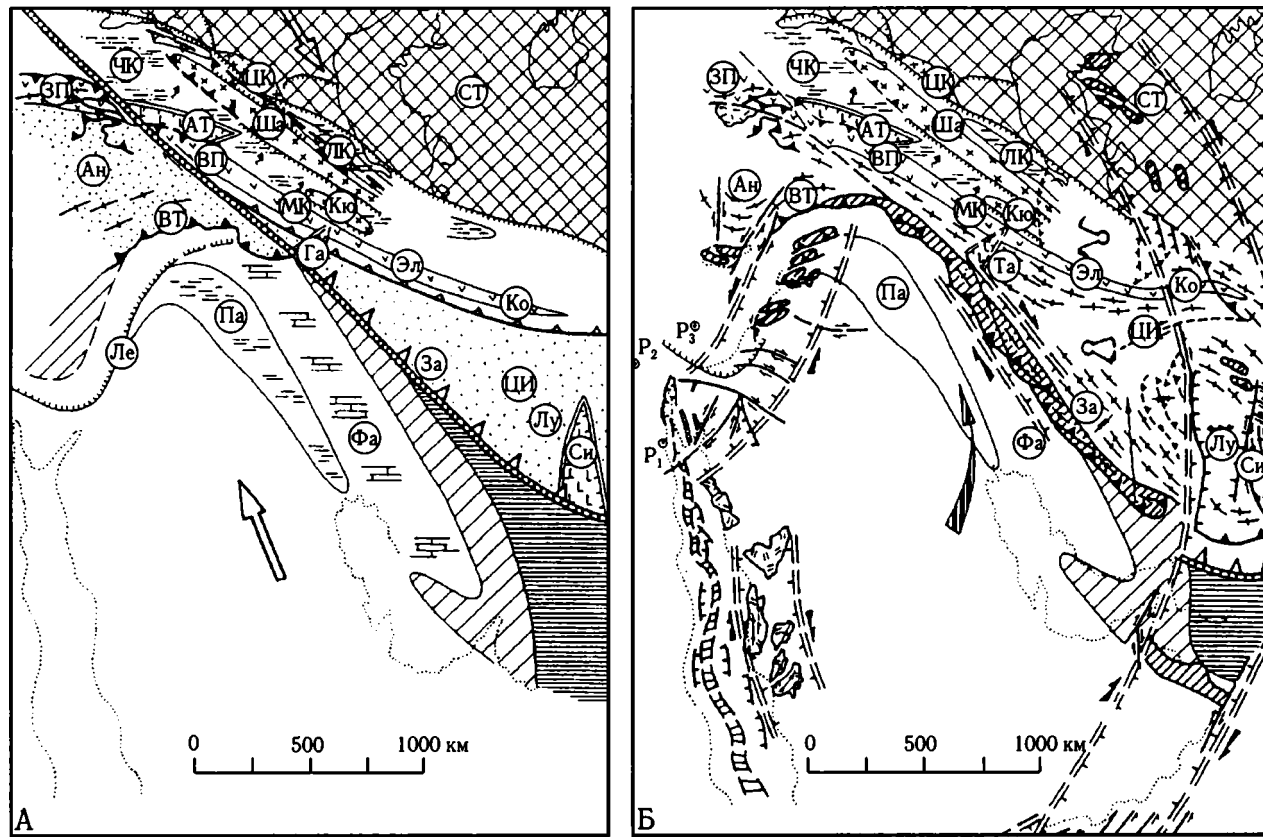


Рис. 8.14. Палеогеокинематические реконструкции Периаравийской коллизионной области для четырех временных интервалов: позднего эоцена — олигоцена (А), раннего—среднего миоцена (Б), позднего миоцена — раннего плиоцена (В), позднего плиоцена — квартера (Г) [Копп, 1997, 1999а]

1–18 — палеотектоническая зональность: Евразийская плита: 1 — Скифско-Туранская и Восточно-Европейская платформы, 2 — поднятие Центрального Кавказа, 3 — Кюрдмирский вал и вал Шатского — реликты юрской островной дуги, 4 — меловая островная дуга, 5 — Анатолийский террейн, 6 — Центрально-Иранский террейн (вулканический пояс в палеогене), 7 — палеоцен-эоценовые рифтогенные трог, 8 — Черноморско-Каспийский бассейн (Паратетис), 9 — Лазаревско-Кобыстанский глубоководный трог, не компенсированный осадконакоплением, 10 — олистостромы, 11 — направления сноса; Афроаравийская плита: 12 — континентальная кора, 13 — карбонатная платформа Фарах, 14 — «борозда» Падех, 15 — кора промежуточного типа, 16 — океаническая кора, 17 — границы палеогеографических зон, 18 — крутые склоны; 19–35 — структурные формы: 19 — надвиги и покровы (вершины зубцов — по падению сместителя), 20 — оси складок, 21 — своды и мегантиклинали, 22 — купола, 23 — мульды, 24 — зоны В-субдукции, 25 — зоны А-субдукции, 26 — сдвиги, 27 — предполагаемый сдвиг вдоль линии Тессейра-Торнквиста, 28 — широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости, 29 — океанические трансформные разломы, 30 — сбросы (бергштрихи — по падению сместителя), 31 — оси спрединга, 32 — зоны зарождающегося раскола континента, 33 — дайки, 34 — области новейшего вулканизма: а — вулканизм андийского типа, б — базальты, 35 — цепочки центров извержений; 36–47 — элементы кинематики: 36 — направление относительного перемещения Евразии и Афроаравии в олигоцене [Зоненшайн и др., 1987], 37 — приблизительное направление дрейфа Аравии относительно Евразии в неогене—квартере, установленное по дугообразной конфигурации Левантинского

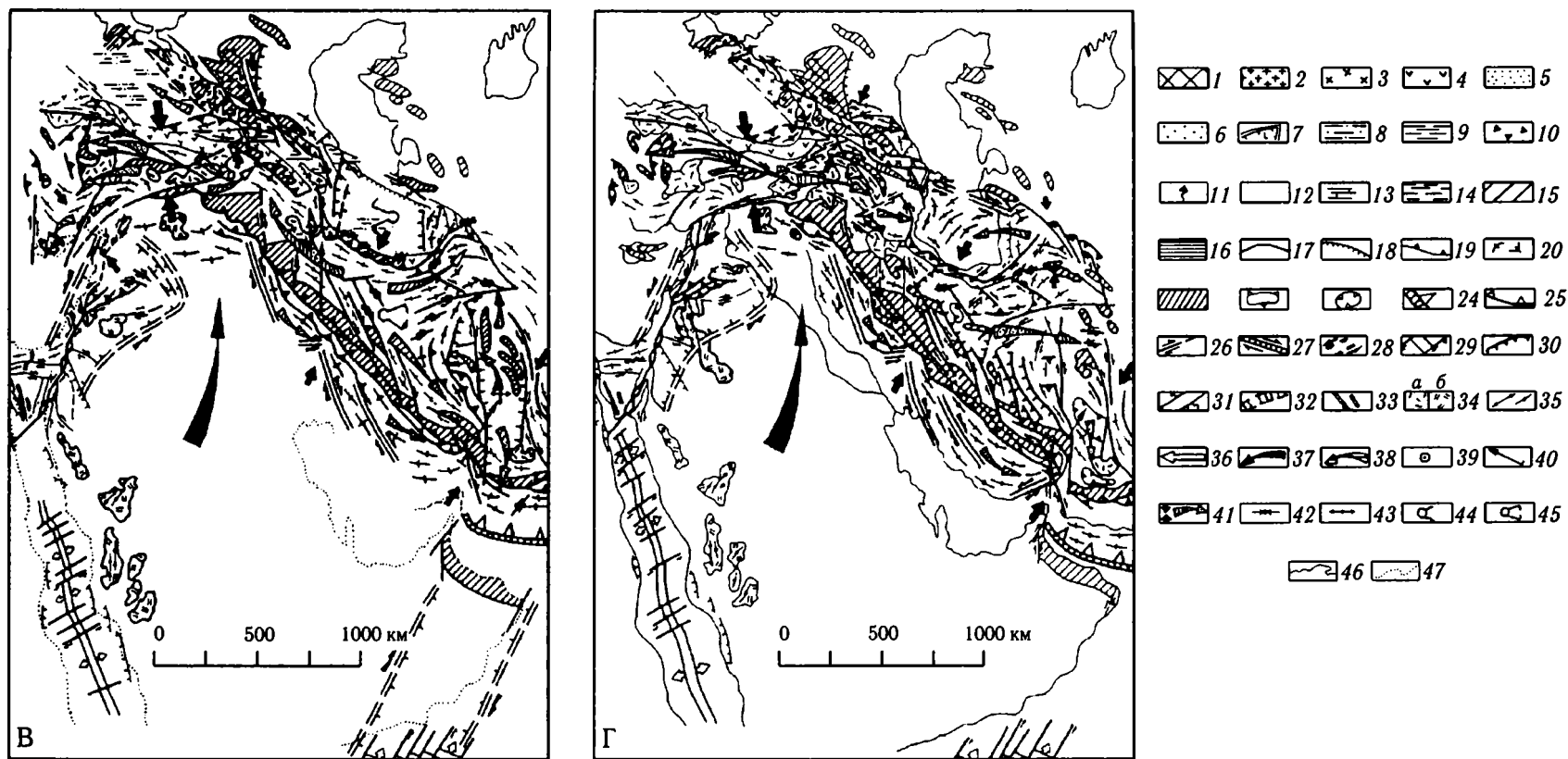


Рис. 8.14. Окончание

разлома (по опубликованным данным), 38 — то же, предполагаемое автором по дугообразной конфигурации Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны в раннем миоцене, 39 — полюса вращения для раннего миоцена (P_1 — Аравия-Африка, для Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны, P_2 — то же, для левого сдвига Кувейрах-Утум, P_3 — Анатолия-Евразия, по Северо-Анатолийскому правому сдвигу), 40 — векторы относительного перемещения Аравии и Евразии для некоторых точек, 41 — участки гиперкомпрессии (синтаксисы, деформационные шейки) и направления латеральной экструзии выжимаемых блоков, 42, 43 — локальные горизонтальные сжатия (42) и локальное растяжение (43), 44 — клинораздвиги, 45 — клинонадвиги, 46 — современная береговая линия, 47 — то же, в качестве палинспастического маркера.

Буквенные обозначения: Ан — Анатолийский террейн, АТ — Аджаро-Триалетская зона, ВП — Восточный Понт, ВТ — Восточный Тавр, За — Загрос, ЗП — Западный Понт, Кю — Кюрдамирский вал, Ко — Копетдаг, Ле — Левантинский континентальный склон, ЛК — Лазаревско-Кобыстанский трог, Лу — Лутский блок, МК — Малый Кавказ, Па — трог Падех, Си — Систанский трог, СТ — Скифско-Туранская платформа, Та — Талыш, Фа — карбонатная платформа Фарах, ЦИ — Центральнo-Иранский террейн, ЦК — поднятие Центрального Кавказа, ЧК — Черноморско-Каспийский тыловой бассейн (Паратетис), Ша — вал Шатского, Эл — Эльбурс.

Примечание. Структуры, активно развивающиеся в течение каждой стадии, показаны утолщенными линиями, тогда как структуры, уже сформированные к началу данной стадии и неактивные, изображены тонкими линиями. Намечающиеся структуры, лучше проявленные в последующие фазы, изображены утолщенными прерывистыми линиями

выравниванием рельефа и развитием крупномасштабных трансгрессий³, в позднем миоцене — раннем плиоцене (см. рис. 8.14, В) произошла очередная реорганизация системы спрединга и трансформных разломов, вызванная необходимостью закрытия Большекавказского реликтового бассейна [Копп, 1997]. Поскольку последний находился на севере, движение Аравийской плиты стало почти строго северным [Зоненшайн и др., 1987]. Тогда же оформилась современная конфигурация Левантского сдвига западного ограничения плиты.

Наибольшее давление Аравии в то время было направлено на Эльбурс, от которого симметрично расходятся правые и левые сдвиги предплиоценового возраста. Соответственно ограничиваемые ими Кавказский и Копетдагский блоки (микроплиты) выжимались к северо-западу и северо-востоку, тогда как в области их удаления друг от друга образовалась Южно-Каспийская межгорная впадина, ограниченная предплиоценовыми же меридиональными сбросами. Такой режим движений предопределил существенно правосдвиговый тип скалывания Кавказской микроплиты: наиболее крупные правые сдвиги обычно «запечатаны» верхним плиоценом — акчагылом, тогда как левые еще не играли большой роли. На этой стадии возникли правый сдвиг восточного ограничения Малого Кавказа и компенсирующий перемещение по нему Сурамско-Гокишурский взбросо-сдвиг. Следовательно, уже несомненно оформилась вершина Малокавказской дуги, и подталкиваемый ею позднемиоценовый вал Шатского (Закавказский «массив», Грузинская «глыба») раздавливает флиш Большого Кавказа и коллидирует со Скифской платформой.

Поздний плиоцен — четвертичный период

Главная особенность последней, позднеплиоцен-четвертичной, стадии (см. рис. 8.14, Г) — это замедление оттока масс из-под Южно-Каспийской депрессии и трансформация ее из области тектонической денудации в область тектонической аккумуляции. Соответственно подчеркиваются те системы сдвигов, которые обеспечивают латеральное выжимание блоков из Кавказского и Копетдагского синтаксисов в Южно-Каспийское геодинамическое убежище. Для Кавказа это — левые сдвиги северо-восточного-широтного простирания, которые

как раз более всего распространены на востоке, около Южного Каспия. Крупнейшие из них в Кобыстане и Куринской впадине смещают плиоцен; кроме того, с ними ассоциируют поперечные складки Кобыстана, активно формировавшиеся в позднем плиоцене — квартере [Копп, 1989, 1997].

Таким образом, если исходить из структурного рисунка, место максимального давления Аравийской плиты сместилось из Эльбурса к западу, и скорее всего оно оказалось в районе Эрзерумской шейки между Восточным Понтом и Малым Кавказом, куда его помещал В.С. Буртман [1989]. Очевидно, именно тогда из этой деформационной шейки выдвинулась к востоку современная Малокавказская микроплита, на северо-западе ограниченная левым сдвигом: компенсирующая это смещение структура сжатия — сильно поднятая новейшая мегантиклиналь Малого Кавказа (Сомхето-Кафанская) — выросла, судя по строению моласс Средне- и Нижнекуринской впадин, только в позднем плиоцене — квартере [Копп, 1989, 1997]. К западу от тогдашней точки максимального давления Аравии интенсивно продолжалось направленное к западу (симметрично Малокавказской микроплите) латеральное выжимание Анатолийской микроплиты, ограниченной на севере Северо-Анатолийским правым сдвигом.

Резюме

Можно отметить, что режим коллизионных горизонтальных перемещений Периаравийской коллизионной области определялся закрытием остаточных бассейнов. Микроплиты и блоки «выбирали» самое короткое направление к ближайшим геодинамическим убежищам — участкам с утоненной корой. Более того, блоки испытывали колебательные движения в горизонтальной плоскости, чем достигалась их наиплотнейшая упаковка в пространстве. Даже если и возникали новообразованные зияния (как, например, Южно-Каспийский провал), то все равно потом они затягивались материалом, выжатым из других мест. В такой подгонке краев блоков, очевидно, и заключается механизм выравнивания мощности коры коллизионного пояса.

Большой Кавказ в рассмотренной картине дрейфа Аравийской плиты всегда занимал достаточно удаленную к северу позицию. Это обусловило относительно молодой возраст его главной позднеколлизионной деформации по сравнению с таковым Тавра и Загроса (конец раннего миоцена — квартал и олигоцен — ранний миоцен, соответственно):

³ В это же время приостановился спрединг в Красном море [Gordon, Jurdi, 1986; Hempton, 1987].

должно было пройти некоторое время, чтобы дрейфующая к северу Аравия успела закрыть все находящиеся между ней и современным Большим Кавказом остаточные бассейны с океанической корой. Кроме того, с этой же удаленностью связана существенная роль деформации сдвига в структуре всего Кавказа. Напомним, в связи с этим, что в поперечном сечении Периаравийской коллизионной области четко проявились последовательно сменяющиеся с юга на север динамокинематические зоны, характерные вообще для строения подобных областей влияния плит-инденторов [Копп, 1997, 1999a]: ближе всего к источнику давления (т.е. здесь в районе Тавра и Загроса) расположена зона преимущественно надвигово/поддвиговых деформаций, документирующих обстановку аккреции и скучивания — «структурной тесноты»; на некотором удалении к северу, где пространства становится больше, — зона проявления горизонтального сдвига (Анатолия, Центральный Иран, Кавказ, Копетдаг), а еще дальше к северу, уже на периферии области влияния, — зона растяжения в сбросовом поле (Южный и Средний Каспий, Предкавказье). В строении поперечника Большого Кавказа можно увидеть признаки перехода (с юга на север) от второй к третьей из перечисленных зон, хотя в южной части орогена интенсивно проявились и покровно-надвиговые деформации, особенно затронувшие податливое к деформации осадочное заполнение Большекавказского остаточного бассейна.

Сказывается и некоторая асимметрия расположения Кавказа в продольном направлении: он смещен к западному краю области динамического влияния Аравийской плиты. С одной стороны, из-за этого он всегда находился напротив выступающей к северу вершины последней, и это объясняет большее проявление сильных складчато-надвиговых деформаций на Кавказе по сравнению с Копетдагом, находившимся на удаленном восточном краю области влияния плиты-индентора; возможно, это же обстоятельство повлияло и на смещение места максимального давления последней к западу (в район Эрзерумской шейки), которое произошло между миоценом и плиоценом. С другой же, удаленность Кавказа к западу внутри Периаравийской коллизионной области явилась причиной того, что во второй половине миоцена, когда вращающаяся против часовой стрелки плита-индентор полностью закрыла остаток Неотетиса и начала давить на район современного Эльбурса, весь Кавказский регион оказался к западу от тогдашней точки приложения максимального давления. В результате этого собы-

тия образовавшаяся в тот момент Кавказская микроплита стала выжиматься к западу, и именно этим объясняется некоторый приоритет (и большая древность?) правых сдвигов Кавказа по сравнению с левыми.

8.4. Распространение позднеколлизионных деформаций в пределы платформенного обрамления Кавказа

Отмеченные выше изменения траектории Аравийской плиты сказались на особенностях новейшей внутриплитной деформации северного платформенного обрамления коллизионной области. Произошедшее после окончательного закрытия загросского реликта Неотетиса северо-восточное (с вращением против часовой стрелки) перемещение спаянных воедино Аравии и Ирана вызвало коробление Туранской плиты в раннем—среднем миоцене, затронувшее также Скифскую плиту, Донбасс и Воронежский массив. Однако главный этап формирования новейшей структуры Скифской и юга Русской плит начался позже: на рубеже миоцена—плиоцена, после окончательного закрытия Большекавказского флишевого бассейна — последнего препятствия, доселе разделявшего столкнувшиеся блоки Закавказского «массива» и Скифской платформы в их неотектоническом выражении. Начиная с этого времени, уже вся находившаяся к северу от Кавказа и Копетдага платформенная область (или, по меньшей мере, ее южная часть) испытывает на себе давление Аравийской плиты, передающееся через соответствующий сегмент Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

О том, что формирование новейшей структуры находящейся к северу от Кавказа платформенной области Юго-Восточной Европы (Скифская плита и юго-восток Русской плиты) происходило в связи с этим давлением, свидетельствуют следующие факты [Копп, 1999b, 2004; Леонов Ю. и др., 2001].

Внутриплитное поле напряжений и деформаций. Детальное изучение новейшей внутриплитной структуры показало, что она формировалась при существенном участии горизонтальных напряжений. Большинство крупных внутриплитных разрывов и флексур имеют ту или иную горизонтальную (взбросовую, сдвиговую или наклонно-сбросовую) компоненту смещения (рис. 8.15), устанавли-

ваемую независимыми способами: бурением, сейсморазведкой, данными геологической съемки и анализа регионального структурного рисунка и, наконец, результатами полевых мезотектонических наблюдений [Копп, 1999а, 2004; Копп, Тверитинова, 1999; Копп и др., 2001, 2002]. Разрывы разной кинематики закономерно ориентированы: взбросы имеют преимущественно субширотное простирание, сбросы — субмеридиональное, а сдвиги — диагональное: северо-восточное (левые) и северо-западное (правые). При этом определенные по ориентировке крупных разрывов направления главных осей деформации увязываются с представлением об идущем с юга давлении: ось главного укорочения простирается субмеридионально, а главного удлинения — субширотно.

Наблюдаемые в ряде мест отклонения от вышеуказанного регионального поля напряжений могут быть объяснены его дифракцией в силу локальных причин. Например, широтное сжатие Доно-Медведицкой зоны [Копп, Тверитинова, 2001] может быть увязано с компенсацией широтного же растяжения в Западно-Прикаспийском плиоцен-четвертичном прогибе, напротив наиболее широкой части которого располагается данная зона дислокаций. Проявление субширотного сжатия — субмеридионального растяжения в пределах Общего Сырта объясняется соседством с новейшим Уралом, где сейчас происходит коллизия подталкиваемого Индостанским индентором Центрально-Казахстанского блока с Восточно-Европейской платформой [Копп, 2005; Копп и др., 2002].

Развитие деформаций во времени: корреляция с Кавказом. Следующий серьезный аргумент в пользу единства новейших деформаций коллизионного пояса и таковых в находящейся к северу платформенной области — их удивительная синхронность, в свое время отмеченная еще Н.С. Шат-

ским. И там, и там проявились одни и те же орогенетические фазы (хотя их интенсивность была, конечно, неодинакова).

Инициальная предсреднемиоценовая (штирийская) орогения, на Кавказе сформировавшая моласовые складки Карталинской и Рионской впадин, структуру Северо-Западного Кавказа и новейший свод Дзирульского массива, на Русской плите выразилась в заложении Окско-Донского прогиба (с приуроченной к нему долиной палео-Дона), а на Скифской плите — Сальско-Маньчского новейшего вала, примерно унаследовавшего древний кряж Карпинского. Нужно сказать все же, что предсреднемиоценовые движения носили вступительный характер и несравнимы по своей интенсивности с более поздними (например, предсреднемиоценовый врез палео-Дона более чем в 2 раза уступает предплиоценовому врезу Волги).

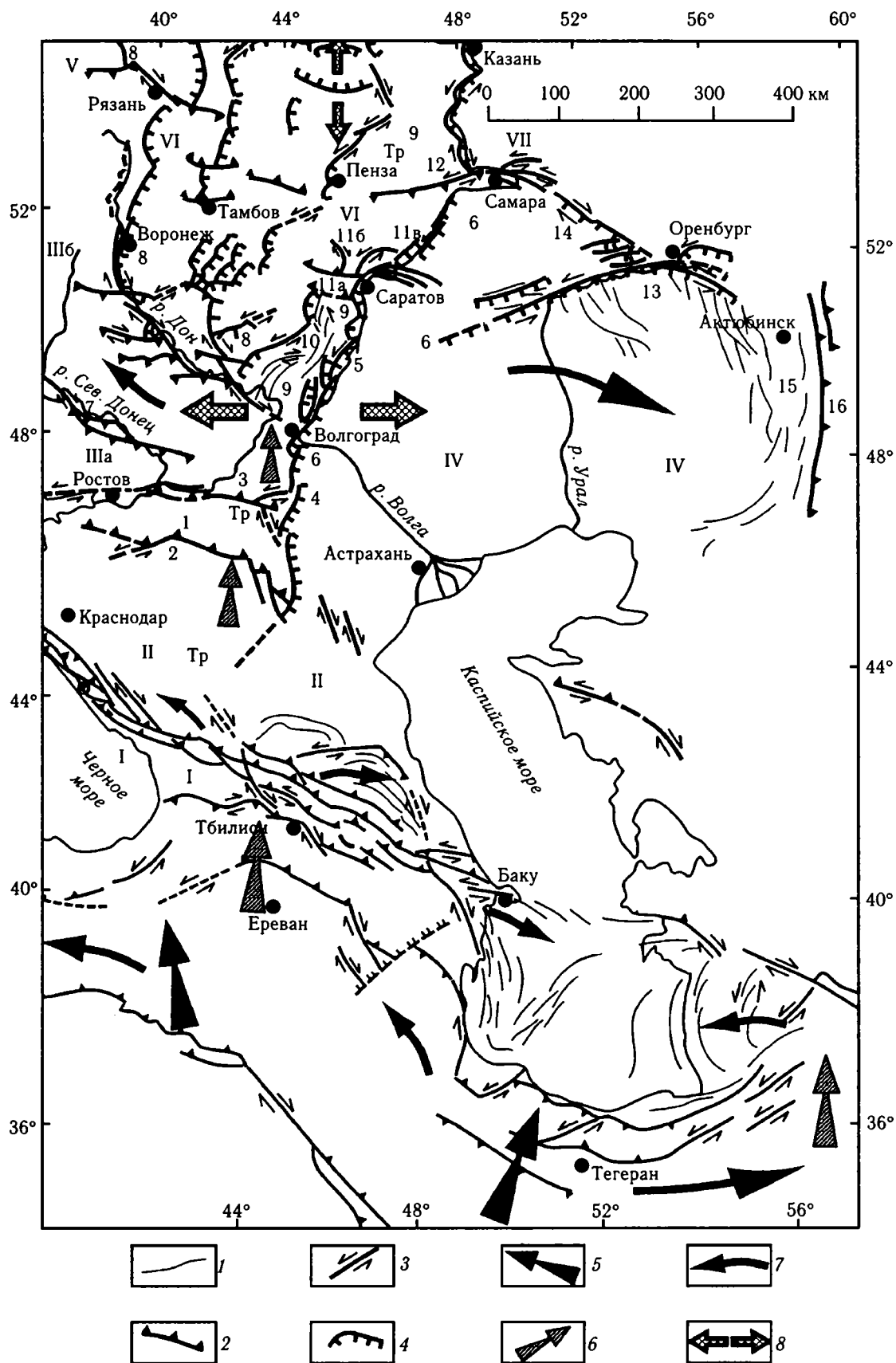
Как известно, главная новейшая орогения на Кавказе, особенно Восточном, охватывала конец миоцена — начало плиоцена. Именно эта эпоха оказалась решающей и для формирования неоструктуры рассматриваемой платформенной области: главное угловое несогласие приурочено здесь к подошвам слоев верхнесарматско-плиоценового возраста. При этом в тех местах, где развиты более или менее полные разрезы неогена (Скифская плита, Прикаспий), удастся найти и следы трех проявившихся на Кавказе отдельных фаз внутри рассматриваемого интервала: предверхнесарматской, предпонтической и предплиоценовой. Севернее осадки верхнего миоцена отсутствуют, и там можно говорить лишь о преакчагыльском (предпозднеплиоценовом) возрасте главной орогенетической фазы. Очевидно, эпоха позднеплиоценового затухания деформаций и выравнивания рельефа была общей как для орогенетической области, так и для платформ. Везде проявились и заключительные



Рис. 8.15. Геокинематическая карта севера Периаравийской коллизионной области для новейшего этапа развития (неоген—квартер)

1 — мегаскладки и валы; 2 — надвиги и взбросы (вершины зубцов — по падению сместителя); 3 — сдвиги; 4 — сбросы; 5 — главное направление давления Аравийской плиты; 6 — локальные участки концентрации давления; 7 — направления латерального выжимания блоков; 8 — направления горизонтального растяжения

Элементы тектонического районирования (римские цифры): I — вал Шатского; II — Скифская плита; III—VII — Восточно-Европейская платформа: III — Сарматский раннепалеозойский щит (IIIa — Украинский щит (Ростовский выступ), IIIб — Воронежская антеклиз), IV — Прикаспийская синеклиза, V — Московская синеклиза, VI — Пачелмский авлакоген, VII — Серноводско-Абдулинский авлакоген. Внутриплитные новейшие структуры (арабские цифры): 1 — Кряж Карпинского (Сальско-Маньчский свод), 2 — Маньчская надвзбросовая флексура, 3 — Котельниковская гряда, 4 — Ергенинский уступ, 5 — Приволжский уступ, 6 — Западно-Прикаспийский прогиб, 7 — Северо-Донецкий надвиг, 8 — Окско-Донской прогиб, 9 — Приволжское поднятие, 10 — Доно-Медведицкие дислокации, 11 — Саратовские дислокации (11a — Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура, 11б — Слепцовская флексура, 11в — Хлебновская флексура), 12 — Жигулевские дислокации и одноименный надвиг, 13 — Оренбургский погребенный новейший надвиг, 14 — свод Общего Сырта, 15 — складчатая зона Актюбинского Приуралья, 16 — Мугоджарский взброс; Тр — Транскавказское поперечное поднятие



движения валахской (раннечетвертичной) фазы. В зависимости от сохранности осадков, которые ее датируют, ее именуют то послепалеогеновой, то послепалеогеновой, то предкавказской, но важно, что везде — и на Кавказе и на платформе — она является как бы дополнительной по отношению к главной фазе.

Таким образом, тектонические фазы, проявившиеся в орогенической и платформенной областях, совпадают не только по своему уровню, но и по относительной интенсивности. Орогенические кризисы для той и для другой, хоть и существенно различаются амплитудой конкретных пиков, вместе с тем, полностью подобны в отношении характера их ритмического рисунка. Если еще добавить, что все эти фазы или эпохи деформаций совпадают с фазами рифтогенеза и спрединга в регионе Красного моря [Копп, 1997], то в таком аспекте единство орогенеза и горизонтальных движений на платформах и в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе представляется уже не только вполне естественным, но даже и необходимым.

Кинематика внутриплитных горизонтальных перемещений. Суммарный структурный рисунок рассматриваемой платформенной территории складывается из следующих элементов (см. рис. 8.15). В центре и на западе последней, напротив Кавказа, присутствует домен субширотных взбросов и надвигов. Их количество увеличивается к югу, в сторону Кавказа, тогда как к северу они замещаются субмеридиональными и, реже, субширотными сбросами. Место между зонами взбросов и сбросов занимают сдвиги. Такое пространственное распределение разрывов разной кинематики, показывающее общее нарастание сжатия к югу, — признак того, что давление было направлено с юга, со стороны коллизионного пояса. Правые сдвиги, северо-западного простирания, находятся на юге и на самом западе района (кряж Карпинского, Донбасс, Окско-Донской прогиб). Левые сдвиги, в целом северо-восточного простирания, сгруппированы севернее и восточнее (Поволжье и север Прикаспия).

Рассмотренный структурный рисунок предполагает следующую геокинематическую интерпретацию (см. рис. 8.15). Напротив Аравийского выступа и Кавказа платформенная область Юго-Восточной Европы на новейшем этапе испытала повышенное сжатие, которое реализовалось, во-первых, в поддвиге коры и надвигообразовании прямо напротив зоны давления и, во-вторых, в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку — к Прикаспийской синеклизе и, может быть, Туран-

скому коридору между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок в этом поле деформаций выжался к востоку, а область его отрыва маркируется Западно-Прикаспийским и Окско-Донским новейшими прогибами, образовавшимися в результате субширотного растяжения.

Бросаются в глаза черты сходства новейшего структурного рисунка платформенной области с таковым Кавказа и всей Периаравийской коллизионной области в целом.

Домены внутриплитных правых и левых сдвигов расположены симметрично относительно меридиональной линии, на юге проецирующейся на Кавказский пережим Большого Кавказа (а дальше — на вершину Малокавказской дуги и Аравийский выступ) и, очевидно, маркирующей место наибольшего давления Аравийского индентора в данном пересечении. Новейшие правые сдвиги Воронежского массива, Донбасса и кряжа Карпинского надстраивают домен правых сдвигов Западного Кавказа и Анатолии, а новейшие левые сдвиги Поволжья и Прикаспия — домен левых сдвигов Восточного Кавказа и Эльбурса.

В пределах платформенной области эта, в целом симметричная, картина расположения сдвигов разного знака нарушается, однако, некоторой латеральной асимметрией. Наибольшие сжатие и неотектонический подъем отмечаются на западе, в районе древнего Сарматского щита, а растяжение и прогибание — на востоке, около Прикаспийской синеклизы. Это дает основание предполагать существенную роль изначальных неоднородностей платформенной коры в распределении коллизионных деформаций. Там, где перемещавшиеся с юга на север блоки наткнулись на мощную кору Украинского щита и Воронежского массива, возникало избыточное сжатие. Там же, где они встречали утоненную кору Прикаспийской синеклизы, сжатие было меньшим и поэтому коллизионное давление реализовалось преимущественным образованием структур растяжения. Кроме того, вышеохарактеризованная асимметрия поля деформаций предопределила восточную экспозицию крупных сбросовых уступов и создала условия для упомянутого выше латерального выжимания масс к востоку, в сторону Прикаспийского геодинамического убежища, а всего Прикаспийского блока — в направлении Туранского коридора между зонами динамического влияния Аравии и Индии. О таком выжимании свидетельствует лучшая (в Поволжье и Прикаспии) выраженность левых сдвигов по сравнению с правыми и больший размер их домена, а также широтное сжатие в Ак-

тубинском Приуралье и Мугуджарах (фронтальная часть сдвинутого блока) [Копп, 2005].

Влияние горизонтальных движений на вергентность внутриплитных взбросов и флексур сжатия. Практически все взбросы и надвзбросовые флексуры платформенного региона имеют субширотное, т.е. альпийское, простирание, однако их экспозиция (северная или южная) зависит от режима горизонтальных перемещений.

Южновергентные, т.е. имеющие южную экспозицию, взбросы и надвзбросовые флексуры (Манычская и Котельниковская флексуры, Елшанско-Сергиевский взброс) сконцентрированы в пределах Транскавказского поперечного поднятия, т.е. прямо напротив Центрального Кавказа. Они находятся во фронтальной части относительно сдвинутого к югу трапецевидного блока, ограниченного на западе и востоке зонами правых и левых сдвигов, и, очевидно, гасят его перемещение. Приблизительность разрывов такого рода к Кавказу и их одинаковая вергентность с надвигами соответствующего сегмента коллизионного пояса позволяют считать, что скашивание в вертикальной плоскости, инициированное поддвигом Аравийской плиты под Евразию, продолжается далеко на север.

Северовергентные же взбросы и надвзбросовые флексуры локализованы сбоку от центрального трапецевидного блока, принявшего на себя основное давление: к западу от него (Северо-Донецкий надвиг, взбросы вдоль южного края Тамбовской впадины Окско-Донского прогиба) или к востоку (Жигулевский и Оренбургский надвиги), причем те и другие отделены от него сдвигами: первые — правыми, а вторые — левыми. Иными словами, эти структуры находятся в блоках, относительно смещенных к северу.

Во всем этом проявляется еще одно важное сходство со структурным рисунком Альпийско-Гималайского пояса и, в частности, Кавказа. Там тоже аномальная северная вергентность развивается во фронтальной части блоков, сместившихся по сдвигам к северу [Копп, 1989, 1997]. Таковы, например, Копетдаг и Западный Понт в масштабе всего пояса или Северо-Западный и Восточный Кавказ (северные крылья обоих) — в масштабе Большого Кавказа.

Место внутриплитных дислокаций в единой динамокинематической полярности области давления Аравийской плиты. Основной стиль структуры платформенной области Юго-Восточной Европы составляют наклонные сбросы, сформировавшиеся при растяжении; участки же внутриплитного сжатия во взбросовом стресс-ре-

жиме (Жигулевская и другие зоны дислокаций) связаны со смятием осадочного выполнения древних авлакогенов и поэтому локализованы только в узких зонах. Очевидно, что растяжение как раз и должно присутствовать на периферии области давления любого индентора, так что в данном аспекте рассматриваемая территория является естественным продолжением Северного Предкавказья, где сдвига-надвиговой (транспрессионный) и сдвиговой стресс-режимы уступают место сбросовому. Окско-Донской и Западно-Прикаспийский новейшие прогибы, ограниченные субмеридиональными сбросами восточной экспозиции, — это своего рода аналоги (только меньшей амплитуды) Рейнского и Байкальского рифтовых грабенов, возникших на самой периферии зон давления Апулийского и Индостанского инденторов, соответственно.

В строении рассматриваемой области внутриплитного коллизионного растяжения можно выделить и более дробные динамокинематические зоны, последовательность которых с юга на север фиксирует постепенную нивелировку того скупивания коры, которое вызвано внедрением Аравийского индентора: зона субширотного удлинения в сбросо-сдвиговом стресс-режиме, или режиме транстензии (Северное Предкавказье, кряж Карпинского, Южное Поволжье, юг Окско-Донского прогиба), зона субширотного растяжения в сбросовом стресс-режиме (Окско-Донской и Западно-Прикаспийский прогибы) и замыкающая весь этот латеральный ряд зона компенсационного субмеридионального растяжения в сбросовом стресс-режиме (Северный Прикаспий, Общий Сырт, Сокские Яры и, возможно, субширотный отрезок Волги между Чебоксарами и Нижним Новгородом), которая фиксирует северную рамку области динамического влияния Аравии [Копп, 2004].

Таким образом, новейшие структуры платформ Юго-Восточной Европы являются естественным продолжением того латерального ряда динамокинематических зон, который начинается у северной кромки Аравийской плиты и охватывает все соответствующее пересечение Альпийского коллизионного пояса.

8.5. Выводы

1. Позднеколлизионная структура Большого Кавказа формировалась в обстановке почти поперечного к нему горизонтального сжатия, при ком-

пенсационном удлинении — в вертикальной (взбросовое поле напряжений/деформаций) и горизонтальной (сдвиговое поле) плоскостях. Взбросовый стресс-режим реализовался двумя взаимосвязанными деформациями: простого сдвига (общее южно-вергентное скашивание с формированием надвигов и поддвигов, при северном наклоне оси максимального удлинения) и чистого сдвига (сплющивание, «содвиг»: формирование дивергентных и северозергентных структур сжатия, симметричных подобных складок и кливажа; при вертикальной оси максимального удлинения). В сдвиговом поле Большой Кавказ испытал деформацию чистого сдвига с удлинением приблизительно вдоль оси орогена, происходившим посредством растаскивания ромбовидных или линзовидных в плане мегабудин, ограниченных правыми и левыми сдвигами; те и другие в ходе деформации поворачивались в сторону оси растяжения. Позднеколлизийное сжатие, начавшееся в конце раннего миоцена, последовательно развивалось вдоль орогена от Центрально-Кавказского пережима (Дзирульский массив, Казбекская перемычка) к западу и особенно к востоку. Внутри позднеколлизийного этапа отчетливо выделяются три эпохи активизации деформаций: начальная (конец позднего миоцена), главная (поздний миоцен — ранний плиоцен) и повторная (ранний—средний плейстоцен).

2. Поперечное сжатие Большого Кавказа было обусловлено давлением Закавказской «плиты», вовлеченной в общее движение блоков, подталкиваемых Аравийской литосферной плитой к северу, с поддвигом в том же направлении. При этом Закавказская «плита» поддвигалась под Скифскую платформу — часть Евразийской литосферной плиты. Многие черты позднеколлизийного развития Большого Кавказа определялись особенностями его позиции внутри Периаравийской коллизийной области. Так, удаленное от Аравийской плиты-индентора положение обусловило относительно молодой (конец раннего миоцена — квартал) возраст его позднеколлизийной деформации: должно было пройти время, чтобы дрейфующая к северу Аравия успела закрыть все находящиеся к северу от нее остаточные бассейны с океанической или субокеанической корой. С той же причиной связано и воз-

растание роли деформации сдвига в структуре всего Большого Кавказа (а на севере его — и растяжения). Кроме того, приуроченность к западному краю области динамического влияния Аравии обусловила некоторый приоритет (и большую древность?) правых сдвигов Кавказа по сравнению с левыми. Вместе с тем, постоянное нахождение напротив выступающей к северу вершины Аравийской плиты (так называемый «Аравийский выступ») объясняет большее проявление складчато-надвиговых деформаций на Кавказе по сравнению с Копетдагом, находившимся на более удаленном восточном краю области влияния плиты-индентора.

3. Давление, создаваемое северным дрейфом Аравийской плиты, через регион Кавказа передавалось коре платформенной области Юго-Восточной Европы. Особенно сильно оно стало сказываться в новейшей структуре этой области в конце миоцена, когда уже практически полностью «захлопнулся» Большекавказский остаточный бассейн и вся кора Кавказского поперечника упрочнилась настолько, что оказалась способной к передаче напряжений на большое расстояние. Признаки коллизийного воздействия ощущаются в следующих особенностях платформенной неоструктуры: проявлении тех же орогенических фаз, что и на соседнем Кавказе; преимущественно субмеридиональной ориентировке главного укорочения и субширотной — удлинения; сходстве новейшего структурного рисунка платформы с таковым Кавказа; преобладающей южной вергентности внутриплитных структур сжатия, особенно проявляющейся напротив Кавказа; закономерной позиции в единой динамокинематической полярности области давления Аравийской плиты: новейшие внутриплитные структуры по своей индивидуальной кинематике являются естественным продолжением того латерального ряда динамокинематических зон, который начинается у северной кромки Аравийской плиты и охватывает все соответствующее пересечение Альпийского коллизийного пояса. Меридиональные внутриплитные структуры растяжения — Окско-Донской и Западно-Прикаспийский новейшие прогибы — своего рода аналоги Рейнского и Байкальского грабенов, возникших на периферии зон давления соответственно Апулийского и Индостанского инденторов.

Глава 9

Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа

Ю.Г. Леонов

9.1. Вводные замечания

По альпийской тектонике и геодинамике Большого Кавказа имеется обширная литература, и на первый взгляд может показаться, что все главные проблемы здесь решены.

В действительности это не так. Поступление (или постепенное накопление) новых данных заставляет повторно возвращаться к устоявшимся положениям и подвергать их пересмотру. Так это, например, случилось в последние годы с ревизией возраста пород доюрского кристаллического основания Большого Кавказа, о чем говорилось в главе 1.

Одно из центральных мест в нашем исследовании занимают вопросы истории формирования альпийской структуры Большого Кавказа и прежде всего попытка оценить вклад в этот процесс событий двух главных из проявившихся здесь тектонических эпох — раннеальпийской (киммерийской) эпохи, завершившейся складчатостью в средней юре, и позднеальпийской эпохи, завершившейся складчатостью и горообразованием (орогенезом) в кайнозое.

Определимся с терминологией. Альпийскую историю Кавказа принято делить на три стадии или эпохи: раннеальпийскую (ранняя юра — начало средней юры), называемую также в последние годы киммерийской; среднеальпийскую (средняя — поздняя юра — палеоген); позднеальпийскую (неоген — квартер). Нет оснований вносить в это деление какие-либо новшества по существу. Но для простоты терминологии принимается следующее. Раннеальпийская эпоха описывается под названием киммерийской эпохи. Термином «альпийская эпоха» обозначен весь более поздний интервал времени, объе-

диняющий среднеальпийскую и позднеальпийскую эпохи; сами эти названия, в соответствии с традицией, также сохраняются.

То, что Большой Кавказ является позднеальпийским (позднекайнозойским) сооружением, очевидно. С процессами этого времени связано оформление его современной тектонической структуры. Приходится, однако, отказаться от мнения об исключительно позднеальпийском возрасте структуры. Это мнение является устоявшимся, но оно не учитывает, во-первых, фактических данных, относящихся к деформациям и структурообразованию более ранних эпох, прежде всего киммерийской, но отчасти, хотя и в значительно меньшей степени, и других, и, во-вторых, ряда особенностей тектонической структуры и тектонического режима самой позднеальпийской эпохи. В предыдущих главах соответствующий материал приведен. Он показывает, что существующие на этот счет представления нуждаются в корректировке.

Никогда не ставился под сомнение факт сложной альпийской истории Кавказа. Но события, вызывавшие деформацию и имевшие структурообразующее значение, которые происходили до позднекайнозоя, т. е. до эпохи позднеальпийской складчатости, обычно расцениваются как второстепенные эпизоды по отношению к складчатости и орогенезу позднего кайнозоя. В качестве иллюстрации заметим, что даже в статье Н.В. Короновского с соавторами [1997], синтезирующей сведения о главных событиях в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского (Альпийского) пояса, не нашлось места для ранних, в том числе киммерийских деформаций. Хотя данные о распределении во времени магматизма, приведенные в статье, демонстрируют высокую геодинамическую активность более ранних эпох.

В работах некоторых исследователей, включая авторов этой книги [Леонов М., 1975; Панов, 2004; и др.], опирающихся на результаты планомерного изучения пород нижней—средней юры и среднего—верхнего эоцена, было показано значение тектонических событий средней юры и позднего эоцена и предложены соответствующие геодинамические реконструкции. Эти идеи нашли частичное отражение в последнем издании Международной тектонической карты Европы [Международная тектоническая карта..., 1996]. Но указанные выводы не получили дальнейшего развития. Они не вылились в разработку новой общей модели формирования структуры Большого Кавказа, в которой события киммерийской эпохи заняли бы надлежащее место. Они не уступают по значимости позднеальпийской эпохе, хотя и отличаются от нее по многим характеристикам.

В соответствии со сказанным, материал предыдущих глав книги был ориентирован на описание: 1) особенностей киммерийской эпохи и завершающей ее складчатости и 2) основных черт геодинамического режима позднеальпийской эпохи.

Цель этой заключительной главы состоит в подведении итогов тому, что было сказано ранее с акцентом на этих же взаимосвязанных проблемах. Базой для этого служат данные, приведенные в предыдущих главах книги, с некоторыми необходимыми или полезными, на наш взгляд, дополнениями.

9.2. Киммерийская эпоха развития Большого Кавказа

Для реконструкции геодинамической обстановки киммерийской эпохи опорными сведениями служат данные по стратиграфии, литологии, магматизму и тектонике нижнеюрских и среднеюрских пород. Немаловажную роль играет также информация о доюрском (палеозойском) основании и, главное, о его участии в структурных формах юрского комплекса.

От полноты сведений об отложениях нижней и средней юры зависит понимание условий начальной стадии альпийского развития. Это очевидно. Но, кроме того, по структурным, литологическим и другим особенностям юрских пород можно попытаться (и в определенной степени это удастся) вынести суждение также о более поздних деформациях, что особенно важно для осевых зон Большо-

го Кавказа, где отложения моложе средней юры практически отсутствуют.

Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений и история развития Большого Кавказа в ранней и средней юре рассмотрены в главе 2. История ранней—средней юры распадается на два этапа с различным геодинамическим режимом: 1) ранняя юра — аален (режим пассивной окраины) и 2) байос-бат (режим активной окраины). Они разделены рубежом принципиального значения в интервале конец аалена — начало байоса, который в более общем плане разграничивает киммерийскую и альпийскую стадии развития Большого Кавказа. Подчеркнем еще раз главные моменты, относящиеся к этому интервалу времени.

Ранняя юра — аален

Раннеюрский—ааленский бассейн возник и развивался на континентальной коре, время образования (консолидации) которой датируется поздним палеозоем. В основании юрских пород везде (во всяком случае, везде, где оно вскрывается) залегают складчатые, в разной степени метаморфизованные палеозойские породы не древнее девона. Это относится как к внутренним зонам Большого Кавказа, так и, по всей вероятности, к Северному Кавказу. Существующие до настоящего времени представления о наличии и, тем более, широком распространении более древних, в том числе докембрийских, образований не согласуются с современными данными (подробнее см. главу 1). Наличие доюрской континентальной коры в основании структур Большого Кавказа повлияло на многие особенности ранне-среднеюрской (и последующей) истории, в том числе на тектоническую структуру, магматизм и пр.

Кора раннеюрского—ааленского бассейна была, очевидно, утоненной за счет растяжения, которое, однако, не привело ни к разрыву коры, ни к спредингу. Характер вулканизма этого времени в бассейне Большого Кавказа и в локальных структурах на его периферии соответствует представлению о развитии бассейна на континентальной коре в области пассивной окраины Тетиса. Обстановка пассивной окраины сохранялась до конца аалена—байоса, после чего режим резко изменился на режим активной окраины.

Что касается высказанных рядом авторов представлений о существовании в ранней юре так называемого Северо-Кавказского вулканического по-

яса, а тем самым и активной окраины с зоной субдукции, то их ошибочность показана в главе 2.

Авторы главы 2, где приводится описание вулканических образований лейаса—аалена, склонны видеть в них подтверждение рифтогенной природы как главного прогиба Большого Кавказа, так и локальных структур на его бортах. Думается, однако, что это — неоправданное расширение понятия «рифт». Имеются основания говорить об обстановке растяжения, сопровождавшегося утонением континентальной коры, но нецелесообразно любое растяжение, в особенности при отсутствии структурных признаков рифта, отождествлять с понятием «рифтогенное». Впрочем, вне зависимости от терминологии морфология бассейна реконструируется более или менее определенно.

Байос—бат

Отличительная особенность этого этапа — заложение и развитие Закавказского, или Понтийско-Закавказского, вулканоплутонического пояса с вулканитами преимущественно известково-щелочного состава и комагматичными гранитоидами. Основная часть пояса расположена к югу от Большого Кавказа, но захватывает и его южный склон в пределах Абхазо-Рачинской, или Гагра-Джавской, зоны, где он представлен байосской порфиритовой свитой. Данный пояс заложился в начале байоса, как считается, над вновь образовавшейся зоной субдукции, погружавшейся на север под континент Евразии. Последний был представлен в это время Скифской платформой вместе с «консолидированной» (или, учитывая образование коры в палеозое, правильнее сказать, — повторно консолидированной) в конце аалена — начале байоса частью Большого Кавказа.

Таким образом, палеотектоническая зональность байоса—бата выглядит следующим образом. Вулканический пояс в байосе распространялся на южный край Большого Кавказа. Позже, в бате, здесь происходило накопление только мелководных терригенных толщ. В более северной части Большого Кавказа в байосе—бате находился узкий и глубокий задуговой бассейн. Он наложен на южную часть лайас-ааленского трога и заполнен глинистыми и флишоидными толщами, без несогласия(?) перекрытыми верхнеюрским флишем.

К северу от указанного бассейна находилась полоса поднятий (острова), к которой приурочен дайковый пояс. Еще севернее располагались широкие

и мелководные эпиконтинентальные бассейны северных зон Большого Кавказа и Скифской плиты.

Дайковый пояс Большого Кавказа, описанный в главе 2 данной книги, статье М.Г. Ломизе и М.К. Суханова [2006] и в других работах, является одним из индикаторов тектонической обстановки рассматриваемого времени. Он расположен в полосе поднятий на северном обрамлении байосско-батского задугового бассейна и маркирует зону растяжения с локализованным, судя по узкой полосе даек, разрывом коры в тылу Закавказского вулканического пояса над зоной субдукции. Пояс вытянут в направлении генерального простираания структур, но наложен на тектоническую зональность лейаса—аалена. Дайки секут кливажированные и деформированные породы до аалена включительно. На западе и востоке дайковые комплексы перекрыты келловейскими (и более молодыми) отложениями, что, вместе с другими признаками, позволяют датировать его, или его наиболее активную фазу, байосом. При этом не исключается возможность нескольких эпизодов внедрения. Об этом свидетельствуют участки с пересекающимися роями даек.

События на рубеже аалена и байоса и в байосе

Выше было показано большое, а если посмотреть в контексте всей альпийской истории, то исключительное, значение рубежа аалена и байоса в геологической истории Большого Кавказа. Альпийская история делится этим рубежом на две части. В это время произошло два события, приведших к кардинальной перестройке тектонической зональности и режима Большого Кавказа: 1) деформация комплекса нижнеюрских—ааленских пород, в результате которой была в основном сформирована инфраструктура этого комплекса, лишь в небольшой степени подвергшаяся переработке в дальнейшем, и 2) смена режима пассивной окраины режимом активной окраины с перестройкой тектонической зональности и радикальным изменением типа магматизма.

Переход от киммерийского этапа к альпийскому произошел быстро, но не одномоментно. Начавшись с резкого импульса в позднем аалене — начале байоса, преобразования в основном завершились к более поздней части байоса. Начиная с этого времени, и особенно отчетливо с келловей, Большой Кавказ разделился на две части — эпиконтинентальный, относительно «спокойный» бассейн на

севере и активный («геосинклинальный») на юге. Такая зональность сохранялась далее на протяжении всей среднеальпийской эпохи.

В этом процессе выделяются (см. главу 2 данной монографии и [Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2006]) две фазы.

1. Начальная фаза (амагматическая) в конце аалена — самом начале раннего байоса выразилась в общем поднятии и перерыве в осадконакоплении, закрытии раннеюрского бассейна, проявлении интенсивных складчато-надвиговых деформаций и возникновении системы центральных поднятий на Большом Кавказе. Иногда эту фазу — главный эпизод деформации — называют дзирульской. События этой фазы в южных тектонических единицах (в основном к югу от Большого Кавказа) укладываются в интервал поздний аален — зона *Sonninia sowerby* и большая часть зоны *Otoites sausei* раннего байоса, на Большом Кавказе — амплитуда перерыва варьирует и, как минимум, отвечает средней части зоны *Sonninia sowerby*. Таким образом, поднятие распространялось с юга на север — от края континентальной окраины в сторону континента. В абсолютном летосчислении продолжительность событий составляет не более 3 млн лет, что, конечно, можно считать молниеносным для столь значительной перестройки.

2. Следующая фаза началась в раннем байосе и ознаменовалась субдукционным магматизмом, формированием Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса, возникновением в его тылу глубоководных прогибов Южного склона и эпиконтинентальных бассейнов Северного Кавказа и Предкавказья — системы структур, характерных, начиная с этого момента, для всего среднеальпийского этапа. При общей длительной и сложной истории формирования вулканического пояса обращает на себя внимание относительно малая продолжительность времени вулканизма в рассматриваемой — краевой — его части, распространявшейся на территорию Южного склона Большого Кавказа [Панов, 2006]. Этот временной интервал несколько меньше байоса, т.е. порядка 3–4 млн лет, если нижнюю границу байоса принимать на уровне $171,6 \pm 3,0$ млн лет, а верхнюю — на уровне $167,7 \pm 3,0$ млн лет. Впрочем, это не должно удивлять. Скоротечность даже очень мощных эпизодов вулканической деятельности, судя по всему, типична. Установлено очень быстрое (первые миллионы лет) образование трапповых серий Сибири, Декана и др. В качестве примера для вулканических поясов можно указать на такое могучее образование, как Охотско-Чукот-

ский вулканический пояс. По новейшим данным [Тихомиров и др., 2006], длительность вулканизма в его (также краевом) северном отрезке составляет 1–2 млн лет — значительно меньше, чем представлялось раньше.

Кроме биостратиграфических данных существует дополнительная информация о времени событий. Имеется в виду омоложение возраста доюрских пород, установленное по К-Аг датировкам. Эти датировки дают более широкий временной интервал по сравнению с биостратиграфическими данными: кристаллические породы Перевальной зоны — в интервале 190–140 млн лет; Дарьяльские граниты (время катаклаза) — 172–164 млн лет. Эти данные М.Л. Сомина и О.З. Дудаури приведены в главах 1 и 3 данной книги. Близкий возраст получен для пород дайкового комплекса Южного Дагестана (К-Аг датировки): в интервале от 140 до 180 млн лет [Магомедов, 2006]. Интересны эти данные тем, что они подчеркивают интенсивность киммерийского тектогенеза, сопровождавшегося прогревом, достаточным для перестройки К-Аг систем. Позже, включая и орогенез позднего кайнозоя, такие условия в региональном масштабе больше не повторялись (прогрев отмечается только на локальных площадях в ореолах некоторых плиоценовых интрузий — Эльджуртинских гранитов и др.).

К аналогичным выводам относительно времени и масштаба рассматриваемых событий приводит изучение в ряде районов Большого Кавказа эволюции изотопных систем в отложениях нижней и средней юры с использованием К-Аг метода. По этим данным выявляется связь изменения пород на микроуровне и развития кливажа с изотопными характеристиками. Показано, что время этих событий соответствует байосу–бату [Кущева и др., 2007].

О принципиальном значении событий рассматриваемого времени свидетельствуют вторичные преобразования в песчаниках нижней–средней юры, которые датируются предбайосским временем и коррелируются со временем складкообразования (данные М.И. Тучковой — см. главу 4). По комплексу признаков выделены четыре зоны вторичных преобразований: 1) новообразованных хлорита и мусковита (с максимальными для юрских отложений Р-Т условиями — давление 2–2,5 кбар, температура 300–350°C); зона выделяется в синемюр-раннеплинсбахских отложениях Юго-Западного и Центрального Кавказа и в тоарских отложениях Юго-Восточного Кавказа; 2) новообразованных хлорита и серицита; 3) развития гидрослюд, као-

линита и/или смектита (монтмориллонита); 4) развития смектит-каолинитового, смешанослойного и иногда хлоритового минералов с карбонатным цементом; Р-Т условия в зонах 3 и 4 — давление менее 1 кбар, температура не более 100°C. Указанная зональность сечет стратиграфические границы. Кроме того, она имеет асимметричный характер: наиболее изменены осадочные породы современно-го Южного склона Большого Кавказа.

Об интенсивности и значении описываемых событий можно судить также по тому, что события на Большом Кавказе, иначе говоря, на окраине Тетиса, в большой степени влияли на развитие не только территории Предкавказья, но и более удаленных от Кавказа районов Русской плиты.

Заметим, что, кроме байосской эпохи, в ранней-средней юре отмечаются и другие эпизоды воздымания, отмеченные перерывами и даже слабыми угловыми несогласиями [Гаврилов, 2005; Леонов Ю., 1969]. Но они приурочены к краевым участкам прогиба Большого Кавказа и представляют собой, включая и наиболее заметный из них в раннем тоаре, сравнительно незначительные, рядовые, события на фоне последовательного и в целом непрерывного развития прогиба.

Характер деформации нижне-среднеюрских пород

Просматривая предыдущие главы, читатель, возможно, заметил некоторые расхождения между авторами в вопросе, касающемся характера деформаций рассматриваемой эпохи.

Согласно Д.И. Панову (см. главу 2), определяющую роль в структуре юрского терригенного комплекса, сформированной в аалене — начале байоса, играют взбросово-надвиговые дислокации. Доминируют крупные надвиговые пластины, в состав которых входят породы доюрского фундамента и перекрывающие их юрские осадочные толщи. Особенно интенсивной была деформация в осевых зонах Большого Кавказа. Вся эта система структур квалифицируются как чешуйчато-надвиговая. Но надо сказать, что главный ее каркас составляют крупные разрывы, разделяющие блоки и пластины, которые по большей части имеют все же довольно крутой наклон.

По данным М.Л. Сомина (см. главу 3), в зоне Главного Кавказского разлома и вообще на площадях с широким распространением на поверхности кристаллического фундамента развит иной стиль

структуры, характеризующийся крутым положением разрывов, осевых поверхностей складок и кливажа и интенсивным вовлечением в эти структуры комплексов основания.

Следует подчеркнуть, что в той и другой интерпретации формирование структуры связывается с действием бокового сжатия при сокращении пространства. Оба упомянутых автора подчеркивают нередко наблюдаемое конформное смятие пород юрского чехла и доюрского кристаллического основания. По Д.И. Панову, это — сжатие, образование и смещение крупных коровых пластин при ограниченной роли тектонических покровов. По М.Л. Сомину, — сжатие и формирование преимущественно складчатой, пликативной, структуры; чешуйчатые структуры в этой схеме возникают как дополнительные формы в результате побочного процесса — преобразования структур пликативных. Как бы то ни было, в обеих интерпретациях допускается лишь относительно умеренное сокращение пространства, что принципиально отличается от ультраанапистской схемы в духе С.И. Дотдугева [1986, 1989] и некоторых других авторов.

Следует, очевидно, считаться с реальным наличием обоих описанных стилей структуры. Оно имеет (помимо возможных разночтений за счет не вполне одинакового понимания используемых структурных терминов) два объяснения.

Во-первых, существуют структурные различия между отдельными зонами и их частями, в которых доминирует тот или другой стиль структуры. Они описаны в соответствующих местах текста.

Во-вторых, и это главное, следует учитывать известную общую закономерность, отмеченную, в частности, в различных местах распространения нижнеюрских пород на Большом Кавказе (данные В.Н. Шолпо, а также А.И. Гущина и Д.И. Панова по Восточному Кавказу; Ю.Г. Леонова — по Северной Осетии; Е.А. Рогожина, М.Л. Сомина и др. — по Северо-Западному Кавказу). Суть этой закономерности состоит в том, что при деформировании мощных толщ некомпетентных, легко сминаемых в целом пород (а существенно глинистые породы нижней юры — аалена относятся как раз к этому типу образований) стиль и интенсивность деформации меняются по вертикали по мере удаления от фундамента. Возникает дисгармония складчатости в разных горизонтах единой непрерывной толщи — что-то вроде резко не обособленных этажей деформации. Наиболее простые формы нарушений, и, прежде всего, складок, образуются вблизи кристаллического основания. Это именно тот стиль струк-

туры, который описан М.Л. Соминим (см. главу 3), включая аркадные складки с конформным смятием юрского чехла и доюрского кристаллического фундамента и даже блоковую тектонику. В более высоких горизонтах по мере удаления от фундамента конформный стиль складчатости пропадает, увеличивается интенсивность течения материала, и деформация становится более сложной.

Проблема деформации в средней юре в контексте плитной концепции

Складкообразование, и вообще весь комплекс событий, в средней юре представляет собой не частный эпизод, но крупное событие — эпоху, радикально изменившую зональность и геодинамический режим Большого Кавказа и Кавказа в целом. Об этом было сказано выше. Возникает вопрос: какие силы и процессы вызвали эти события? Рассматривая проблему с позиций тектоники литосферных плит, требуется обосновать такую конфигурацию и кинематику плит, которыми можно было бы объяснить случившееся. С позиций плитной концепции естественным объяснением являлась бы коллизия. Либо приходится думать о иных причинах и механизмах деформации; скажем, о каких-то механизмах «удаленного взаимодействия» плит (т.е. плит, не находящихся в состоянии коллизии). В последнем случае вопрос, безусловно, приобретает фундаментальное значение. Эту сложность отмечают некоторые авторы, в частности В.Г. Казьмин, М.Л. Сомин. В работе: [Казьмин, Тихонова, 2005, с. 32] приведены следующие слова: «...серьезная проблема связана со среднеюрской инверсией. В это время произошло замыкание Таврического и Большекавказского бассейнов, внутренних бассейнов Ирана..., сформировались складчато-надвиговые пояса, был... широко проявлен синорогенный магматизм. Никаких коллизий в этом сегменте евразийской окраины в средней юре не происходило. Что же явилось причиной столь значительного сжатия и деформации?». Отсутствие коллизионных событий в это время и сохраняющуюся постоянную ширину океана (по палеомагнитным данным) подчеркивают М.Г. Ломизе и Д.И. Панов в главе 2. В их же статье [Ломизе, Панов, 2001] предложен вариант решения данного вопроса. Тем не менее, следует признать, что окончательного ответа пока все-таки нет. А вопрос представляется важным, поскольку деформация такого масштаба без коллизии — серьезный вызов плитной концепции.

Обращает на себя внимание еще одна примечательная особенность рассматриваемой эпохи складчатости — отсутствие орогенеза, т.е. горообразования с сопутствующими явлениями (моласса и пр.) в заметных размерах. Надо сказать, что это не единственный пример такого рода. Складчатость без горообразования (как и, наоборот, — горообразование без складчатости) встречается не так редко. По-видимому, в таких случаях действуют другие причины и механизмы, не имеющие прямого отношения к коллизии. Подчеркнув на предыдущих страницах эту особенность, М.Л. Сомин в порядке обсуждения предлагает гипотетический альтернативный вариант, связывающий данное явление не с коллизионными воздействиями, а с течениями в подлитосферной мантии. Деформация в этом варианте происходит за счет затягивания материала горных пород вниз. Думается, что такой механизм заслуживает изучения и в отвлеченном (модельном) виде, и с учетом реальных особенностей тектонической структуры ниже-среднеюрских пород. Сказанное полезно принять к сведению, но без специальной проработки дальнейшее обсуждение этой гипотезы было бы преждевременным.

Аналогия с Крымом

Последовательность событий в Горном Крыму близка к тому, что наблюдается на Большом Кавказе. Это лишний раз подчеркивает связь данных элементов и одновременно ставит под сомнение версию (А.Л. Книппер и др.), согласно которой Горный Крым представляет собой экзотический террейн. По В.С. Милееву и др. [2006] и А.М. Никишину и др. [1997], Горный Крым является киммерийским складчато-покровным сооружением, частично переработанным в альпийскую тектоническую эпоху (по данным Д.И. Панова [1997a] для Крыма есть и свидетельства проявления орогенеза в раннем байосе). Тектонический режим плиоцена-квартера трактуется как дейтероорогенез. Авторы работы [Милеев и др., 2006], правда, считают, что по этим особенностям Крым «...существенно отличается от других районов Средиземноморского складчатого пояса». Однако, в свете изложенного выше, получается, что в этом отношении (и если не вдаваться в частности) он аналогичен Большому Кавказу (не забывая при этом, что мы имеем дело лишь с фрагментом Крымского сооружения). Это обстоятельство — тесная связь Крыма с Кавказом в палеотектоническом плане — для киммерийской

эпохи специально подчеркивалась Д.И. Пановым [1997а]. Напомним, что единство этих сооружений проявлялось не только в киммерийскую эпоху, но и позже. Для среднеальпийской эпохи оно, в частности, подчеркивается палеогеографической зональностью позднеюрского времени, характерным элементом которой является полоса рифовых построек (очевидно, протяженный барьерный риф) на площади, по крайней мере, от Западного Кавказа (района горных массивов Фишт и Оштен) до Горного Крыма [Кабанова, 1966].

9.3. Большой Кавказ в интервале поздняя юра — палеоген (среднеальпийская эпоха)

Итогом предыдущего раздела был вывод о том, что киммерийская эпоха завершилась формированием на территории Большого Кавказа складчатого сооружения.

После этого тектонический режим и тектоническая зональность Большого Кавказа в корне изменились [Кабанова и др., 1969; Ломизе, Панов, 1992]. Территория Большого Кавказа разделилась на две области: 1) зону Южного склона, в которой сохранилось (или возобновилось) интенсивное прогибание, выраженное флишевыми прогибами, и 2) область, лежащую к северу от нее, включающую Северный склон и Осевую зону Большого Кавказа; эта область превратилась в краевую часть северного континента (платформы), на которой располагалась система относительно спокойно развивавшихся мелководных шельфовых впадин. Главным тектоническим швом в течение всей среднеальпийской эпохи от келловей до палеогена включительно служила граница между названными элементами, приуроченная к бровке или уступу континентального склона. В современной структуре эта линия в общих чертах маркируется Главным Кавказским разломом. Но, конечно, речь должна идти о некоторой зоне, внутреннее строение и кинематические характеристики которой с течением времени могли меняться.

Строение системы бассейнов среднеальпийской эпохи можно проиллюстрировать на примере поздней юры, когда она реконструируется, пожалуй, наиболее отчетливо [Кабанова, 1966; Кабанова и др., 1969]. На территории Южного склона, к югу от указанного выше шва, в поздней юре (и позже) располагались Новороссийский и Чиауро-Дибарский

флишевые прогибы Южного склона. Непосредственно севернее, в осевой зоне Большого Кавказа, в поздней юре протягивалась цепочка рифовых массивов, отделявших бассейны с флишевым осадконакоплением от шельфовых бассейнов Северного склона. Цепочка рифов, вероятно, была непрерывной, но сейчас о ней можно судить лишь по отдельным сохранившимся рифовым массивам (горные массивы Фишт, Оштен и другие в этом же районе, гора Кюген-кая в водораздельной части рек Баксан и Чегем, некоторые другие). Эта же полоса рифов продолжалась в западном направлении на территорию Горного Крыма. В целом же, закономерная поперечная зональность позднеюрского морского бассейна (с юга на север: флиш — пояс рифов — относительно мелководный шельфовый бассейн) устанавливается по фрагментам на всем протяжении Кавказского хребта. С юга флишевый бассейн ограничивался Закавказским массивом, на границе с которым так же, как и на севере, прослеживается полоса рифов. Иногда осевую зону Большого Кавказа в это (позднеюрское) время трактуют как островную дугу [Хаин В., 1994]. Но, скорее, ее надо рассматривать как протяженную (на длину практически всего Кавказа и далее вплоть до Крыма) полосу барьерного рифа на перегибе от шельфа к континентальному склону.

Как уже было сказано, упомянутую структурную линию отождествляют с надвигом Главного хребта (или с выходом на поверхность зоны поддвига Закавказского массива под образования Главного хребта Большого Кавказа). Некоторые авторы рассматривают эту зону не просто как подвиг, но повышают ее ранг, видя в ней явление «внутриконтинентальной» субдукции (А-субдукция) или, по В.Е. Хаину, «псевдосубдукции» [Хаин В., 1994].

Намеченная картина тектонической зональности отражает ситуацию в первом приближении, поскольку внутреннее строение, так же, как и история развития всех названных тектонических единиц, не были простыми. В истории среднеальпийской эпохи выделяется ряд ярких в тектоническом отношении эпизодов. Наиболее значительными из них были эпохи позднего эоцена и майкопа.

События эоцена (среднего—позднего эоцена — конца эоцена) описаны в главах 5 и 6. В южных — флишевых — зонах в это время отмечается складчатость, вызванная сближением Закавказского массива и Большого Кавказа. Эти события сыграли решающую роль в формировании тектонической структуры флишевых прогибов Южного склона.

Они привели к смятию флишевых толщ, образованию тектонических покровов, формированию отложений дикого флиша и олистостромов.

К этому следует добавить также деформации в некоторых районах на Северном склоне Большого Кавказа (надвиговые структуры в верхнеюрских и меловых отложениях Северной Осетии и др.).

Можно думать, что описываемые события должны были наложить отпечаток на структуру также осевых зон Большого Кавказа, сложенных ниже-среднеюрскими и доюрскими породами, хотя нет прямых свидетельств того, что в результате их воздействия структура, сформированная в средней юре, претерпела значительные изменения. В качестве косвенного показателя воздействия можно указать на поведение изотопных (K-Ar и Rb-Sr) систем в глинистых породах нижней и средней юры Центрального Кавказа [Гаврилов, 2005; и др.], показавшее наличие зависимости между изменением радиологического возраста пород, с одной стороны, и интенсивностью развития в них кливажа и изменением минерального состава пород — с другой. Сделан вывод, что ведущим фактором вторичных минеральных и геохимических преобразований пород в зонах развития кливажа является стресс. Полученные для нижнеюрских пород значения радиологического возраста соответствуют в основном раннему—среднему эоцену (45–55 млн лет). Эти цифры омоложения пород в пределах точности определения возраста можно, вероятно, сопоставить с эоценовой эпохой тектонической активности и, следовательно, рассматривать их как свидетельство того, что деформация этого времени не была локализована исключительно во флишевой зоне, а в какой-то мере затронула также область развития ниже-среднеюрских комплексов Южного склона и осевой зоны.

Майкопская эпоха, по времени отвечающая олигоцену — началу миоцена (в интервале 36,0–16,6 млн лет) и представленная отложениями майкопской свиты и ее возрастными эквивалентами, в данной книге специально не рассматривалась. Тектонический режим и седиментация этого времени отличались своеобразием. В тектоническом отношении майкопское время характеризовалось формированием по периферии Большого Кавказа относительно глубоководных прогибов с большими скоростями погружения — более 5 см/1000 лет [Клавдиева, 2007 а, б] и мощным осадконакоплением. Мощность майкопской серии в прогибах (Керченско-Таманском, Индоло-Кубанском, Туапсинском, в Южно-Каспийской впадине) достигает 4–5 км [Баженова

и др., 2003; Варенцов и др., 2005; Вигинский и др., 1997; Ефимов, 1997; Казьмин и др., 2000; Никишин, Ершов, 2006; Хортов, 2006]. Не вполне ясно, что представляла собой в майкопе Осевая зона Большого Кавказа. Достоверных признаков сноса материала с нее не обнаруживается [Копп, Щерба, 1998; Хаин, 1994], и поэтому можно с определенной осторожностью предполагать, что она в это время еще не испытала инверсии и была перекрыта морем. От решения вопроса об инверсии, которую следовало бы расценивать как признак начавшегося перехода к режиму позднеальпийской эпохи (отличительной особенностью которой является горообразование), зависит оценка как места майкопского времени в истории Большого Кавказа (то ли завершающего среднеальпийскую, то ли, в случае инверсии, начинающего позднеальпийскую эпоху), так и положения границы между среднеальпийской и позднеальпийской эпохами.

Специфика седиментации определялась поступлением в майкопский бассейн аномально больших масс Mn, Fe, редкоземельных элементов, а также Co_{org} и биофильных элементов [Баженова и др., 2003; Варенцов и др., 2005; Столяров, Ивлева, 2004]. Большинство авторов связывают эти особенности майкопской седиментации с обогащением упомянутыми компонентами вод Мирового океана: время олигоцен — ранний миоцен относится к эпохе глобального углеродистого накопления [Баженова и др., 2003].

Что касается причин образования майкопских прогибов и впадин, то конкретной концепции на этот счет пока не предложено, хотя соображения общего плана высказывались. Чаще всего обращают внимание на их формирование вслед за складчатостью (коллизией, эпохой сжатия) в позднем эоцене. По В.Г. Казьмину и др. [2000], обстановка этого времени определялась «импульсом растяжения, последовавшим за фазой сжатия в конце эоцена». Решение этого вопроса еще впереди, но ясно, что «майкопский стиль» тектоники и седиментации был характерен не только для Кавказа, но практически для всей Кавказско-Черноморской части альпийского пояса вплоть до Карпат, что свидетельствует о том, что причины майкопского «режима» были не просто узко региональными. При этом в интересующем нас ракурсе следует констатировать, что, при всей значительности майкопских событий, нет оснований связывать с ними деформации, которые могли бы оказать заметное воздействие на ранее сформированную тектоническую структуру Большого Кавказа.

Таким образом, несмотря на отмеченные эпизоды тектонической активности разного характера, киммерийская тектоническая структура, образовавшаяся в средней юре и зафиксированная в строении ниже-среднеюрского комплекса пород, и сложившаяся после этого тектоническая зональность кардинально не были нарушены или преобразованы вплоть до неогена—квартера, когда, в ходе новейшего орогенеза (в позднеальпийскую эпоху), сформировалась современная структура Большого Кавказа. Исключение отчасти составляет зона Южного склона, в которой имели место деформации в эоцене. Это позволяет, не останавливаясь более подробно на особенностях тектонического режима разделяющего их промежутка времени, рассмотреть тектоническую обстановку и характер деформаций позднеальпийской эпохи.

9.4. Позднеальпийская стадия развития Большого Кавказа

Одним из отправных пунктов при оценке роли позднеальпийских деформаций служит неоднократно подчеркнутый выше вывод о принципиальном значении киммерийской складчатости в образовании тектонической структуры ниже-среднеюрского комплекса отложений. Тем самым, процессы позднего кайнозоя не несут, образно говоря, ответственности (по крайней мере, полной ответственности) за формирование инфраструктуры этого комплекса. Сказанное, конечно, не означает, что переработки вообще не было. Параллельно с деформацией более молодых комплексов и в условиях интенсивного дифференцированного воздымания (вызванного, в конечном счете, сжатием) не могло не произойти повторного усложнения структуры также и более древних комплексов горных пород. На этом вопросе мы остановимся дальше.

Кавказ как часть коллизионной системы Аравии — Евразии

Для понимания геодинамического режима позднеальпийской (позднекайнозойской) эпохи ключевую роль играет информация о главных особенностях тектонической структуры Большого Кавказа в позднем кайнозое на фоне его рамы, т.е. территории Кавказско-Аравийского сектора альпийского пояса в целом, и его северного форланда — Пред-

кавказья (Скифской платформы) и южных районов Восточно-Европейской платформы. Такой подход позволяет понять место Большого Кавказа в более общей геодинамической системе.

Несмотря на то, что Большой Кавказ представляет собой сильно расчлененное сооружение с высокогорным рельефом и с наглядно выраженной вертикальной составляющей тектонических движений, и хотя он занимает особое, краевое, положение в системе альпийских структур и в большой своей части подстилается ранее консолидированной корой (и даже «дважды консолидированной» — в конце палеозоя и в средней юре), в свете имеющихся на сегодня данных не приходится сомневаться в образовании его в обстановке сжатия, обусловленного коллизией Аравийской и Евразийской плит. Это было ясно достаточно давно из общих соображений, так сказать, на качественном уровне (например: [Хаин В., 1994]), но с наибольшей определенностью следует из того, что кайнозойские деформации Большого Кавказа вписываются в систему коллизионных структур данной части альпийского пояса от Аравийского выступа до Большого Кавказа включительно.

Принадлежность этой области к единой в геодинамическом отношении системе вытекает из результатов многих исследований, но полнее всего доказывается выполненным М.Л. Коппом структурным анализом. Как показано в главе 8, вся рассматриваемая — Периаравийская (по его терминологии) область, включая Большой Кавказ, деформируется как единая система в поле субмеридионального сжатия под влиянием процессов в ансамбле сближающихся литосферных плит. Ведущая роль принадлежит смещению в северном направлении, на сближение с Евразией, Аравийского выступа, играющего роль индентора. Давление от него передается всем тектоническим элементам Малокавказского синтаксиса, достигая Большого Кавказа. Режим сжатия остается главным структурообразующим и, во всяком случае, структуроконтролирующим (поскольку им определяется структурный рисунок) фактором на протяжении всей позднеальпийской эпохи, включая начальные ее фазы, соответствующие времени «мягкой» коллизии, по Н.В. Короновскому, до времени заключительной — «жесткой» коллизии. По мнению М.Л. Коппа, позднеколлизионная структура Большого Кавказа формировалась при поперечном к нему горизонтальном сжатию и компенсационном удлинении по вертикали и вдоль орогена. При этом непосредственным ближним источником сжатия Большого

Кавказа служит давление со стороны Закавказского массива.

Заметим, что геодинамическое единство всей области подтверждается также анализом сейсмичности [Архипова, 2006]. Одинаковый или, по меньшей мере, хорошо коррелирующийся временной ход сейсмичности в отдельных частях (доменах) Аравийско-Евразийской коллизионной области приводит к выводу, что эта область представляет собой сложную, но единую сейсмогеодинамическую (подчеркнем здесь слово геодинамическую) систему.

При всей определенности вывода о формировании тектонической структуры Большого Кавказа, а также и его северного форланда в поле латерального (меридионального) сжатия интерес представляют размеры сокращения пространства. Соответствующая информация приведена в главе 8. Для этапа коллизии (неоген, начиная приблизительно с сармата, и квартал) величина сокращения оценивается в интервале от 60 до 200 км и даже, по Л.М. Расцветаеву [2002], до 200–400 км, исходя из: 1) данных о скорости (и направлении) сближения плит, 2) данных структурного анализа, 3) основанных на палеомагнитных данных реконструкциях кинематики Малокавказской дуги, изгиб которой имеет, по данным М.Л. Баженова и В.С. Буртмана [1990], вторичное происхождение. Но остается еще следующий вопрос: как распределяется это сокращение пространства в плане? Из общих соображений ясно, что величина сокращения убывает по направлению к северу, сокращаясь до минимума на площади форланда. Но какая доля приходится при этом на Большой Кавказ? Одним из ключевых объектов для решения этих вопросов служит зона Главного Кавказского разлома, рассматриваемая ниже.

Коллизионная структура форланда

К этому же ансамблю структур, образованных в поле коллизионного субмеридионального сжатия, относятся новейшие структуры форланда — территории Северного Кавказа, Скифской платформы и, далее, южной части Русской плиты (Восточно-Европейской платформы) (подробнее см. главу 8, а также: [Копп, 2004; Леонов и др., 2001]). Новейшая структура ближайшего форланда (Северный Кавказ) и более удаленной территории формировалась одновременно со структурой Большого Кавказа в обстановке коллизии, обусловленной сближением плит.

Указанный тезис хорошо обоснован фактическим материалом и не вызывает сомнений. И, вместе с тем, некоторая недоговоренность в этой схеме присутствует и требует объяснения. Дело в том, что Большой Кавказ в коллизионной системе играет роль относительно жесткого упора. В рассматриваемое время он представляет, как уже было отмечено выше, краевую часть континента, принимающую на себя давление с юга, но выдерживающую это давление без нарушения своей общей, линейной в плане формы. Ненарушенная линейная форма Большого Кавказа отчетливо контрастирует со структурными дугами Малого Кавказа. Большой Кавказ представляет собой упор для дуг Малокавказского синтаксиса. Механизм передачи усилий от прямолинейного коллизионного пояса Большого Кавказа на север — в пределы форланда и дальше безусловно заслуживает специального анализа.

Для определения этого механизма полезно вспомнить, что поле субмеридионального сжатия образуется за счет встречного движения двух литосферных плит и что, кроме Аравийского выступа, свою лепту в его формирование вносит смещающаяся в южном направлении Евразийская плита. Поэтому можно допустить, что давление со стороны Аравии распространяется вплоть до Большого Кавказа включительно, но им же блокируется (демпфируется) передача этого давления дальше к северу. В этой ситуации активная роль в деформации форланда переходит к движущейся к югу Евразийской плите. С этим выводом согласуются результаты изучения напряжений и деформаций рассматриваемой территории по данным мезоструктурного анализа (изучения трещиноватости), выполненного О.И. Гуценко. Не вдаваясь в детали, изложенные в работе [Леонов и др., 2001], заметим, что по этим данным, во-первых, вся территория от центральных районов Восточно-Европейской платформы до Большого Кавказа находится в одном непрерывном поле напряжений и деформаций; во-вторых, активным фактором в этом случае является движение к югу Евразии.

В контексте обсуждаемой проблемы следует упомянуть о взглядах, отличающихся от взглядов, изложенных выше. В наиболее полном виде они отражены в работе В.И. Макарова и др. [2006]. В их основе лежат результаты исследования неотектоники в области сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ. Сами по себе эти результаты новы, интересны и не ставятся под сомнение. Но нельзя согласиться с логикой, руководствуясь которой авторы опровергают модель коллизи-

онного воздействия Альпийского пояса (Большого Кавказа и пр.) на платформу. Дело в том, что использованный в работе В.И. Макарова с соавторами [2006] методический подход и полученный ими материал ориентированы на реконструкцию только вертикальной составляющей неотектонических движений, но в принципе не пригодны для решения интересующей нас здесь проблемы — выяснения латеральных связей между деформациями в коллизийной области и на платформе. Для решения этой задачи требуются другие методы и другие группы данных, дающие возможность установить латеральные соотношения структур, чему и посвящен материал главы 8 этой книги. Данные и выводы, рассмотренные в работе В.И. Макарова и др. [2006], лежат в другой плоскости, и их неправильно использовать для суждения о правомерности развиваемой здесь модели.

Главный Кавказский разлом: морфология и характер смещения

Одной из структур, от понимания которых зависит вывод о размерах горизонтального сокращения коры в позднеальпийскую эпоху, является Главный Кавказский разлом (чаще именуемый надвигом Главного хребта). Согласно распространенному мнению, он выражен в современной структуре крупным надвигом или, скорее, поддвигом Закавказского массива на север под Большой Кавказ, с большой амплитудой перекрытия Закавказского массива (южного — лежащего крыла). Как уже говорилось, В.Е. Хаин предложил рассматривать эту структуру как зону псевдосубдукции. Но как бы ни описывать морфологию разлома, суть его в главном не меняется: он представляет собой шов на границе Евразийской плиты с консолидированной палеозойской (в данной области) корой и Закавказского массива.

Имеющиеся сейчас материалы позволяют с достаточной степенью уверенности сделать вывод, касающийся современной морфологии Главного Кавказского разлома. Повсюду, где возможны геологические наблюдения, по прямым либо косвенным данным устанавливается крутой наклон разлома. По крайней мере, это установлено для центрального сектора Кавказа приблизительно на отрезке между районом горных массивов Чугуш и Фишт (около 40° в.д.) на западе и территорией Азербайджана на востоке.

Обоснование такого вывода приведено многими исследователями, включая наблюдения авторов данной книги. Упомянем некоторые работы последних лет. По Ф.Л. Яковлеву [2006], в междуречье Большой Лиахви и Риони южная граница мегантиклинория Большого Кавказа — это крутой с наклоном к северу разрыв — сброс (или взброс?) с итоговой (в современной структуре) амплитудой более 10 км, скорее всего порядка 15 км. Аналогичный вывод сделан на основе тщательного анализа в работе Ю.П. Видяпина и М.Л. Сомина [2007] для района Санчаро-Авадхара Северо-Западного Кавказа; авторы интерпретируют зону Главного Кавказского разлома как глубинную долгоживущую область повышенной магматической проницаемости и тектонической активности, не менявшую своего местоположения с палеозоя до настоящего времени. Это, а также соображения, вытекающие из структурного анализа [Яковлев, 1997, 2002], указывает на возможность лишь очень небольшого сближения (километры) и не позволяет, по заключению автора, принять «обычную схему поддвижения Закавказского массива под Большой Кавказ как основную причину формирования складчатой структуры» [Яковлев, 2002, с. 99].

Аналогичная трактовка Главного Кавказского разлома (Главного надвига) в более широком контексте дается в работе Ш.А. Адамин с соавторами [1989], где подчеркивается, что в структуре Главного надвига ведущая роль принадлежит крутым чешуйчатым структурам и взбросам. Структуры этого типа, а не пологие крупные надвиги с большим горизонтальным перекрытием, определяют стиль строения осадочного чехла мегантиклинория Большого Кавказа.

Крутой или даже вертикальный наклон разлома прослеживается на глубину по геофизическим данным [Шемпелев, 1978; Шемпелев и др., 2001, 2005]. В первой, более ранней из указанных работ [Шемпелев, 1978] наклон разлома на глубине определялся в 55–75°. По данным более поздних исследований [Шемпелев и др., 2001, 2005], почти вертикальный разлом трассируется на рассматриваемой территории до глубин около 80 км, т.е. до подошвы коры и даже глубже.

Все это в совокупности свидетельствует о том, что Главный Кавказский разлом представляет собой взброс с огромной величиной вертикального смещения, но без большой горизонтальной составляющей.

Сказанное выше относится, как уже было отмечено, к западной и центральной частям Большого

Кавказа. На восточном фланге Большого Кавказа ситуация более сложная. По мнению Т.Н. Кенгерли, который недавно, с участием ряда других исследователей, обобщил данные по тектонике азербайджанской части Большого Кавказа [Геология Азербайджана, 2005], «Главный Кавказский глубинный надвиг» и здесь служит границей Северо-Кавказской плиты (микроплиты) и зоны Южного склона Большого Кавказа. При этом структуры зоны Южного склона сорваны со своего основания и по Краснополянско-Зангинскому разлому надвинуты на комплексы Кахети-Вандам-Гобустанской зоны. Последняя является аналогом Гагра-Джавской зоны, которая занимает симметричное положение в тектонической структуре западного фланга Большого Кавказа. По этим данным, видимая амплитуда надвигания по Главному Кавказскому разлому составляет 10–15 км. Правда, из общих соображений смещение оценивается величиной порядка 100–125 км, но убедительных аргументов для этого нет.

Что касается глубинного строения, то, по геофизическим данным [Шемпелев, 1978], зона Главного Кавказского разлома здесь, на востоке Большого Кавказа, более расплывчата, чем в более западных районах: на глубине она четко не трассируется, а ближе к поверхности, в верхних структурных этажах чехла, представлена пакетами надвигов и чешуй. И вообще, приведенные в книге Геология Азербайджана [2005] геолого-геофизические разрезы с отчетливым преобладанием на глубине вертикальных глубинных нарушений (см. с. 51–52) не дают оснований говорить о заметных латеральных амплитудах и перекрытиях. Иное дело — строение чехла и в особенности его верхних горизонтов. Но это — другая тема, касающаяся не столько строения Главного Кавказского разлома, сколько вопросов деформации чехла, в том числе бескорневых деформаций, о чем речь будет идти дальше.

Укажем еще на показательную закономерность распределения глубоких землетрясений в восточной части Большого Кавказа, на которую обратил внимание М.Л. Сомин, основываясь на данных А.А. Годзиковской и С.Л. Юнги о распределении глубоких землетрясений. Они локализованы здесь в широкой полосе северо-северо-западного простирания, т.е. поперек, а не вдоль кавказских структур, как полагалось бы при субдукции Закавказского массива под Большой Кавказ.

Таким образом, все имеющиеся данные, которые свидетельствуют о крутом наклоне Главного Кавказского разлома в его современном виде, не согла-

суются с представлениями о значительной амплитуде горизонтального перекрытия по нему и, тем самым, противоречат ультранаппистской, «гималайской», модели Большого Кавказа (Г.И. Баранов, С.И. Дотдугев, В.Е. Хаин), базирующейся на представлении о крупном, порядка 100 км, горизонтальном смещении к югу всей области Главного Кавказского и Передового хребтов вдоль надвига Главного хребта в позднеальпийское время.

С большей осторожностью приходится говорить о морфологии разлома и режиме движений по нему в течение среднеальпийской эпохи в интервале от поздней юры до палеогена.

С одной стороны, существуют данные, или, скорее, соображения, которые плохо увязываются с мнением о значительной горизонтальной компоненте смещения по данному разлому в указанное время. Они изложены в главе 3 данной книги (см. также: [Видяпин, Сомин, 2007]). Не повторяя сказанного там, отметим лишь одно обстоятельство: в Северной Сванетии имеется группа гранитных массивов (Эцерский и др.), которые залечивают зону разрыва перед поздней юрой. Это, казалось бы, указывает на отсутствие крупных горизонтальных смещений после средней юры. Получается, что горизонтальное сокращение коры по Главному Кавказскому разлому, сколь бы мало или велико оно не было, могло быть реализовано в основном до поздней юры во время киммерийского тектогенеза.

С другой стороны, приходится принимать во внимание и некоторые соображения обратного характера, такие как: 1) необходимость найти место сокращению пространства в Кавказско-Аравийском секторе, вызванному сближением Аравийской и Евразийской плит, которое вытекает из реконструкций на основе палеомагнитных данных; 2) необходимость согласования с разумной моделью формирования флишевых прогибов, которая предусматривает большую ширину бассейна, чем наблюдаемая ныне ширина флишевых синклиналий Южного склона Большого Кавказа.

Таким образом, остается существенный для понимания альпийского развития Большого Кавказа вопрос: как согласовать современную морфологию Главного Кавказского разлома — нарушения с крутым положением сместителя — с аргументами в пользу поддвига (или даже субдукции) в этой зоне в поздней юре — палеогене.

Выходом из этого противоречия, вероятно, служит допущение, что требуемое пунктами 1) и 2) сокращение пространства реализовывалось в основном к югу от зоны Главного Кавказского разлома.

В этой схеме Большой Кавказ играет роль относительно устойчивого упора, сохранявшего свое автохтонное положение. Флишевые комплексы были интенсивно деформированы вначале в позднем эоцене и затем — в позднем кайнозое при столкновении с этим упором за счет расплющивания и, вероятно, гравитационного соскальзывания к югу. В этом случае они могут рассматриваться как аккреционные образования, но не столько пододвинутые под северный блок, сколько прижатые к нему.

Можно, конечно, допустить, что в поздней юре — палеогене Главный Кавказский разлом был более пологим и представлял собой зону поддвига с некоторой (очевидно, небольшой) горизонтальной составляющей, а крутое или субвертикальное положение зоны отвечает только современной ситуации. Тогда приходим к ранее высказанному предположению [Леонов и др., 2001], согласно которому современный (позднекайнозойский) разлом был трансформирован из наклонной зоны поддвига.

Сказанное выше относится прежде всего к области Центрального и, вероятно, Западного Кавказа. Исходя из большой мощности и вообще более широкого развития аккреционных образований на территории Юго-Восточного Кавказа, некоторые авторы [Хаин В., 1994] здесь предполагают более значительные размеры поддвигания. Однако такое впечатление, возможно, складывается из-за того, что в этих районах — на фланге складчатого сооружения — на поверхности развиты наиболее высокие этажи складчатой структуры, в которых эти формы развиты и которые уничтожены эрозией в высокоподнятых центральных частях Большого Кавказа.

Особенности позднеальпийской складчатой структуры

Большой Кавказ в позднеальпийскую эпоху испытал мощное горообразование с сильным вертикальным воздыманием и дифференцированным вертикальным смещением блоков. Вопрос, касающийся деформации мезозойских и кайнозойских, т.е. альпийских в широком смысле, комплексов удобно разделить на две части и рассмотреть его по отдельности: 1) для Осевой зоны Большого Кавказа (точнее — для площади развития нижнеюрских и среднеюрских пород) и 2) для периферических зон, сложенных отложениями от верхней юры и моложе.

Тектоническая структура Осевой зоны в пределах указанной площади в основе своей имеет ким-

мерийский возраст. Усложнения в нее были внесены в последующие эпохи — в среднем-позднем эоцене (предолигоценная складчатость) и в неогене-квартере (позднеальпийская складчатость). Эоценовая деформация была весьма интенсивной в зонах Южного склона, но масштаб ее влияния на рассматриваемую внутреннюю часть Кавказа неясен. Признаки ее, как было отмечено выше, здесь имеются, но нет оснований считать ее значительной. Что касается позднеальпийской складчатости, то деформация этого времени (дополнительная к уже имевшейся киммерийской структуре и лишь в какой-то степени усложнившая ее) происходила за счет интенсивного воздымания и одновременного (возможно, не постоянного, а проявлявшегося во времени эпизодически) бокового сжатия. По морфологии структурные формы этого времени напоминают блоковую складчатость, более простую в нижних этажах деформации вблизи основания и усложняющуюся на верхних уровнях. Представляется, что эта обстановка более всего соответствует описанной Л.М. Расцветаевым модели содвига [Расцветаев, 2002 и др.]; к ней мы вернемся в последнем разделе данной главы.

В периферических зонах, т.е. в области развития более молодых отложений Южного склона и флангов (периклинальных частей) Большого Кавказа, доминирует, очевидно, тектоника чехла, до определенной степени не затрагивающая основание. Подробно этот вопрос рассматривается М.Л. Коплом в главе 8. Кроме сложных складчатых структур, в этих районах наблюдается широкое развитие чешуй и тектонических покровов. Многие из них, как, например, Воронцовский покров и другие на западе, Баскальский покров и другие на востоке, имеют гравитационный генезис. В частности, реконструкция полей напряжений в породах Воронцовского покрова показывает его образование в результате оползания (простой сдвиг вдоль его подошвы), а не бокового давления [Яковлев, Сим, 2007]. На Северо-Западном Кавказе главную роль в складчатой структуре играют чешуйчатые надвиги и четко выраженная билатеральная тектоническая зональность с Псебепско-Гойтхским антиклинорием в осевой части. Парагенезис развитых здесь складчатых и надвиговых дислокаций свидетельствует о ведущей роли горизонтального сжатия [Попков, 2006].

Бескорневой характер деформации подчеркивается также данными по тектонической структуре чехла в передовых прогибах и впадинах (см. главу 8 данной книги). Особенно подробно этот вопрос

проанализирован М.Л. Коппом, который на примере Среднекуринской впадины показал, что деформация чехольных отложений имеет внутриформационный, существенно бескорневой характер.

Наконец, необходимо подчеркнуть большую роль в позднеальпийской структуре сдвиговых деформаций (подробнее см. главу 8 и работу [Расцветаев, 1989]).

Бескорневой характер структур в некоторых районах по периферии горного сооружения Большого Кавказа обусловлен влиянием дополнительных факторов, стоящих в одном ряду с диапиризмом и грязевым вулканизмом. Для Предкавказья таким весьма действенным фактором служит эвапоритовая, в том числе соленосная, толща киммериджа–титона. Мощность эвапоритовых и соленосных отложений этого возраста достигает в Восточном Предкавказье (Терско-Каспийский прогиб, Терско-Сунженский район) 1000 м, в Западном Предкавказье (Западно-Кубанский — Индоло-Кубанский — прогиб, Адыгейский выступ) превышает 2000 м [Геология и нефтегазосность..., 2001]. Связанный с этими толщами галокинез вызвал образование таких крупных структур, как Терская и Сунженская антиклинали. По своему местоположению, линейной форме они вписываются в коллизионную систему (парагенез) структур. Но их морфология (крупные, с большой вертикальной амплитудой диапировые складки), эффектная выраженность обязаны соляной тектонике. Причем, на верхних уровнях в диапировых ядрах Терской и Сунженской антиклиналей принимают участие также пластичные майкопские отложения.

Эвапориты киммериджа–титона имеют отношение к еще одному интересному, но гипотетическому аспекту позднеальпийской геодинамики Большого Кавказа. Имеется в виду возможная связь с эвапоритами полиметаллического оруденения. Некоторые авторы ставят этот вопрос даже шире — как связь нескольких явлений: оруденения Садонского рудного пояса; эвапоритов, поставляющих металлоносные растворы [Скрипченко, Пруцкий, 2006]; гранитоидного интрузивного магматизма в рудных районах Садона, Фиагодна и др.; повышенного геотермального потенциала ряда районов (Дагестан и др.). Вполне правдоподобно, что все эти явления связаны в одну систему, в основе которой лежит поступление тепла, активизирующего все перечисленные компоненты системы.

Идея названных авторов [Скрипченко, Пруцкий, 2006] состоит в комбинации двух процессов: 1) поступления из Предкавказья тяжелых металлоносных рассолов, генерировавшихся в соляных толщах

киммериджа–титона, и 2) возникновения за счет указанных интрузий на пути этих рассолов теплового барьера, у которого и происходило образование руд. Эта идея — отложение руды из рассолов в результате резкой декомпрессии в потоке рассола — подкрепляется материалами по Челекену, где источником металлоносных рассолов (из которых в стволах буровых скважин в настоящее время, прямо на глазах, происходит выпадение металлов) служат эвапоритовые породы перми–триаса; мобилизация рассолов происходит на глубинах 10–15 км [Скрипченко, 1989].

Дагестанский клин

Тектоническая структура, да и само существование Дагестанского клина (выделенного Н.С. Шатским в начале прошлого века [Шатский, 1929]) вносит некоторый диссонанс в простое, в целом, строение Северного склона Большого Кавказа. Здесь имеется две, очевидно взаимосвязанные, проблемы: одна из них — причины и механизм возникновения складчатости Известнякового Дагестана, другая — характер соотношения Известнякового Дагестана с форландом, а точнее — вопрос о надвигании Дагестанских структур на форланд в северном и северо-восточном направлениях.

Первая из названных проблем — механизм складчатости — в настоящее время не получила окончательного решения. При создании возможной модели следует учитывать две характерные особенности морфологии складок Известнякового Дагестана. Во-первых, складки в основном относятся к типу коробчатых. Наиболее отчетливо коробчатая форма складок выражена на уровне компетентных карбонатных пород верхней юры и нижнего мела; причем местами (но не всегда) в ядрах антиклиналей и, в особенности, в местах перегиба от свода к крыльям наблюдаются признаки нагнетания материала с возникновением дисгармонии между породами ядра и крыльев, с подворотами крыльев, иногда с характерными осложнениями в виде «ушей» складок [Криволуцкий, 1954; Шолпо, 1978]. Во-вторых, для всего ансамбля складок характерно горизонтальное положение зеркала складчатости. Оно образует хорошо выраженную горизонтальную ступень, отделенную резкими флексурными перегибами (или крутыми разрывами) как от относительно приподнятой ступени Главного и Бокового хребтов, так и от опущенной ступени предгорий [Васильев, 2006; Сорский, Шолпо, 1962; Шолпо, 1978]. Такое

положение зеркала складчатости наводит на мысль о плоской — субгоризонтальной поверхности в основании данного ансамбля складчатых структур.

Не претендуя на окончательное решение, заметим, что эти особенности согласуются с представлением о формировании складок за счет субгоризонтального срыва в основании (в данном случае его существование можно предполагать в толще относительно пластичных пород нижней—средней юры), сопровождавшегося нагнетанием пород. Близкими аналогами такой структуры являются: складчатость чехла Юрских Гор; по-видимому, складки чехла Таджикской депрессии, а на Кавказе — складки Абхазско-Рачинской зоны. Все они представляют собой дисгармоничные сорванные чехольные образования. Альтернативный механизм — блоковая складчатость, как это допускается в работах А.А. Сорского, В.Н. Шолпо, — представляется маловероятным. В частности, в нем трудно найти объяснение горизонтального положения зеркала складок.

Решение второй проблемы, касающейся надвижения Дагестанского клина в северном направлении, зависит главным образом от интерпретации данных сейсморазведки и отчасти глубокого бурения. Согласно этой интерпретации, приведенной в работах ряда авторов [Короновский и др., 1987; Соборнов, 1995; Соколов, 2001], на границе Горного Дагестана и предгорий на глубине описывается структура типа «клино-надвигов». В общих чертах она представляет собой сложный дуплекс, состоящий из нескольких пластин, надвинутых одна на другую в направлении к северо-востоку. Главные пластины (снизу вверх): Махачкала-Дербентская, Талгинская, Хадум-Эльданская. В их строении участвуют отложения, начиная с верхней юры и, вероятно, нижней—средней юры.

Возможна, однако, и другая интерпретация сейсмического материала. По мнению Ю.А. Воложа (устное сообщение), если на сейсмограммах и имеются признаки вергентности структур, то ориентированные в обратном направлении — со стороны платформы к югу в сторону Дагестана.

В литературе приводятся также дополнительные соображения, плохо согласующиеся с идеей значительного выдвигания массива коры, соответствующего Дагестанскому клину, к северу. Главные из них (например, по А.К. Васильеву [2006]): отсутствие четкого дугообразного рисунка осей антиклиналей в плане и отсутствие, также в плане, следов сдвиговых смещений по поперечным разрывам, принимаемым за границы Дагестанского клина — Чер-

ногорского и Андийско-Кумторкалинского разрывов на северо-западе и Гамриозеньского разрыва на юго-востоке (если вообще имеются, в чем нет уверенности, основания для выделения таких разрывов). Вряд ли эти соображения должны рассматриваться в качестве решающего аргумента, но не считаться с ними было бы неправильно.

Транскавказское поперечное поднятие и его роль в позднеальпийской геодинамике и в размещении магматизма

Представление о Транскавказском поперечном поднятии (далее ТПП), начиная с работ Н.С. Шатского, прочно укоренилось в литературе. Оно выделяется как сквозная, морфологически выраженная положительная структура земной коры. К ней приурочены поднятия во всех тектонических элементах и зонах Закавказья (Дзирульский массив и пр.), Кавказа (Центральный Кавказ) и Предкавказья (Ставропольский массив); она служит «водоразделом» для пар прогибов: Западно-Кубанского и Терско-Каспийского к северу от Большого Кавказа и Рионского и Куринского к югу от него. В ходе альпийской истории эта полоса поперечных поднятий временами проявлялась более отчетливо, временами подавлялась широкой зональностью.

Но в остальном нельзя сказать, чтобы ТПП как структурный элемент (о приуроченном к нему магматизме дальше будет сказано особо) играло заметную роль в тектонических процессах позднего кайнозоя. Как, впрочем, преувеличением вообще оказывается широко распространенное мнение о роли в структуре и других поперечных тектонических нарушений. Наиболее крупные, называемые иногда транскавказскими, в особенности те из них, которые трассируются через всю ширину альпийского пояса, как, например, Аграхан-Тбилиско-Левантинская зона [Короновский, 1994], являются, скорее всего, артефактами. Они получаются в результате объединения в одну линию или зону отдельных разрозненных, в том числе и крупных, нарушений, каждое из которых может вписываться в структурный рисунок на своем месте (имея в этом случае местное или региональное значение), но не продолжается за его пределы. Их можно, конечно, интерпретировать как «зоны концентрации тектонических деформаций» [Короновский, 1994], но большого реального структурного смысла они не имеют.

Приблизительно такая же ситуация и в случае с ТПП. На территории Большого Кавказа имеется очень мало связанных с ним явных поперечных нарушений. Это относится и к выделяемым здесь, прежде всего, в Эльбрус-Минераловодском районе, системам «космолинеаментов» [Новейший и современный вулканизм..., 2005]. Ничего примечательного в этом смысле здесь не наблюдается, и, кроме того, следует, вероятно, принимать во внимание эффект консеквентной речной сети. В то же время показано [Милановский и др., 1989], что ведущую роль в неотектонике Эльбруско-Минераловодского района, как и вообще на Большом Кавказе, играет субмеридиональное сжатие.

В работах некоторых авторов, например, в упомянутой выше работе [Новейший и современный вулканизм..., 2005], преувеличивается также значение некоторых других показателей особенно высокой тектонической активности ТПП. В первую очередь это относится к сейсмичности. По плотности эпицентров и частоте землетрясений Восточный Кавказ не только не уступает району ТПП, но, по-видимому, превосходит его. То же, по-видимому, относится и к Западному Кавказу, особенно, если учесть данные по палеосейсмичности, которые показывают близкий уровень сейсмической активности (магнитуда до 6,5–7) в Эльбруско-Минераловодском районе (за последние 6000 лет несколько событий с магнитудой до 7) и на Западном Кавказе (землетрясения с магнитудой до 7 в период от 8000 лет до 1799 г.) [Рогожин и др., 2005; Рогожин, Овсяченко, 2005].

Вместе с тем, повышенной активностью ТПП безусловно отличается. Но проявляется она в других характеристиках, главным образом в локализации магматизма, а не в реально наблюдаемых складчатых либо разрывных нарушениях любого масштаба.

Новейший (орогенный) магматизм Большого Кавказа является частью магматической (с преобладанием вулканической составляющей) провинции верхнего миоцена — квартера, занимающей площадь от Армении до центральной части Большого Кавказа и района Эльбруса и Кавказских Минеральных Вод. На Кавказе он сосредоточен в полосе ТПП. Данные о вулканизме рассмотрены в главе 6 данной книги. По Н.В. Короновскому и Л.И. Деминой, его проявления в основном связаны со структурами растяжения.

Существуют разные варианты определения геодинамической обстановки проявления рассматриваемого магматизма. Наиболее убедительной пред-

ставляется идея совмещения, взаимного наложения двух разнородных режимов. Но дальше, в работах отдельных авторов, эта идея конкретизируется в разных вариантах.

Например, в работе А.М. Борсука и др. [1989] сделан вывод о совмещении коллизионной и «начальной рифтогенной» обстановок, что, безусловно, не выдерживает критики (еще раз напомним, что речь идет об ареале вулканизма от Армении до района Кавказских Минеральных вод). Приблизительно в таком же смысле, и также без малейших к тому оснований, данная трактовка ТПП перенесена и в более поздние работы [Типы магм..., 2006; Коваленко и др., 2007], в которых коллизионная структура Кавказа рассматривается как северное окончание Восточноафриканско-Транскавказского рифтового пояса и где утверждается, что рифтовый пояс прослеживается от предгорий Кавказа (район Минеральных Вод) до Танзании.

В общности причин неоген-четвертичного вулканизма в пределах ТПП в Закавказье и на Большом Кавказе сомневаться не приходится. На это, кроме общности размещения в пространстве, указывает синхронность эпох и эпизодов вулканизма на всей этой площади, в том числе наиболее показательного вулканизма основного состава [Бубнов и др., 2006; Лебедев и др., 2006]. Но это — еще не причина для отнесения этой территории его проявления к категории рифтовых структур. Такого рода высказывания, в которых обнаруживается вольное использование термина «рифт» и которые, судя по тому, что они повторяются, не являются случайной оговоркой, побуждают коснуться терминологии. Рифт — понятие, прежде всего, структурное. Когда нет структурных признаков рифта, а именно так обстоит дело на Большом Кавказе, как, впрочем, и в Закавказье, то разговоры о рифте беспочвенны. Можно объяснять рассматриваемый вулканизм (и интрузивный магматизм) существованием активной зоны в мантии и даже трассировать эту зону, как и пояс новейшего вулканизма, от района Кавказских Минеральных вод до Танзании — такое решение, возможно, выглядит субъективным, но для него есть основания. Суждения о рифте, однако, выходят за эти рамки.

Что же касается геодинамической обстановки проявления вулканизма, то наиболее удачным представляется вариант, предложенный в работах: [Бубнов, Гольцман, 2005; Бубнов и др., 1999], в котором рассматривается сочетание коллизии (по авторам, коллизии типа «континент–континент») и обстановки горячего (внутриплитного, по авторам)

поля. Эта схема удовлетворительно объясняет особенности состава вулканических излияний и другие характеристики вулканизма и не противоречит реальной геологии Большого Кавказа.

Таким образом, если рассматривать вулканизм ТПП не просто в контексте коллизионного процесса, формирующего современную структуру Большого Кавказа, а в контексте другого (возможно, независимого от коллизии, но, возможно, и опосредованно с ней связанного) процесса — развития горячего поля (плюма?), то все становится на свои места. В этой схеме логичное объяснение находят практически все особенности магматизма: 1) ареал его развития; 2) приуроченность магматизма в целом к одному временному интервалу (поздний миоцен — квартал) и, в особенности, синхронность (хотя и не вполне полная тождественность на Большом и Малом Кавказе) отдельных импульсов [Бубнов и др., 2006; Лебедев, Чернышов, 2006; Лебедев и др., 2006]; 3) петрохимический состав продуктов интрузивного магматизма и вулканизма (см. ссылки выше и главу 7 в данной книге); 4) отсутствие прямой зависимости от тектонической зональности коллизионного происхождения.

Современные движения по данным GPS

Данные GPS по состоянию на начало 2000-х годов обобщены в ряде работ; здесь использована работа: [Новейший и современный вулканизм..., 2005]. Северо-Кавказский массив, по этим данным, входит в состав Евразийской плиты вместе со Скифской платформой и ВЕП (относительно этой плиты он представляет собой неподвижный блок).

В общих чертах наблюдается следующая картина смещений. Малый Кавказ смещается в направлении ССВ. Скорость смещения на территории от Мисхано-Зангезурского массива до Кахетино- (Рача)-Лечхумского шва уменьшается с юга на север (за период 1991–1994 гг.): от $17,3 \pm 5$ мм/год для Мисхано-Зангезурского массива до $9,3 \pm 6,5$ мм/год (на востоке) и $3,3 \pm 0,0$ мм/год (на западе) в зоне сочленения Аджаро-Триалетской системы с Закавказскими впадинами (очевидно, имеются в виду Куринская и Рионская впадины) и до минимума в зоне перехода к Большому Кавказу. В области Рачинского землетрясения Большой Кавказ смещается к югу (поддвиг) со скоростью 2,5–3,5 мм/год.

Основное сокращение, следовательно, реализуется на юге — на территории Малого Кавказа

вплоть до надвига Аджаро-Триалет. Это согласуется со схемой, рассмотренной выше, в которой активная роль отводится выдвиганию к северу структур Малокавказской дуги, а Большой Кавказ играет роль упора и рассматривается как зона содвиги. Эта зона поглощает, демпфирует остающуюся часть движения (что находится в согласии и с тем, что говорилось для ТПП), которая на Большом Кавказе и в его северных предгорьях структурно не выражена или выражена в минимальной степени.

Материалы по соседним, более западным, областям альпийского пояса в общих чертах также согласуются с данной трактовкой. Например, в работе М.Т. Прилепина и В.И. Шевченко [2005, рис. 1], посвященной средиземноморской части альпийского пояса, северная граница «покровно-надвиговых сооружений “главного ствола” подвижного пояса» трассируется по середине Черного моря в направлении фронта Аджаро-Триалетской зоны.

Южный Тянь-Шань на неотектоническом этапе — геодинамический аналог Большого Кавказа

В геодинамическом плане интересным представляется сравнение двух групп тектонических элементов: 1) системы «Малый Кавказ — межгорные (Куринская и Рионская) впадины — Большой Кавказ» и 2) системы «Памир — межгорные (Памиро-Алайская и Таджикская) впадины — Южный Тянь-Шань».

О сходстве этих элементов в поле современных напряжений и в связи с сейсмичностью писал Т.П. Белоусов [1995]. Как мы увидим ниже, эти представления могут быть расширены до вывода об аналогии геодинамической обстановки в этих двух системах в позднем кайнозое (рис. 9.1). Одинаковую роль в обоих случаях исполняют следующие пары:

1. **Малый Кавказ — Памир** (смещающиеся в северном направлении активные дугообразные элементы, оказывающие давление на расположенные к северу структуры); первый из них является частью Малокавказского, второй — Пенджабско-Памирского синтаксисов. Их сходство, с точки зрения современной активной тектоники, отмечено в работе В.Г. Трифонова и др. [2002], где, как и в работах М.Л. Коппа и Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1980], подчеркивается роль левых сдвигов на запад-

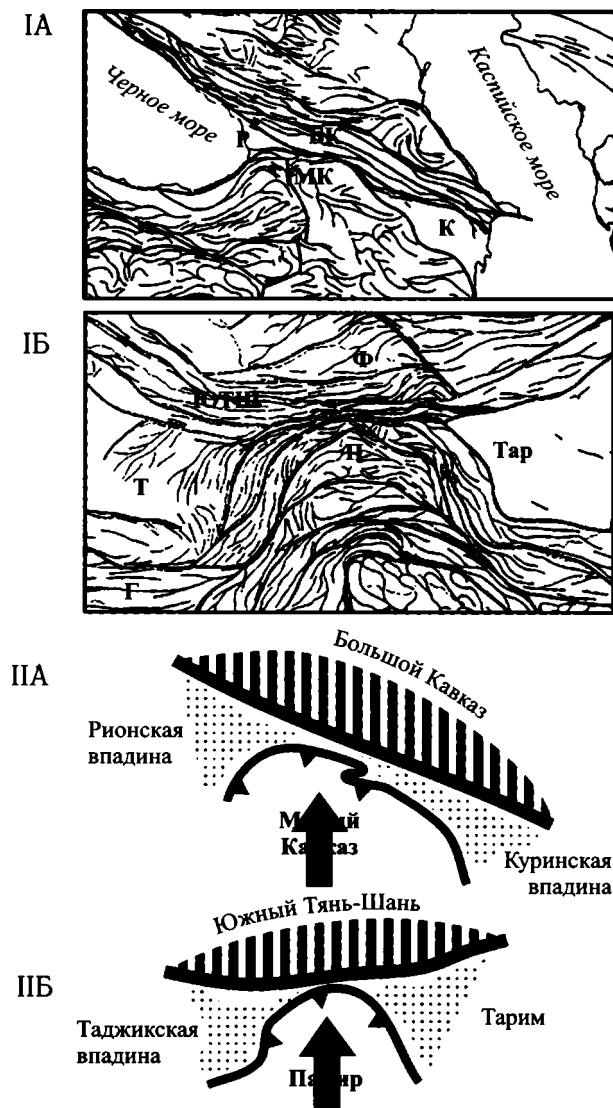


Рис. 9.1. Схема простираения современных морфо-структур в области Кавказского (IA) и Памиро-Пенджабского (IB) синтаксисов (по Т.П. Белоусову [1995]) и модель геодинамики областей сочленения позднеальпийских структур Малого и Большого Кавказа (IIA) и Памира — Южного Тянь-Шаня (IIB)

Буквенные обозначения — на IA: БК — Большой Кавказ, МК — система дуг Малого Кавказа, Р — Рионская впадина, К — Куринская впадина; на IB: П — Памир, ЮТШ — Южный Тянь-Шань, Т — Таджикская впадина, Тар — Таримская платформа, Г — Гиндукуш, Ф — Ферганская впадина.

Стрелкой на IIA и IIB показано приблизительное направление смещения дуг Малого Кавказа и Памира на этапе позднеальпийской коллизии

ных флангах синтаксисов и правых сдвигов — на восточных флангах.

2. Межгорные впадины Закавказья — межгорные впадины Памиро-Алая (тектонически

перекрытые и деформированные, в основном на уровне чехла, под действием давления с юга «активных элементов» предыдущей пары).

3. Большой Кавказ — Южный Тянь-Шань (линейные элементы, играющие роль относительно жестких, слабдеформированных упоров).

В обоих отмеченных случаях обращает на себя внимание линейное простираение Большого Кавказа (включая и границу Большой Кавказ — Закавказская «глыба») и Южного Тянь-Шаня, с одной стороны, и резко контрастирующая с ними дугообразная форма структур Малого Кавказа и Памира, — с другой. Почему Большой Кавказ, как и Тянь-Шань, не выгнулся под воздействием давления с юга?

В случае Тянь-Шаня на поверхности лежат два варианта объяснения или, скорее, их комбинация: 1) наличие прочной, консолидированной в палеозое коры Южного Тянь-Шаня; 2) отсутствие или второстепенная роль «бульдозерной» составляющей продвижения Памира к северу, который, возможно, не столько отталкивает и сминает находящиеся перед ним массы коры, сколько надвигается (наползает) на них, перекрывая мезозойские и кайнозойские комплексы Памиро-Алая.

Близкое объяснение следует, вероятно, искать и для Кавказа. Действительно, имеющиеся данные о структуре консолидированной коры показывают заметную разницу в ее строении и мощности для Большого Кавказа и Предкавказья, с одной стороны, и для Закавказья (Закавказской глыбы) — с другой.

Консолидированная кора Центрально-Кавказского, Центрально-Предкавказского блоков (т.е. территории, приблизительно соответствующей Ставропольскому поднятию) и Восточно-Кавказского блока (т.е. территории Дагестанского клина — Чечни — Северной Осетии) на юге, вплоть до границы с Закавказской глыбой, иными словами — до Главного Кавказского шва, отличается повышенной мощностью [Гаретовская и др., 1986; Греков и др., 2006] — от 40 до 48 км, а на юге горного сооружения Центрального Кавказа — до 65 км. Это область палеозойской консолидации, край Скифской плиты. От этой территории заметно отличаются Западно-Предкавказский и Восточно-Предкавказский блоки (примерно соответствующие Западно-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам), где мощность консолидированной коры соответственно 25 и 18 км. Но надо иметь в виду, что в них развит мощный осадочный чехол (до 8–10 км) и кровля фундамента находится на глубинах до 10–15 км.

Консолидированная кора Закавказской глыбы, представленная в области Главного Кавказского шва Гагра-Джавской зоной (по И.И. Грекову и др. [2006], — складчато-глыбовым поднятием), характеризуется сокращенной мощностью — 30–33 км.

Авторы цитируемой работы, на основании совокупности геофизических данных, поддерживают модель поддвига (или альпинотипной субдукции — А-субдукции) Закавказской плиты под Большой Кавказ в секторе Центрального и Восточного Кавказа (с Западным Кавказом они «разбираются» по-особому). Но это заключение, как можно понять, относится к доорогенной истории. Что касается «заключительного этапа альпийского тектогенеза», то для него допускается содвиговая модель, в соответствии с представлениями Л.М. Расцветаева [2002]. А в исторической ретроспективе принимается, по-видимому, схема преобразования ситуации с поддвигом (в доорогенную — среднеальпийскую эпоху) в ситуацию сдвига, как это было предложено в работе Ю.Г. Леонова и др. [2001].

Что касается прямолинейной формы Большого Кавказа и Тянь-Шаня (изначальной и сохранившейся, как было сказано выше, без изменений), то ее, скорее всего, можно объяснить наличием продольного линейного разлома, видимо, — сдвига или системы сдвигов (то же в Тянь-Шане), образовавшихся на заключительных стадиях развития палеозойской и, очевидно, вновь активизированных в орогенную эпоху позднего кайнозоя. Вспомним, в связи с этим, о таких обусловленных сдвигами прямолинейных структурах, как Ферганский хребет, Урал и пр.

Параллель Большого Кавказа с Тянь-Шанем предложена не просто как пример любопытного сходства двух, казалось бы, столь различных сооружений. Использование этой пары структур позволяет на примере Памира и Тянь-Шаня посмотреть на геодинамическую обстановку, характерную для обеих из них, так сказать в «очищенном», модельном варианте. Действительно при сходстве геодинамической ситуации в принципе, Южный Тянь-Шань и Большой Кавказ различаются рядом вторичных признаков. Во-первых, это наличие мощных толщ мезозойских и кайнозойских отложений на Большом Кавказе и по его периферии с огромной суммарной мощностью. Во-вторых, мощная эвапоритовая толща верхней юры (киммериджа–титона) в Предкавказье, являющаяся, как уже говорилось, серьезным фактором структурообразования. В-третьих, магматизм, проявившийся, пусть и в небольших масштабах, на Большом Кавказе и отсутствующий в Южном Тянь-Шане. В-четвертых, более

активная альпийская история и осадконакопление в южных зонах Большого Кавказа — флиш и пр., чего нет в Южном Тянь-Шане. В-пятых, расположение Кавказа в более молодой (и в большей степени сохраняющей активность) части альпийского пояса, очевидно, не исчерпавшей свой «энергетический ресурс» (это, конечно, не слишком строгое выражение, но смысл его в том, что процессы «консолидации» пояса развиваются в направлении с востока на запад, так что западная — Средиземноморская — часть пояса в большей степени сохраняет подвижность по сравнению с его Среднеазиатской частью).

Все перечисленное приводит к более выраженной альпинотипной тектонике Большого Кавказа при близком (и на Южном Тянь-Шане даже большем) размахе рельефа (большем воздымании), обусловленном действием коллизионного режима. Таким образом, получается, что при сходной в общих чертах системе сил и деформационном режиме имеются сильные различия в созданной ими структуре, зависящей от свойств и структуры деформируемого материала — того, что выше было названо вторичными признаками. Именно поэтому данная пара представляет интерес для параллельного анализа и моделирования.

На примере Тянь-Шаня в более чистом, можно сказать, модельном, виде видно, как, при одинаковой системе действующих сил, происходит деформация коры, лишенной мощного осадочного слоя. Разница между Большим Кавказом и Тянь-Шанем в обсуждаемом аспекте состоит в том, что на Кавказе имеется мощный альпийский чехол (нижняя юра — палеоген), в то время как в Тянь-Шане кора представлена практически только консолидированным слоем — складчатыми комплексами палеозоя, перекрытыми маломощным чехлом (также юра–палеоген) платформенного типа. Данная ситуация может рассматриваться как модель Большого Кавказа, в которой удален мощный чехол, способный испытывать сложную деформацию. В качестве «модели» Тянь-Шань позволяет лучше понять общую схему деформации и основания, и чехла при условии его небольшой мощности. При этом для Тянь-Шаня характерны не только горообразование и крупные вертикальные дифференцированные смещения, но и структуры, свидетельствующие об обстановке сжатия — сдвиги, надвиги и пр. [Леонов М., 1997; Современная геодинамика..., 2005]. Добавим к этой «модели» мощный осадочный слой, аналогичный кавказскому, и получим картину деформации кавказского типа с интенсивной дефор-

мацией чехла. Кстати, в тех местах Тянь-Шаня, где мощность осадочного слоя увеличивается, сложность деформации тут же возрастает, примером чему служит Ферганский хребет с мощной и соответственно интенсивно деформированной толщей триаса.

Большой Кавказ с позиций разных геотектонических концепций

К реконструкциям альпийской тектоники Большого Кавказа подходили с разных позиций, что, естественно, привело к большому разнообразию взглядов. По А.Г. Шемпелеву, Кавказ представлялся в качестве примера при обосновании почти всех последовательно господствовавших геотектонических гипотез [Шемпелев, 1978]. Еще на первом этапе применения к Большому Кавказу идей тектоники литосферных плит сопоставление фиксистских и мобилистских моделей для Большого Кавказа было выполнено В.Е. Хаиным [1982].

На одном полюсе находится традиционная «геосинклинальная» концепция, основанная на схеме развития геосинклинали от инициального геосинклинального прогиба через инверсию к формированию складчатого сооружения и морфологически выраженного орогена. В основе, естественно, лежали принципы фиксизма. В свою очередь, в рамках даже одной этой концепции разрабатывались конкурирующие представления.

Одним из камней преткновения служил вопрос о наличии инверсии и ее роли в развитии альпийской структуры Большого Кавказа. Инверсия фигурировала и была одним из опорных элементов в модели В.В. Белоусова, но отвергалась А.В. Пейве. Противоположные позиции вытекали из неодинаковой интерпретации фактического материала. Представляется, впрочем, что данный вопрос не имел принципиального значения; основ геосинклинальной концепции он не затрагивал.

Второй вопрос, касающийся морфологии тектонических структур (прежде всего, наличия и роли надвиговых и покровных структур) и механизмов образования складчатости, имел принципиальное значение. По мнению одних авторов (В.В. Белоусов, И.В. Кириллова, А.А. Сорский, В.Н. Шолпо), это происходило за счет внутренних ресурсов и действия вертикальных сил, другие отдавали предпочтение действию внешнего сжатия. Соответственно масштабу вопроса, дискуссии по нему между пред-

ставителями разных школ имели более глубокий характер и выходили за рамки кавказской геологии. Заметим, что это было и до плейттектонических идей, но с их распространением дискуссии приобрели большую остроту.

Другой полюс представлен концепцией литосферных плит, тоже послужившей основой для интерпретации морфологии и механизмов образования тектонической структуры Большого Кавказа, а также для более широких геодинамических построений, в которых Большой Кавказ рассматривается как один из элементов ансамбля взаимосвязанных структур альпийского пояса. Трактовка морфологии тектонической структуры на базе этой концепции дается также в различных вариантах. В их числе упомянем о крайней позиции некоторых авторов, представляющих структуру Большого Кавказа в стиле ультранаппизма или гималайской модели (С.И. Дотдугев [1986, 1989]; отчасти В.Е. Хаин [1982]) — схема для Большого Кавказа необычная и эффектная, но выходящая за пределы того, что допускают фактические данные.

В отношении схемы, предложенной С.И. Дотдугевым, можно было бы ограничиться сказанным — имеющиеся, в том числе приведенные в данной книге данные свидетельствуют об ее ошибочности. Но эта схема используется в качестве опорного материала в некоторых работах, особенно иностранных авторов (например: [Saintot et al., 2006]), что способствует распространению не самых верных представлений по тектонике Большого Кавказа.

Вообще теоретические позиции часто оказываются далеко не последним фактором при построении общих моделей, побуждая заполнять пробелы в фактическом материале умозрительными конструкциями, вытекающими из принимаемых теоретических установок: «природа не терпит пустоты; там, где люди не знают правды, они заполняют пробелы домыслами» (Б.Шоу). При этом в наибольшей зависимости от теоретической позиции авторов находятся обычно крайние взгляды. Безоговорочная приверженность определенной концепции нередко заставляет, вне зависимости от фактов, выстраивать те или иные модели.

В том, что касается механизмов деформации (механизмов складчатости), к Большому Кавказу были применены или на его материале созданы различные модели, такие как модель адвекции (В.Н. Шолпо), модель содвига (Л.М. Расцветаев), в последние годы — модель коллизионной структуры с внутренней активностью (Ф.Л. Яковлев); в этом случае имеется в виду «новый тип континентальной кол-

лизии — структуры активного погружения вследствие преобразования коровых структур в мантийные в нижней части коры... с последующим лавинообразным погружением... континентальных блоков на стадии собственно складкообразования» [Яковлев, 2006; с. 100].

Некоторые из предложенных механизмов структурообразования слишком сильно «привязаны» к определенным геотектоническим концепциям и во многом теряют свое значение вне их. Это относится, например, к механизму адвекции как ведущего или даже единственного фактора, вызывающего образование складчатости. Эти идеи соответствуют моделям школы В.В. Белоусова, основанным на концепции фиксизма (из которых эта концепция и выросла), но недостаточно учитывают имеющиеся факты (хотя проявление адвекции как частного явления, возможно, не должна исключаться).

Надо, правда, сказать, что вопросы механизмов складчатости, считавшиеся раньше краеугольным камнем для выбора той или иной геотектонической концепции и поэтому служившие ареной, на которой было сломано немало копий сторонниками различных взглядов (например, и в первую очередь, фиксистами и мобилистами), на самом деле, по-видимому, не играют столь критической роли. Механизмы и характер деформации в любом складчатом сооружении, и пример Большого Кавказа демонстрирует это, меняются от зоны к зоне и от одного этажа деформации к другому в зависимости от конкретных условий деформации в данном месте, в данном объеме горных пород и лишь в малой зависимости от того, какими общими, генеральными причинами вызывается деформация складчатого сооружения в целом.

В рамках плитных представлений естественное место принадлежит кинематическим геодинамическим реконструкциям с разверткой кинематики литосферных плит во времени. Реконструкции приведены во многих работах А.М. Никишина, В.Г. Казьмина, других авторов. Нельзя не признать, что обобщения такого рода необходимы. Однако нередко в них присутствует изрядная доля формального подхода, опирающегося в большей мере на принятые нормы, чем на исследование сути объектов и процессов. В этом отношении они иной раз напоминают конструктор — сооружение изделия по определенным правилам и из готовых деталей. В интересующем нас контексте такие построения наименее интересны для юры. С кайнозоем дело обстоит лучше, так как в этом случае речь идет о структурах и движениях, по времени не слишком удаленных от

сегодняшней ситуации и поэтому идентифицируемых с большей определенностью.

9.5. Элементы тектонической (геодинамической) модели Большого Кавказа в позднеальпийскую эпоху

Суммируя сказанное выше, попробуем наметить элементы тектонической (геодинамической) модели Большого Кавказа на позднеальпийской стадии. Предлагать законченную модель в настоящее время представляется преждевременным. Но можно сформулировать ряд условий, вытекающих из имеющейся совокупности данных, которые должны приниматься во внимание при разработке модели.

Приходится констатировать резкую нехватку для Большого Кавказа, да и вообще для Кавказа, геофизической информации о глубинном строении. Это, пожалуй, главное обстоятельство, препятствующее построению непротиворечивой модели строения коры (литосферы), а, следовательно, и геодинамики Большого Кавказа. Отдельные исследования, проведенные в этом направлении, безусловно, интересны. К их числу относятся, например, результаты магнитотеллурического зондирования по профилю Южный склон Большого Кавказа — Казбек — Прикумск [Гугунава, 1981]; изучение теплового потока, выявившее корреляцию теплового потока с вертикальными движениями и изостатическими аномалиями [Балавадзе, Тулиани, 1974]; некоторые другие. Но, при всей их значимости, они дают мало информации о глубинной структуре. Исключение составляют сейсмические профили, выполненные в последние десятилетия [Гаретовская и др., 1986; Греков и др., 2006; Шемпелев и др., 2001, 2005] и, отчасти, более ранние данные ГСЗ по двум профилям через Большой Кавказ в комплексе с данным гравимагнитных съемок [Шемпелев, 1978]. Но число профилей невелико, и они лишь в небольшой степени закрывают указанную лакуну. Относительно лучше, с использованием различных методов (сейсмика в комплексе с магнитными и гравиметрическими исследованиями), изучено глубинное строение на территории Азербайджана [Геология Азербайджана, 2005].

Итак, модель позднеальпийской геодинамики Большого Кавказа должна базироваться на следующих положениях.

1. Формирование альпийского горного сооружения, тектонической структуры Большого Кавказа и смежных с ним тектонических элементов происходило в условиях и, очевидно, при ведущей роли субмеридионального горизонтального сжатия. Сжатие генерируется встречным движением двух литосферных плит, представленных в рассматриваемом сечении Альпийского пояса Аравийским выступом (индентором) и Восточно-Европейской платформой с причлененными к ней на юге молодыми платформенными образованиями.

2. Давление со стороны Аравийского выступа передается в область Большого Кавказа через сложный ансамбль расположенных между ними тектонических единиц. Непосредственно с Большим Кавказом взаимодействует выдвинутая к северу система Малокавказских дуг. Этим давлением вызвана коллизия, приведшая к деформации и горообразованию на Большом Кавказе. Такая ситуация не является для Альпийского (Альпийско-Гималайского) пояса исключением. Скорее, это типичное строение областей синтаксисов. Кроме области Аравийско-Кавказского синтаксиса, она наблюдается и в других его частях. Это было, в частности, показано выше на примере Памира и Южного Тянь-Шаня, относящихся к области Пенджабского синтаксиса, где структурам Памира принадлежит активная роль.

3. Сокращение пространства, которое для области между Аравийским индентором и Евразийской плитой определяется суммарно в сотни (до 400 и более) километров, распределяется на площади неравномерно. Подавляющая часть приходится на территорию, лежащую к югу от Большого Кавказа, точнее — к югу от Главного Кавказского разлома. На Большом Кавказе к северу от разлома некоторое сокращение имеет место, но оно невелико и, по-видимому, не превышает первых десятков километров.

4. Северный форланд Большого Кавказа, включая территорию Северного Кавказа и Предкавказья, деформируется в единой геодинамической системе с Большим Кавказом также за счет субмеридионального сжатия, вызванного теми же причинами. Но, в отличие от Большого Кавказа, более активным фактором в этой деформации является, очевидно, давление двигающейся в южном направлении Евразийской плиты.

5. Движение Аравийской плиты к северу, под действием которого происходит деформация Альпийского пояса, сопровождается поддвигом плиты под южные структуры Альпийского пояса. Представление о поддвиге согласуется с относительно

более активной, сравнительно с Евразией, ролью Аравийской плиты (более сильным ее продвижением к северу, по палеомагнитным данным). Поддвиг как определенный элемент структуры более очевиден у южного края альпид. Возможность его трассирования в виде единой структуры дальше в северном направлении, под альпидами и, тем более, под краем плиты Евразии, в высшей степени сомнительна. Это была бы слишком надуманная конструкция, и, во всяком случае, данных, подтверждающих ее, не существует. Скорее, речь могла бы идти о серии изолированных друг от друга поддвигов, имеющих более локальное значение.

Загадочным объектом являются структуры, выделенные по результатам магнитотеллурического зондирования [Гугунава, 1981]. По этим данным прорисовываются две наклонные зоны, погружающиеся от уровня коры в северном направлении. Одна из них — южная — прослеживается от поверхности в южных районах Малого Кавказа до глубины около 300 км под Казбеком. Другая — северная — начинается у поверхности в районе Казбека и более круто (под углом 30–45°) погружается под Осевую и Северную зоны Большого Кавказа до глубины около 150 км в районе г. Прикумск. Было бы важно получить подтверждение этих зон по сейсмике, в поле отраженных волн. Пока этого нет, трудно судить о геологической природе этих объектов (которые пока вряд ли можно обозначать как тектонические структуры) и, что не менее важно, о времени их формирования.

6. Сам Большой Кавказ к северу от зоны Главного Кавказского разлома входит в состав Евразийской плиты, образуя ее краевую часть. Такая ситуация сложилась к концу палеозоя, но наиболее отчетливо она проявляется в тектонической зональности среднеальпийской стадии, начиная с поздней юры, и в последующее время. Данное обстоятельство оказало большое влияние на позднеальпийскую складчатость. Большой Кавказ как край Евразийского континента послужил относительно жестким упором, демпфирующим идущее с юга, со стороны Малокавказской дуги, давление. При этом Большой Кавказ подвергся коллизионной деформации, но не утратил своей линейной в плане формы.

7. Характерными чертами в современной структуре являются крутой наклон сместителя и прямолинейная в плане форма Главного Кавказского разлома. Это не исключает поддвига Закавказского массива в пределах флишевых зон (южнее Главного Кавказского разлома), но лимитирует его распро-

странение дальше к северу. Поддвиг под эту часть Большого Кавказа отсутствовал или был проявлен крайне незначительно во время орогенной (позднеальпийской) стадии, что позволяет говорить о коллизионной природе и зоны сочленения, и всего сооружения Большого Кавказа, но без проявления А-субдукции [Яковлев, 2002].

8. Наиболее приемлемой для позднеальпийского Большого Кавказа представляется модель сдвига, предложенная Л.М. Расцветаевым для определенной, широко распространенной категории коллизионных складчатых сооружений, в том числе и, прежде всего, для Большого Кавказа [Расцветаев, 2002 и др.] (рис. 9.2).

В качестве характерных особенностей зон сдвига перечисляются: линейная форма сооружений; субвертикальные системы тектонической делимости; значительное вторичное (в ходе деформации)

сужение зоны сдвига; развитие деформаций сплющивания, тектонического течения в латеральном (по простирацию зоны) и вертикальном (вверх — с образованием горного рельефа и вниз — с образованием корней гор) направлениях за счет отжима материала; последнее ведет, в частности, к формированию тектонических покровов; широкое развитие продольных сдвигов.

9. Замечания по модели сдвига применительно к Большому Кавказу в основном заключаются в следующем.

Во-первых, в схеме Л.М. Расцветаева не учитывается то, что определенная доля современного геологического строения Большого Кавказа, включая складчатость и сланцевый метаморфизм в толще ниже-среднеюрских пород, обусловлена киммерийским тектогенезом. Автор все рассматривает как проявление позднеальпийской складчатости, на

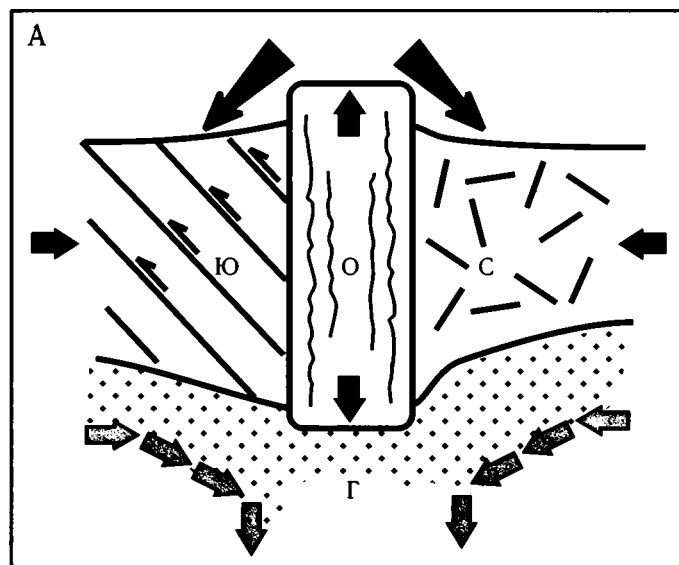
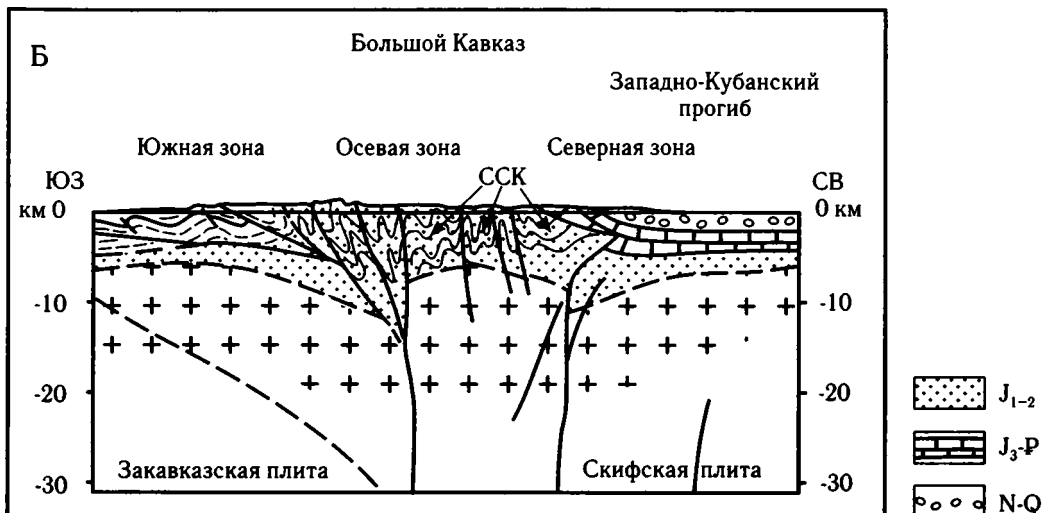


Рис. 9.2. Схема сдвига (А) и принципиальная схема сдвиговой структуры (Б) Большого Кавказа (по Л.М. Расцветаеву [2002], с упрощениями и небольшими изменениями)

Буквенные обозначения на А: О — Осевая зона с преобладанием структур сдвига и поднятием горного рельефа; Ю — Южная краевая зона с большими деформациями, сколами надвигового типа и приповерхностными структурами выжимания — тектоническими покровами и продуктами их разрушения (олистостромовыми комплексами, молассой); С — Северная краевая зона с малыми деформациями, сколами сдвигового и взбросового типов, молассой; Г — глубинные структуры выжимания.

На Б: структура складчатых комплексов (ССК) показана условно. Необходимо при этом иметь в виду, что складчатая структура нижнесреднеюрских комплексов осевой и северной зон имеет в основном киммерийский возраст



самом же деле это — суммарный эффект двух эпох. Так что для правильной оценки позднеальпийских процессов из наблюдаемого суммарного эффекта следует исключить результат киммерийского тектогенеза, что сильно уменьшает интенсивность позднеальпийских преобразований. В частности, из рассмотрения должна быть исключена обозначенная Л.М. Расцветаевым наиболее деформированная осевая мегазона Большого Кавказа с деформацией в средних и высоких тектонофазах [Расцветаев, 2002, рис. 7], соответствующая полю развития ниже-среднеюрских и доюрских кристаллических пород, которая в главной своей основе обязана киммерийскому тектогенезу. Таким образом, в модель сдвига, в тот ее вариант, который рассматривался Л.М. Расцветаевым для Большого Кавказа, требуется внести коррективы, вытекающие из выводов по киммерийской складчатости.

Во-вторых, не рассматривается возможность того, что сокращение пространства происходило главным образом на площади к югу от Большого Кавказа и что размер сдвижения в пределах самого Большого Кавказа был, судя по всему, невелик. Этот вопрос подробно обсуждался нами выше.

10. Тем не менее, в рамках модели сдвига объясняются, но с учетом замечаний, сделанных в предыдущем пункте, практически все особенности позднеальпийской тектонической структуры Большого Кавказа в той ее части, которая доступна для наблюдения.

В итоге развития деформации по модели сдвига в среде, состоящей из складчатого основания (в данном случае оно представлено породами палеозоя вместе с породами нижней—средней юры) и осадочного чехла (отложения верхней юры и моложе), образовавшаяся тектоническая структура обладает рядом характерных особенностей.

Морфологически она напоминает блоковую: основание, расчлененное крутыми разломами на блоки (пластины, линзы, мегабудины) с большими амплитудами вертикального смещения и инициированная движением этих блоков деформация осадочного чехла.

В условиях большой мощности осадочного чехла получившаяся таким образом структура имеет отчетливо выраженную этажность: если на уровне основания и нижних горизонтов чехла она, как уже сказано, напоминает блоковую и относительно простая, то в верхних горизонтах складчатость сильно усложняется, становится значительно более напряженной, вплоть до формирования покровных структур, в том числе гравитационных. Широкое разви-

тие получают бескорневые структуры. Все это можно видеть в зонах развития флишевых комплексов Южного склона и в периклинальных областях (на флангах Большого Кавказа).

Наконец, в модели сдвига находится место сдвиговой тектонике Большого Кавказа с широким развитием продольных сдвигов [Копп, 1989; Расцветаев, 1989]. По М.Л. Коппу, для альпийской тектоники Большого Кавказа типичны «мегабудины», растаскиваемые по простиранию.

11. В модель сдвига следует внести еще следующее уточнение. Особенности современной структуры Осевой зоны Большого Кавказа согласуются с концепцией ее формирования в обстановке сдвига. В то же время, моновергентная покровно-складчатая система Южного склона к югу от зоны Главного Кавказского разлома, сложенного мощными флишевыми комплексами, скорее может интерпретироваться как образование типа «привдига» (термин, предложенный Е.И. Паталахой) со взбросо-надвиговым тектоническим режимом.

12. Позднеальпийская складчатость, при всей масштабности движений этого времени, включая грандиозное горообразование, играла более скромную роль в формировании инфраструктуры тектонических зон Большого Кавказа, нежели та, которая ей по традиции приписывается. Особенность позднеальпийской складчатости, так же как и тектонического режима во все время после средней юры, состоит в том, что на данном этапе не происходило фундаментальной переработки коры. В этом заключается отличие альпийского этапа от киммерийского. Об этом, в дополнение к тому, о чем говорилось выше, свидетельствует еще ряд отмеченных М.Л. Соминим признаков, таких как: отсутствие метаморфизма; скромные размеры магматизма, территориально связанного только с зоной Транскавказского поперечного поднятия, — явления по отношению к Большому Кавказу наложенного; отсутствие пород офиолитовой ассоциации и даже отдельных тел серпентинитов; преимущественная складчатость чехла. Все это согласуется с положением Большого Кавказа на альпийском этапе в пределах области с ранее консолидированной континентальной корой.

Большой Кавказ представляет собой сильно тектонизированный элемент Альпийского пояса. Но это — резко очерченный линейный край Евразийской литосферной плиты — упор, в который упираются и у которого расплющиваются выжимаемые к северу структуры и комплексы пород Альпийского пояса.

Литература

- Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 126–148.
- Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Цимакуридзе Г.К. и др. Петрогеохимические особенности метабазитов кассарского комплекса Главного хребта Большого Кавказа // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. Вып. 119. Тбилиси, 2004. С. 496–502.
- Абрамович И.И., Березкина У.А. О геодинамических условиях проявления байосского вулканизма в зоне Южного склона Большого Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 926–929.
- Абрамович И.И., Засеев В.Г. Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 170–181.
- Авдулов М.В., Короновский Н.В. О геологической природе Эльбурского гравитационного минимума // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 3. С. 32–39.
- Агаев В.Б. Характер ниже-среднеюрского осадконакопления Большекавказской геосинклинали (в пределах Азербайджана) // Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1974. № 1. С. 57–61.
- Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). Баку: Элм, 1990. 162 с.
- Адамия Ш.А. Генезис и петрография конгломератов окрестностей Жинвали // Научные работы студентов Тбилисского университета. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1953. С. 56–73.
- Адамия Ш.А. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейном р. Малой Лиахви и г. Душети: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1958. 14 с.
- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 294 с.
- Адамия Ш.А. Дальпийское основание Большого Кавказа: состав, строение и становление // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С. 3–104 (Тр. ГИН АН ГрССР; Вып. 86).
- Адамия Ш.А., Абесадзе М.Б., Кекелия М.А. и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1139–1142.
- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Кипиани Я.Р. и др. Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 55–61.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88–103.
- Адамия Ш.А., Кипиани Я.Р., Чичуа Г.К. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа / / Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 40–47.
- Адамия Ш.А., Кутелия З.А., Пландерова Э., Хуцишвили О.Д. Рэтско-геттангские отложения дизской серии Сванетии (Большой Кавказ) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 395–398.
- Аджирей Г.Д. Участие кристаллического основания в складчатости Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1951. Т. 26, вып. 4. С. 60–73.
- Аджирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 350 с.
- Алиев А.Г., Акаева В.П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа // Тр. Ин-та геол. АН АзССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957. 210 с.
- Алиев А.Г., Акаева В.П. Фациальные особенности и условия накопления осадков юры юго-восточного Кавказа и смежных районов Дагестана // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. С. 46–57.
- Али-заде З.М. Взаимосвязь между литолого-петрографическим составом и распределением химических элементов в средне-верхнеюрских отложениях южного склона Большого Кавказа // Изв. АН АзССР. Сер. наук о земле. 1986. № 4. С. 75–83.

- Ананишвили Г.Г. Байосский вулканизм Верхней Рачи и Юго-Осетии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1988. 25 с.
- Андреев Д.К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 2. С. 127–135.
- Антонова З.А. Расчленение разреза юрских отложений бассейна р. Лабы по фауне фораминифер // Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике, нефтегазоносности и промысловой геологии Украины и Кавказа // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 12. С. 213–234.
- Антонова З.А. Новые Miliolidea из нижнеюрских отложений Западного Кавказа // Палеонтол. журн. 1973. № 2. С. 10–18.
- Антонова З.А. Фораминиферы ниже-среднеюрских отложений северного склона Западного Кавказа и некоторые вопросы палеобιοгеографии // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1975. Вып. 333. С. 214–219.
- Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 586 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1992. 455 с.
- Арустамов А.А. О минералогии пород лейаса Дигории и Северной Осетии (Большой Кавказ) // Учен. зап. ЛПГИ. 1948. Т. 72. С. 181–194.
- Архангельский А.Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1927. Т. 5, № 3/4. С. 199–289.
- Архангельский А.Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря // Там же. Н.С. 1928. Т. 36. Т. 6.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 132 с.
- Архипова Е.В. Современное развитие Аравийско-Евразийской коллизионной области как единой сейсмогеодинамической системы // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 21–25 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 324 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 340).
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 243 с. (Тр. ИГиГ АН СССР. Сер. петр. № 38; Вып. 69).
- Афанасьев Г.Д. Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста // Геология СССР. Т. 9: Северный Кавказ. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1968. С. 473–485.
- Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 5–24.
- Аянов В.М., Бессонов О.А., Лебедько Г.И. Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского массива на Северо-Западном Кавказе: Тез. докл. IV конф. по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974. С. 51–52.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Потапенко Ю.Я., Сумин Л.В. О возрасте гранитоидов Бескесского массива (Большой Кавказ) // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1987. Вып. 40, № 2. С. 31–37.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167 с.
- Баженова О.К., Фадеева Н.П., Сент-Жермес М.Л., Тихомирова Е.Е. Условия осадкообразования в восточном океане Паратетис в олигоцене — раннем миоцене // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2003. № 6. С. 12–19.
- Балавадзе Б.К., Бураковский В.Е., Горкаленко И.А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей // Геотектоника. 1968. № 4. С. 70–84.
- Балавадзе Б.К., Мендели П.Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным // Сейсмические исследования. М.: Недра, 1965. С. 66–76.
- Балавадзе Б.К., Тулиани Л.И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 6. С. 1379–1382.
- Баланчивадзе С.Г. Фациальные особенности торфонакопления на Ткибули-Шаорском месторождении в юрское время // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 4. С. 93–101.
- Баланчивадзе С.Г. Формирование ранне- и среднеюрских угленосных формаций Северного Кавказа // Там же. 2001. № 1. С. 82–100.
- Баланчивадзе С.Г. Угленосные формации Северного Кавказа средне- и позднекаменноугольного времени // Там же. 2004. № 1. С. 82–104.
- Балуховский А.Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса центральной Абхазии // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 73–77.
- Баранов Г.И. Проблемы геологического строения до-среднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–110.
- Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 196–214.

- Баранов Г.И., Греков И.И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162–171.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Проблемы докембрия на Северном Кавказе // Докембрий Северной Евразии: Тез. Междунар. совещ. СПб: ИГД РАН, 1997. С. 11–12.
- Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45–153.
- Башелешвили Л.В. Особенности тектонического строения северной периферии восточного сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны (между городами Гори и Каспи) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 119, № 3. С. 457–459.
- Башелешвили Л.В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1986. 24 с.
- Баширов О.М. О рэтских и нижнеюрских флорах Закавказья // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1987. № 4. С. 72–78.
- Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Труды Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ). Вып. 6. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
- Безбородов Р.С., Гофман Е.А., Рихтер В.Г. Условия залегания байосских отложений в пределах северо-западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 1. С. 94–97.
- Безбородов Р.С., Конюхов И.А., Крымгольц Г.Я. Новые данные по стратиграфии верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1959. Вып. 1, № 6. С. 24–37.
- Безносков Н.В. Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-батских отложений Северного Кавказа // Тр. ВНИИГАЗ. Вып. 10(18). М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 226–253.
- Безносков Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Тр. ВНИИГАЗ. Вып. 28(36). М.: Гостоптехиздат, 1967. 179 с.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр. ВНИИГАЗ. Вып. 10(18). М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109–191.
- Белов А.А., Залеская-Чиркова Е.Ф. Среднекаменноугольные континентальные отложения на южном склоне Главного Кавказского хребта // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 4. С. 927–930.
- Белов А.А., Сомин М.Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ) // Там же. 1964. Т. 159, № 1. С. 81–84.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ: Опыт геотектонического исследования. М.: Л.: Главн. ред. геол.-развед. и горно-топлив. литер., 1938. 100 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 108); 1939. 92 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 126); 1940. 175 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 121).
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9–13.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в северо-западном Кавказе // Зап. ВМО. Сер. 2. 1937. Ч. 66, вып. 4. С. 796–827.
- Белоусов Т.П. Современный морфоструктурный план зон сочленения Памира с Тянь-Шанем и Малого Кавказа с Большим (сравнительный анализ в связи с сейсмичностью) // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2/3. М.: ИФЗ РАН, 1995. С. 181–195.
- Белоусов Т.П., Шолохов В.В., Энман С.В. Геодинамика и сейсмоструктура Ставропольского края. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 184 с.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Заключительные замечания к неинтрузиям Сванетии и Абхазии // Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии: В 2 ч. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1940. Ч. 2. С. 58–72.
- Бендукидзе Н.С. Верхняя юра // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 87–92.
- Беридзе М.А. Литологии юрской песчано-сланцевой серии Горной Рачи // Сообщ. АН ГССР. 1965. Т. 40, № 3. С. 657–662.
- Беридзе М.А. Литология ниже-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 128 с.
- Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 191 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 80).
- Беридзе М.А. Опыт формационного анализа раннеальпийских геосинклинальных образований Большого Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 4. С. 74–86.
- Беридзе М.А. Фациальные обстановки раннеальпийского вулканизма Грузии // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 212–220 (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 99).

- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесададзе Г.Н. Нижняя юра // Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972. С. 22–39.
- Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С. и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 23–34.
- Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. и др. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1: Вулканизм. М.: МПНТ РФ, 2002. С. 291–320.
- Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 4. С. 515–517.
- Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М.: Наука, 1963. 160 с.
- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
- Борсук А.М., Иванов Д.А., Шарков Е.В. Особенности магматизма Транскавказской поперечной структуры рифтогенного типа // Магматизм рифтов: петрология, эволюция, геодинамика. М.: Наука, 1989. С. 104–112.
- Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32–44.
- Бровков Г.Н. О присутствии аллювиальных отложений в верхнем лейасе Дагестана // Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР. Т. 1. Махачкала, 1957. С. 230–235.
- Бровков Г.Н. Фациальные и палеогеографические условия накопления отложений нижнего аалена юго-восточного Дагестана // Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР. Т. 2. Махачкала, 1961. С. 10–24.
- Буадзе В.И., Иваницкий Т.В., Джанжагва М.И., Абашидзе Ж.Н. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестан) и некоторые вопросы его генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 80–96.
- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2003. 27 с.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. Модель новейшего магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: В 2 т. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 25–28 (Материалы совещ. «Петрография XXI века»; Т. 1).
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Красивская И.С., Симон А.К. Новейший вулканизм транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С. 106–108 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышов И.В. и др. Место и роль основного вулканизма в неоген-четвертичной геологической истории Большого и Малого Кавказа // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 128–132 (Материалы III Рос. конф. по изотоп. геохронол.; Т. 2).
- Букия С.Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99, № 6. С. 1073–1075.
- Букия С.Г. О нижнеюрских отложениях в бассейне р. Окуми (Абхазия) // Там же. 1955. Т. 100, № 1. С. 139–140.
- Буллард Е. Силы и процессы, действующие в океанических бассейнах // Океанография. М.: Прогресс, 1965.
- Буртман В.С. Кинематика Аравийского синтаксиса // Геотектоника. 1989. № 2. С. 67–75.
- Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др. К-Ag и Rb-Sr изотопные системы пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 6. С. 613–621.
- Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1935. Вып. 25. С. 1–108.
- Варданянц Л.А. О возрасте структуры Центрального Кавказа // Сов. геология. 1940. Сб. 8. С. 2–9.
- Варданянц Л.А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа // Докл. АН СССР. 1943. Т. 39, № 8. С. 362–364.
- Варенцов И.М., Музылев Н.Г., Николаев В.Г., Ступин С.И. Процессы формирования крупнейших марганцерудных накоплений в олигоценых бассейнах Паратетиса. Ст. 2: Становление бассейнов, седиментогенез и генезис // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 3. С. 47–55.
- Варенцов М.И. Геологическое строение и нефтеносность западной части Куринской депрессии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 259 с.
- Варенцов М.И., Мордовский В.Т. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 65 с.
- Васильев А.К. Особенности тектоники Дагестанского клина в связи с проблемой его происхождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. Махачкала, 2006. С. 291–300 (Сб. научн. тр. Ин-та геол. Даг. НЦ РАН; Вып. 50).
- Вассоевич Н.Б. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии // Производительные

- силы Юго-Осетии. Сб. 2. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. С. 38–72.
- Вассоевич Н.Б.* Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. Тифлис: Техника да шрома, 1933. 74 с.
- Вассоевич Н.Б.* О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье // Зап. ВМО. Сер. 2. 1940. Ч. 69, вып. 2/3. С. 395–417.
- Вассоевич Н.Б.* Флиш и методы его изучения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951. 239 с.
- Вассоевич Н.Б.* О флише // Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации. № 3. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 121–133.
- Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е.* Явления покровной тектоники в Лагичских горах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 76–80.
- Вахания Е.К.* Юрские отложения Грузии. Тбилиси: ВНИГНИ, 1976. 413 с. (Тр. ВНИГНИ. Груз. отд.; Вып. 207).
- Вахрамеев В.А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 264 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 102).
- Вахрамеев В.А., Долуденко М.П.* Граница средней и поздней юры — важный рубеж в истории развития климата и растительности Северного полушария // Сов. геология. 1976. № 4. С. 12–25.
- Вашакидзе И.Г.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа // Там же. 1985. № 6. С. 66–74.
- Вигинский В.А., Ефимов В.И., Зубков М.М., Ляшенко Л.Л.* Основные закономерности распределения углеводородов в земной коре в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности акватории Черного моря // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 8–14.
- Видяпин Ю.П., Рогожин Е.А., Сомин М.Л.* Альпийская складчатость в Краснополянском пересечении осевой области Большого Кавказа: Тез. докл. VI краевой конф. по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 135–136.
- Видяпин Ю.П., Сомин М.Л.* О дислокациях кристаллических сланцев северного склона Главного хребта Большого Кавказа на примере района р. Большой Дукки // Сообщ. АН ГССР. 1988. Т. 79, № 2. С. 381–384.
- Видяпин Ю.П., Сомин М.Л.* Строение зоны Главного Кавказского разлома («надвиг Главного хребта») в районе Санчаро–Авадхара (Северо-Западный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 2. С. 13–20.
- Вознесенский А.И.* Особенности современного осадконакопления в Центрально-Американском желобе // Флиш и флишодные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН, 1994. С. 99–106.
- Воскресенский И.А., Кравченко К.И., Соколов Б.А.* Тектоника Западного Пакистана // Тектоника. 1968. № 2. С. 51–64.
- Воскресенский И.А., Хаин В.Е., Шурыгин А.М.* Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1963. № 4. С. 15–33.
- Вялов О.С.* Флишевая зона на Кавказе // Международный геологический конгресс: Тр. 17-й сес. М., 1939. С. 662–664.
- Гаврилов Ю.О.* Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 32–46.
- Гаврилов Ю.О.* Конкрециеобразование в глинистых толщах мезозоя и кайнозоя северо-восточного Кавказа // Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та. 1985. Вып. 201. С. 112–119.
- Гаврилов Ю.О.* Нижне-среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Ст. 1 // Литология и полез. ископаемые. 1994а. № 4. С. 77–104.
- Гаврилов Ю.О.* Нижне-среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Ст. 2 // Там же. 1994б, № 5. С. 86–98.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: Седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2002. 52 с.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: Седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 350 с.
- Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики ниже-среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 58–77.
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа // Тектоника неогей: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 58–61 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Шкиттина Ю.В.* Минералогические, структурно-текстурные и возрастные изменения юрских терригенных пород Большого Кавказа // Изотопное датирование геологи-

- ческих процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 103–105 (Тез. докл. I Рос. конф. по изотоп. геохронол.).
- Гаврилов Ю.О., Гуцин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 89–102.
- Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Там же. 1992. № 6. С. 42–66.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений Западного Дагестана // Там же. 1987. № 1. С. 105–121.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Постдиагенетические преобразования глинистых пород в условиях повышенных температур (на примере лейасовых отложений Центрального Кавказа) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 445–448.
- Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбурского вулканического центра: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2003. 26 с.
- Газеев В.М., Сазонова Л.В., Богатилов О.А. и др. Минеральный состав и петрогенезис неоплейстоценовых вулканитов Эльбруса // Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОРУПППГ, 2001. С. 347–374.
- Газеев В.М., Сазонова Л.В., Носова А.А. и др. Минералогия голоценовых дацитов вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Современные математические и геологические модели природной среды // Геология и математика в XXI веке. Вып. 2. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 273–291.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Михно А.Ф. Гидромагнитные исследования и строение земной коры переходной зоны Крым — Черное море // Геофизические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964. 308 с.
- Галушкин Ю.И., Ушаков С.А. Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 86–93.
- Гамкрелидзе И.П. Альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984а. С. 145–184.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. 1984б. № 86. С. 105–184.
- Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектонического строения и развития Кавказа // Проблемы нефтегазоносности Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 10–19.
- Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 28–35.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–40.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Большого Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 458 с.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы // Научно-техническая конференция, посвященная 25-летию установления советской власти. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1949 (Тр. ГИН АН ГССР; № 2).
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1957. Т. 10. С. 10–21.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 455–468.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С. 3–14.
- Гамкрелидзе П.Д., Адамия Ш.А., Чихрадзе Г.А., Джавахишвили Ш.И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 2. С. 424–426.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Н.С. Вып. 57. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 181 с.
- Гамкрелидзе П.Д., Зесашвили В.И. Они-Часавали // Путеводитель экскурсий: Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси: Мецниереба, 1965.
- Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов А.В. и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.
- Геодинамика Кавказа / Ред. А.А. Белов, М.В. Сатиан. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Геология Азербайджана: В 4 т. Баку: Nafta-Press, 1997. Т. 1: Стратиграфия. Ч. 2: Мезозой и кайнозой. 636 с.; 2005. Т. 4: Тектоника / Ред. В.Е. Хаин, А.Ализаде. 506 с.
- Геология Большого Кавказа: Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийских этапах развития складчатой области

- Большого Кавказа / Ред. Г.Д. Аджирей. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Геология и нефтегазоносность Предкавказья / Ред. В.Е. Орел. М.: ГЕОС, 2001. 299 с.
- Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 759 с.
- Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 655 с.
- Геология СССР. Т. 47: Азербайджанская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 362 с.
- Герасимов В.Ю. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // XVII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. М., 2004. С. 61–62.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1962. 196 с.
- Гершанович Д.Е. Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии // Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 116–122.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гиллен К. Метаморфическая геология. М.: Мир, 1984. 174 с.
- Гиоргобиани Т.В. К вопросу о происхождении горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 3. С. 363–368.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура северо-западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 60 с.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Экспериментальное изучение механизма формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси, 1999. С. 229–256 (Тр. ГИН АН Грузии. Н. С.; Вып. 114).
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Закономерности размещения, возраст и условия формирования диабазов Центрального и Восточного Кавказа // Там же. Вып. 117. Тбилиси, 2002. С. 384–407.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О проявлении протрузивной тектоники в осевой зоне Сванетского антиклинория (Большой Кавказ) // Там же. Вып. 119. Тбилиси, 2004. С. 98–112.
- Гирин Ю.П. Эволюция химического и минерального состава мезозойских и кайнозойских алевропесчаных пород на тектоническом профиле Русская платформа — Кавказская геосинклинальная область // Геохимия. 2001. № 12. С. 1285–1311.
- Гирин Ю.П. Редкие земли, торий и скандий в юрских бассейнах Кавказской геосинклинальной области // Там же. 2005. № 12. С. 1271–1283.
- Гирин Ю.П., Казаков Г.А., Ронов А.Б. Химический состав осадочных толщ различных тектонических зон Кавказской геосинклинальной области // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 89–98.
- Глико А.О., Сомин М.Л. Термический режим коры и метаморфический «эффект цоколя» в области раздела фундамент–чехол в складчатых поясах // Физика Земли. 1998. № 6. С. 37–41.
- Голубятников В.Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа // Зап. ВМО. Сер. 2. 1940. Ч. 69, вып. 2/3. С. 385–394.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря // Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 94–104.
- Горбачев Н.С. Экспериментальное исследование базальтовой системы при 1400°C и 60 кбар // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 3. С. 365–368.
- Горшков Г.П., Левицкая А.Я. Некоторые данные по сейсмостектонике Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, № 3. С. 31–40.
- Гофман Е.А., Ломизе М.Г., Рихтер В.Г. Стратиграфия мезозойских отложений: Нижняя и средняя юра // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ: В 3 т. Ставрополь н/К, 1960а. Т. 2. С. 145–151.
- Гофман Е.А., Ломизе М.Г., Рихтер В.Г., Хаин В.Е. Некоторые черты геологического развития северо-западного Кавказа в нижней и средней юре // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960б. № 4. С. 43–57.
- Греков И.И., Азбукин В.Н., Литовко Г.В. Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 178–182 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Греков И.И., Арбузкин В.Н., Лаврищев В.А. Структура консолидированной коры Северо-Кавказского сектора активной окраины Евразии // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 190–194 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Греков И.И., Лаврищев В.А. О номенклатуре, корреляции и возрасте метаморфических комплексов Центрального Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа: В 2 т. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2002. Т. 2. С. 49–58.
- Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Новые данные о строении дамхурцевской и лаштракской свит западной части Главного Кавказского хребта: Тез. докл. III конф. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968. С. 25–27.

- Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Тектономагматические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера. 2004. № 3. С. 127–136.
- Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42–53.
- Григорьянц Б.В., Исаев Б.М. Об условиях образования Баскальского покрова на Юго-Восточном Кавказе // Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана. Баку: Ылым, 1968. С. 136–151.
- Григорьянц Б.В., Мурадян В.М., Тагиев Э.А. Погребенная структура мезозоя в прибрежной полосе осевой зоны юго-восточного Кавказа // Азерб. нефт. хоз-во. 1967. № 12. С. 21–34.
- Гроссгейм В.А. Дибрарские утесы юго-восточного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 105–120.
- Гроссгейм В.А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области) // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 7. С. 60–75.
- Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 180).
- Гугунава Г.Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
- Гурбанов А.Г. Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 85–97.
- Гурбанов А.Г., Аретц И. Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. 1996. Т. 4, № 4. С. 386–406.
- Гурбанов А.М., Мамедов А.И., Багиров Р.А. и др. К истории геологического развития и условиям осадконакопления восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа (междуречье Курмухчай–Геокчай в юрское время) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1983. № 2. С. 58–67.
- Гурбанов А.М., Мамедов А.И., Юсифов И.С. и др. К тектонике Шахдагской синклинальной зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 3. С. 82–85.
- Гущенко О.И., Митрофанов А.О., Петров В.А. Структура поля современных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 4. С. 830–835.
- Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Шевченко В.И. Строение Восточного Кавказа (Варандийско-Андийское и Сторское пересечения) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 53–63.
- Гущин А.И., Панов Д.И. Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 2. С. 25–37.
- Демина Л.И., Короновский Н.В. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Изв. Секц. наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 106–121.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканы как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 6. С. 793–796.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса // Сообщ. АН ГССР. 1946а. Т. 7, № 5. С. 253–255.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о локском лейасе // Там же. 1946б. Т. 7, № 6. С. 203–209.
- Джанелидзе А.И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива // Там же. 1946в. Т. 7, № 5. С. 179–182.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины // Там же. 1950. Т. 9, № 6. С. 487–492.
- Джанелидзе Т.В. Юрский вулканизм Грузии: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада. Тбилиси, 1982. 51 с.
- Джумайло В.И. Геолого-литологические особенности нижнеюрских отложений бассейнов рек Уруштена и Ачипсе на Западном Кавказе // Учен. зап. Рост. ун-та. 1958. Т. 53, вып. 9. С. 209–218.
- Дзоценидзе Г.С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948. 407 с.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. О литологии питающей области лейасовых осадков Дзирульского массива // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. минерал. и петрограф. 1950. Т. 3.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология лейасовых отложений Дзирульского массива // Там же. 1953. Т. 3. С. 109–187.
- Долгинов Е.А. Строение и происхождение юрских депрессий высокогорного Кавказа // Сов. геология. 1958. № 11. С. 88–105.
- Долгинов Е.А. О глыбовых движениях в пределах древнего ядра мегантиклинория Большого Кавказа в юрское время // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1960. № 1. С. 3–10.
- Долгих А.Г. К вопросу о генезисе и возрасте Кассарских гранитов // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 13. Ставрополь: Кн. изд-во, 1972. С. 60–65.
- Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.

- Дотдугев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 82–92.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы (смектиты, смешанослойные образования). М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 446).
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы (слюды, хлориты). М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 465).
- Дудаури О.З. Петрология мезозойских интрузивных комплексов Грузии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Тбилиси, 2003. 77 с.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. Региональные проблемы изотопной геологии // Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси, 1999. С. 119–132.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Лордкипанидзе М.Б. Среднеюрская вулканоплутоническая ассоциация Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии) // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004. Вып. 119. С. 424–432.
- Дудаури О.З., Хуцишвили О.Д. О форме залегания и возрасте Ушба-Эцерской интрузии // Сообщ. АН ГССР. 1966. Т. 42, № 2. С. 635–641.
- Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г. К-Аг возраст гранитоидов Дарьяльского ущелья // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000а. С. 135–138 (Тез. докл. I Рос. конф. по изотоп. геохронол.).
- Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2000б. Вып. 115. С. 306–310.
- Думбадзе Г.Д. Некоторые особенности химизма пород буульгенской серии // Сообщ. АН ГССР. 1977. Т. 87, № 2. С. 385–388.
- Егоров А.И., Егорова М.Н. Комплексы спор и пыльцы углей и вмещающих пород Былымского месторождения на Северном Кавказе // Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1961. С. 103–104.
- Егоров А.И., Кизильштейн Л.Я. К вопросу о ботанической принадлежности остатков растений-углеобразователей из нижнеюрских угольных месторождений Баксанского угленосного района // Там же. 1961. С. 105–106.
- Ефимов В.И. Новое направление поисков нефти и газа в Краснодарском крае // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 5–8.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справ. пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.
- Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
- Жижченко Б.П. Методы стратиграфических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1969. 295 с.
- Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П. и др. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 150–167.
- Заридзе Г.М. Среднеюрский магматический цикл в Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1944. Т. 5. № 2. С. 147–154.
- Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизийной зоны: результаты моделирования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1999. № 2. С. 18–23.
- Звягинцев Л.И., Гурбанов А.Г. Петрофизические условия становления интрузивного магматизма в зоне «надвига» Главного Кавказского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. С. 5–18.
- Зесашвили В.И. Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа // Magyar allami foldt. intezet evk. 1970. V. 54, № 2. С. 219–223.
- Зесашвили В.И. К зональному расчленению юрского сланцевого комплекса на Восточном Кавказе // Тр. ГИН ГССР. 1979а. Вып. 65. С. 12–32.
- Зесашвили В.И. Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа // Там же. 1979б. Вып. 65. С. 120–131.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетис // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 104–115.
- Зоны юрской системы в СССР / Ред. Г.Я. Крымгольц. Л.: Наука, 1982. 191 с.
- Иванов Г.И. Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений Северной Осетии и Дагестана // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 11. Ставрополь: Кн. изд-во, 1964. С. 17–40.
- Иванов Г.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Горного Дагестана: Тез. докл. III конф. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968. С. 10–12.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–352.
- Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Ред. Е.В. Скляров и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Исаев Б.М., Гаджиев Т.Н., Али-Заде С.А., Кенгерли Т.Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника. 1981. № 1. С. 70–84.

- История океана Тетис / Ред. А.С. Монин, Л.П. Зоненшайн. М.: Наука, 1987. 154 с.
- Кабанова З.В. О распределении верхнеюрских рифовых отложений в Крымско-Кавказской геосинклинальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 117–122.
- Кабанова З.В., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 3. С. 42–57.
- Кавелашвили А.И. Возраст кливажа и метаморфизма сланцевой серии // Сообщ. АН ГССР. 1988. Т. 131, № 1. С. 89–91.
- Казакова В.П., Гуцин А.И., Панов Д.И. Верхнеплинсбахские аммониты и возраст нижних горизонтов нижнеюрских отложений Восточного Кавказа (на территории Дагестана) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 61–78.
- Казьмин В.Г. Эволюция Понтийско-Кавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в раннем мезозое // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС. 2005. С. 259–263 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Казьмин В.Г. Тектоническое развитие Кавказа и Предкавказья в позднем палеозое // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 66–68.
- Казьмин В.Г., Книппер А.Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 75–89.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46–54.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. 2005. № 5. С. 20–35.
- Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И. и др. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Там же. 2000. № 1. С. 46–60.
- Канчавели А.Л. Палеозойский и юрский кислый вулканизм Грузии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1970. 32 с.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1947. Т. 3, № 8. 371 с.
- Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 128 с. (Тр. ИГН. Сер. геол.; Вып. 48).
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 168 с. (Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. № 34; Вып. 104).
- Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1945. Т. 20, вып. 1/2. С. 33–44.
- Кенгерли Т.Н. Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: Севкавказгеология, 1995. С. 302–304.
- Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 128–136.
- Кизильштейн Л.Я. Петрографическая характеристика углей Баксанского угленосного района // Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1961. С. 125–126.
- Кизильштейн Л.Я. Условия образования угольных пластов нижнеюрских месторождений в западной части Северного Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 5. С. 95–99.
- Кипиани Я.Р. Дарьяльский массив и кистинская свита: взаимоотношения и возраст // Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 115, № 3. С. 573–576.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
- Клавдиева Н.В. Особенности эволюции краевых прогибов Предкавказья // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007а. С. 304–306 (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение Предкавказских краевых прогибов в кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2007б. 24 с.
- Клауд Р.Е. Палеобиогеография морской среды // Океанология. М.: Прогресс, 1965. С. 135–148.
- Кнауус Дж.А. Перенос вод Гольфстримом // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1966.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер, проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.
- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 58–65.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 75–80.

- Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П. Современное состояние вулкана Эльбрус // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 25–29.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Акинин В.В. и др. Закономерности проявления новейшего вулканизма Северной Евразии — по результатам анализа карты новейшего вулканизма континента // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 311–314 (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Кондаков А.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М.: Наука, 1974. 150 с.
- Коньшева Р.А., Теодорович Г.И. Минеральное и рассеянное органические вещества юрских отложений Большого Кавказа и стадии его изменения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С. 112–123.
- Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Конюхов А.И. Континентальные окраины на разных этапах эволюции океанических бассейнов // Геология. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 72–76.
- Конюхов И.А. Минералогия среднеюрских нефтеносных отложений Восточного Предкавказья // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 173–184.
- Конюхов И.А., Крымгольц Г.Я., Безбородов Р.С. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1956. № 209, вып. 7. С. 3–30.
- Конн М.Л. Закономерности формирования тектонической структуры Северо-Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 6. С. 84–88.
- Конн М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Конн М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 2. С. 14–28.
- Конн М.Л. Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 99–104.
- Конн М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
- Конн М.Л. Использование особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники для реконструкции поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990а. С. 36–72.
- Конн М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела — палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточно-Кавказа. Ст. 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65, вып. 4. С. 97–109.
- Конн М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1991а. 35 с.
- Конн М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела — палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Ст. 2 // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1991б. Т. 66, вып. 1. С. 13–23.
- Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Конн М.Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Перипатийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999а. С. 181–218 (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Конн М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозой // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999б. С. 84–107.
- Конн М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26–42.
- Конн М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 339 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
- Конн М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36–61.
- Конн М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К. и др. Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Там же. 1999. № 6. С. 77–92.
- Конн М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Саратовские дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Там же. 2001. С. 45–60.
- Конн М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 248–271.
- Конн М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.
- Конн М.Л., Курдин Н.Н., Блюмкин Е.И. Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 14–28.
- Конн М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Там же. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.

- Копн М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Там же. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 19–30.
- Копн М.Л., Хаин В.Е. Раннемеловые тектонические покровы севера Альпийского пояса Европы и их возможная природа // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 2. С. 226–230.
- Копн М.Л., Шерба И.Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С. 94–108.
- Копн М.Л., Шерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Там же. 1998. № 2. С. 29–50.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 269–287.
- Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г. Симплектитовые высокобарические гранат-мусковит-маргарит-клиноцоизитовые амфиболиты Даховского выступа Северного Кавказа: генезис и реакционные структуры // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 5. С. 650–654.
- Короновский Н.В. Проявление вулканической деятельности в верхнечетвертичное время в западном Приэльбрусье // Бюл. МОИП. Отд. Геол. Т. 34, вып. 4. 1959. С. 159.
- Короновский Н.В. История развития вулкана Эльбрус // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 107–117 (Тр. Первого Всесоюз. вуканол. совещ.).
- Короновский Н.В. История развития вулкана Кабарджин (Центральный Кавказ) // Вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 135–145.
- Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Наука, 1968. С. 15–72.
- Короновский Н.В. Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 6. С. 7–18.
- Короновский Н.В. Аграхан-Тбилиско-Левантйская левосдвиговая зона — важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994а. Т. 337, № 1. С. 75–79.
- Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994б. № 1. С. 35–48.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Строение свиты рудзуар и позднеплиоценовый вулканизм Казбекской области Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69, вып. 5. С. 26–33.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Исчезнувшие вулканы Главного Кавказского хребта // Природа. 2003. № 10. С. 37–43.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 370–391 (Труды ГИН; Вып. 565).
- Короновский Н.В., Кожевников А.В., Панов Д.И. и др. История геологического развития и формирования центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Ред. Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский. М.: Наука, 1987. С. 147–174.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И. и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Лимонов А.Ф. Тектоника переходной зоны между коллизионным и субдукционным сегментами Кавказско-Анатолийско-Эгейского региона // Там же. 2003. № 5. С. 11–21.
- Короновский Н.В., Моляко В.Г. Генезис минералов-вкрапленников в эффузивах Эльбруса // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 4. С. 926–928.
- Короновский Н.В., Моляко В.Г., Остафийчук И.А. Петрохимическая специализация и условия образования туфов и игнимбритов Нижнечегемского района Эльбрусской вулканической области // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Вып. 9. Киев: Изд-во Киев. ун-та. 1982. С. 47–63.
- Короновский Н.В., Моляко В.Г., Остафийчук И.А. Петрохимические особенности и условия формирования неогеновых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 39–51.
- Короновский Н.В., Моляко В.Г., Остафийчук И.А. и др. Эволюция верхнеплиоценового вулканизма Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) // Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 114–133.
- Короновский Н.В., Рудаков Л.М. О возрасте последних извержений Эльбруса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 8. С. 133–135.
- Короновский Н.В., Сим Л.А., Бойнагрян Б.В. Новейшие и современные поля тектонических напряжений Кавказа и сейсмичность // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. № 2. С. 3–14.

- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* Минералого-петрохимическая классификация и генезис песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
- Котов Н.В.* Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Докл. АН СССР. 1975. Т. 22, № 3. С. 701–704.
- Красивская И.С.* Досилурийские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 21–69.
- Красивская И.С.* Типы низкокальциевых гранитоидов как отражение разной геологической эволюции сопряженных энзиматических комплексов Блыбского поднятия Северного Кавказа // Материалы конференции к 90-летию профессора Г.М. Заридзе. Тбилиси: Мецниереба, 1998. С. 31–33.
- Крестников В.Н.* К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Стори (ГССР) // Докл. АН СССР. 1947. Т. 8, № 1. С. 109–111.
- Крестников В.Н., Робинсон В.Н.* К вопросу о палеозое Северной Кахетии // Там же. 1955. Т. 105, № 5. С. 1076–1079.
- Кривоуцкий А.Е.* Тектоническая характеристика области Известнякового Дагестана // Вопросы геологии и геохимии нефтегазоносных районов Русской платформы и Северного Кавказа. М.: ВНИИГАЗ, 1954. С. 148–193 (Тр. ВНИИГАЗ; Вып. 4).
- Круглов С.С., Робинсон В.Н.* О контакте древнейших и нижнепалеозойских образований в бассейне р. Лаба // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959–1960 гг. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 233–241.
- Крумбейн В.К., Слосс Л.Л.* Стратиграфия и осадкообразование. М.: Гостоптехиздат, 1960. 411 с.
- Кузнецов И.Г.* Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе // Зап. ВМО. 1940. Сер. 2. Ч. 69, вып. 2/3. С. 167–184.
- Кузнецов И.Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 118 с. (Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. № 52; Вып. 131).
- Кузнецов С.С.* Геологическое строение срединной части Северного Кавказа и связи с некоторыми вопросами ее металлогении // Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 148–285.
- Курдин Н.Н.* Новейшая тектоническая структура южного склона Юго-Восточного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1991. 17 с.
- Кутелия З.А.* Стратиграфия и условия формирования палеозойских и триасовых отложений южного склона Большого Кавказа (по конодонтам): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1983. 155 с.
- Куцеева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О.* Тектурно-структурные и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.
- Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И., Семенов В.Н.* Геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Лист К-37-V: Объяснительная записка. СПб, 2002.
- Ларин В.Н., Руженцев С.В.* Моделирование покровных складок // Геотектоника. 1975. № 3. С. 36–43.
- Лебедев А.П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 182 с.
- Лебедев В.А., Чернышов И.В.* Временная корреляция событий неоген-четвертичного магматизма на Большом и Малом Кавказе: результаты изотопно-геохронологических исследований // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 410–416 (Материалы III Рос. конф. по изотоп. геохронол.; Т. 2).
- Лебедько Г.И., Усик В.И.* Геохронология Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1985. 147 с.
- Лебедько Г.И., Усик В.И., Шарафан В.Я.* Петрохимия кристалликума Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1999. 200 с.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Леонов М.Г.* О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 44–54.
- Леонов М.Г.* Флиш — образование подводного склона // Там же. 1972. № 2. С. 44–54.
- Леонов М.Г.* Разрывные нарушения Дзирульского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49, вып. 6. С. 37–44.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).
- Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

- Леонов М.Г. Тектоника сложнодислоцированных объемов земной коры (проблемы и решения) // Литосфера. 2002. № 1. С. 3–21.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов Ю.Г. Нижнеюрские отложения северной Осетии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 56–89.
- Леонов Ю.Г. Структурно-фациальная зональность раннеюрского–ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167, № 1. С. 1266–1269.
- Леонов Ю.Г. Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Центрального Кавказа // Сов. геология. 1967а. № 8. С. 61–77.
- Леонов Ю.Г. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 1967б. № 3. С. 32–48.
- Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–138.
- Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Конн М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Там же. 2001. № 1. С. 36–59.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Ломизе М.Г. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1961. № 4. С. 19–31.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 220 с.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
- Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте // Геотектоника. 1987. № 2. С. 14–23.
- Ломизе М.Г. Тектоническая эрозия в лиминарных и островодужных системах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1988. № 2. С. 3–17.
- Ломизе М.Г. Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
- Ломизе М.Г. Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа // Юра Кавказа. СПб: Наука, 1992. С. 158–165 (Тр. МСК; Т. 22).
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- Ломизе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1962. № 6. С. 27–35.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты // Там же. 1974. № 2. С. 48–59.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К. Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 9–16.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 172–179.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
- Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 72–83 (27-й МГК. Коллок. 03. Доклады; Т. 3).
- Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Scientific Press, 1995. 173 с.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии: В 2 т. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.
- Лятифова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1993. 25 с.
- Магомедов Ш.А. Источники рудомагматических пород и абсолютный возраст полиметаллических рудных образований Южного Дагестана // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 3–4 (Материалы III Рос. конф. по изотоп. геохронол.; Т. 1).
- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969. 256 с.
- Майсадзе Ф.Д. О проявлении вулканизма в верхнеэоценовое время (междуречье Риони–Лиахви) // Сообщ. АН ГССР. 1969. Т. 55, № 3. С. 115–117.
- Майсадзе Ф.Д. О фациях эоценовых образований междуречья Риони–Лиахви // Там же. 1970а. Т. 58, № 3. С. 253–259.
- Майсадзе Ф.Д. Палеогеографическо-тектонические условия формирования эоценовых образований

- (междуречье Риони–Лиахви) // Там же. 1970б. С. 232–237.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др. Новейшая тектоника и геодинамика: Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
- Макаровский О.В. Строение Главного надвига Большого Кавказа в пределах Абхазии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 42–50.
- Макридин В.П., Камышан В.П. Стратиграфическое распределение брахиопод в юрских отложениях Западной и Центральной частей Северного Кавказа // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 11. Ставрополь: Кн. изд-во, 1964. С. 54–61.
- Мамедов А.В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны Южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 4. С. 85–98.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 1. С. 3–24.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. О происхождении перлитов // Там же. 1980. № 1. С. 3–17.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филипов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Маслов В.П. Выступление в прениях // Материалы Карпато-Балканской ассоциации. IV съезд, № 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 132 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 51).
- Масуренков Ю.П. Эльбрусский магматический очаг // Проблемы вулканизма: Материалы Всесоюз. вулканолог. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 71–74.
- Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага вулкана Эльбрус // Бюл. Вулканолог. ст. 1971. № 4. С. 79–82.
- Масуренков Ю.П., Пантелеев И.Я. Современная деятельность вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 6. С. 1369–1371.
- Международная тектоническая карта Европы. М-б 1:5 000 000 / Ред. В.Е. Ханн, Ю.Г. Леонов. СПб: ВСЕГЕИ, 1996.
- Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунин В.И. О возрасте «кистинской» свиты междуречья Терека и Ардона (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 127–130.
- Менгел К., Ведеполь К.Х., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. Среднеюрский вулканизм зоны южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 80–107.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне — ранней перми юга Урала. Екатеринбург.: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.
- Милановский Е.Е. Плиоценовый лакколит в бассейне р. Кыртык // Вестн. МГУ. Биол.-почв. и геол.-географ. науки. 1957. № 3. С. 157–172.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- Милановский Е.Е., Каминский Ф.Е., Серенко С.М. Геологическое строение и история формирования Верхнечегемского вулканического нагорья // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Наука, 1962. С. 362–397.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Тр. ВАГТ. 1960. Вып. 6. С. 92–127.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 2. С. 433–436.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 39, вып. 6. 1964. С. 57–86.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Нижнечегемский вулканический район // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 4. С. 15–29.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбруско-Минераловодского выступа Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 3. С. 22–33.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Там же. 1998. Т. 73, вып. 3. С. 27–33.
- Мирчинк И.М., Панов Д.И., Шевченко В.И. Даутский поперечный разлом (Центральный Кавказ) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971, № 1. С. 27–36.
- Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
- Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 243–265.

- Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В.М. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.;Л.: Наука, 1965. 223 с.
- Молявко В.Г. Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса Юго-Восточной Европы на примере Карпато-Динарского и Кавказского сегментов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1990. 39 с.
- Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Короновский Н.В. Эволюция, химизм и генезис вулканитов Эльбурса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 31–46.
- Моргунов Ю.Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ) // Там же. 1965. № 7. С. 108–112.
- Моргунов Ю.Г., Марочкин А.С. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1966. № 5. С. 115–119.
- Москаленко Т.А. Заметка о палеонтологических находках в угленосной толще по р. Чирахчай // Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР. Т. 1. Махачкала, 1957. С. 236–240.
- Москвин М.М., Семихатов М.А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 67–84.
- Мревлишвили Н.И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1957. Т. 1 (15). С. 139–147.
- Мревлишвили Н.И. Стратиграфия палеогена Душетского района // Там же. 1960. Т. 11. С. 28–33.
- Мстиславский М.М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 6. С. 29–52.
- Муратов М.В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 359–372.
- Муратов М.В., Непрочнов Ю.П. Строение дна Черноморской впадины и ее происхождение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 13, вып. 5. С. 40–59.
- Мушкетов Д.И. Сейсмичность Крыма // Сейсмическая станция «Ялта» Сейсмического ин-та АН СССР. Симферополь: Гос. изд-во КрымАССР, 1933.
- Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П., Емельянов И.Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 7. С. 64–74.
- Неручев С.Г. Об условиях накопления угленосных плинсбахских отложений в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 1. С. 19–34.
- Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления мезозойских отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 14–24.
- Никитин М.Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221–238.
- Никитина Е.С., Анжелье Ж., Ребецкий Ю.Л. Исследование на основе математического моделирования особенностей современного поля напряжений Аравийского синтаксиса // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–127.
- Никишин А.М., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
- Никишин А.М., Ершов А.В. Строение и происхождение Западно-Кубанского и Туапсинского краевых прогибов на основе анализа сейсмогеологических трансектов // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 71–74 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Никишин А.М., Фокин П.А., Тихомиров П.Л. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Вып. 1. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2005. 386 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Нуцубидзе К.Ш. Нижняя юра // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 44–82.
- Нуцубидзе К.Ш., Чихрадзе Г.А., Адамия Ш.А. Взаимоотношения дизской серии и отложений лейаса Сванетии // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149, № 6. С. 1412–1413.
- Нырклов А.А., Нырклов Е.А. О генезисе глинистых минералов в связи с геолого-минералогической оценкой их месторождения // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. Новочеркасск, 1999. С. 124–129.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х.Рединг: В 2 т. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с; 1991. Т. 2. 382 с.
- Общая зональная шкала юрской системы (Комиссия по юрской системе. Информация о пленарном заседании комиссии) // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: Недра, 1978. С. 32–34.
- Объяснительная записка к Стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.
- Омельченко В.Л., Белов А.А. Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнеюрском фундамен-

- те Северного Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 9. С. 14–20.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия «серицит» // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69–87.
- Орлов Р.Ю. Геологическая структура месторождения Кти-Теберда на Кавказе // Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: В 2 т. Ставрополь: Кн. изд-во, 1960. Т. 2. С. 39–65.
- Отчет по изучению палеогеографической обстановки на Северном Кавказе в мезозое и кайнозое, с составлением палеогеографических карт масштаба 1:2 500 000. Т. 1. Ессентуки, 1977. 256 с.
- Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я. и др. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: РОСКОМНЕДРА; СПб: ВСЕГЕИ; М.: ГЕОКАРТ, 1995. 215 с.
- Палумб А. Очерк Крымских землетрясений // Сейсмическая станция «Ялта» Сейсмического ин-та АН СССР. Симферополь: Гос. изд-во КрымАССР, 1933.
- Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
- Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 153–164.
- Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997а. № 3. С. 43–49.
- Панов Д.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997б. Т. 72, вып. 5. С. 46–55.
- Панов Д.И. Северная окраина Тетиса в юрское и меловое время (Кавказский сегмент) // 7-ая Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 270–272.
- Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: Механизм и время ее формирования // Сб. науч. тр. Северо-Кавказского гос. техн. ун-та. Сер. «Тектоника и геодинамика». Вып. 1. Ставрополь. 2002. С. 60–70.
- Панов Д.И. Проблема корреляции нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 1. С. 64–77.
- Панов Д.И. Проблемы раннеальпийской геологии Кавказа // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004а. С. 392–412 (Тр. ГИН РАН; Вып. 565).
- Панов Д.И. Тектоническое районирование Кавказа на раннеальпийском этапе его развития (ранняя и средняя юра) // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004б. Вып. 119. С. 179–187.
- Панов Д.И. Вопросы регионального стратиграфического расчленения юрских отложений Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 33–46.
- Панов Д.И., Гуцин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология: Итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987а. С. 82–96.
- Панов Д.И., Гуцин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранне- и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987б. С. 124–139.
- Панов Д.И., Гуцин А.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 1. С. 48–64.
- Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений между-речья Кубани и Баксана // Тр. ВНИИГаз. Вып. 7(15). Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 59–87.
- Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 94–112.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 3–14.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Ааленский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Там же. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 3–13.
- Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003. 48 с.
- Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Ред. С.П. Кориковский. М.: Наука, 1991. 231 с.
- Петросьянц М.А., Ясаманов Н.А., Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пыльцы хейролепидиевых // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 126–130.
- Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Письменный А.Н. Геологическая карта Российской федерации. М-б 1:200 000. Лист К-38–VIII: Объяснительная записка. СПб, 2003.

- Полянский Б.В. Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Недра, 1987. 414 с.
- Попков В.И. Новая сбалансированная структурно-геодинамическая модель Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии и освоения недр юга России: Материалы Международной конференции. Краснодар, 2006. С. 66–68.
- Попов В.С. Плиоцен-четвертичная вулканоплутоническая ассоциация Приэльбрусья. Северный Кавказ — соотношения между вулканическими, субвулканическими и плутоническими фациями // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. Сыктывкар, 1997. С. 129–130.
- Попов В.С., Короновский Н.В. Латеральная геохимическая зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и их происхождение // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 201–206.
- Попов В.С., Семин В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–231.
- Попович С.В. Современная структура акватории Азовского моря // Геотектоника. 1998. № 5. С. 86–96.
- Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. 117 с.
- Потапенко Ю.Я., Гурбанов А.Г. К литологии байосской вулканогенно-обломочной формации р. Мзымты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 134–138.
- Потапенко Ю.Я., Гурбанов А.Г. О литологии вулканогенной толщи байоса в верховьях р. Мзымты // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 13. Ставрополь: Кн. Изд-во, 1972. С. 128–132.
- Потапенко Ю.Я., Пруцкий Н.И. Новые данные о палеозойских милонитах Главного Кавказского хребта // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 443–446.
- Потапенко Ю.Я., Снежко В.А., Сомин М.Л., Усик В.И. Герцинские гранитоиды в структуре и эволюции Большого Кавказа // Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба, 1999. С. 148–167 (Тр. ГИН АН Грузии. Н. С.; Вып. 114).
- Потапенко Ю.Я., Снежко В.А., Срабонян М.Х. Генезис и особенности минерального и химического состава лейкократовых гнейсов р. Аксаут (Северный Кавказ) // Минералого-петрографические геохимические исследования на Северном Кавказе. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1972. С. 72–77.
- Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19–31.
- Пруцкий Н.И. Литостратиграфия нижней и средней юры зоны Главного хребта Восточного Кавказа (междуречье Даккичай–Усучай): Тез. докл. VII краевой конф. по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1991. С. 27–28.
- Пруцкий Н.И., Лаврищев В.А. Северо-Западный Кавказ в мезозое // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 92–98.
- Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57–108.
- Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.
- Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы симпоз. М.: Научный Мир, 1997. С. 136–139.
- Расцветаев Л.М. О домайкопском возрасте главной складчатости и эоцен-олигоценых олистостромах Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 4. С. 70–71.
- Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
- Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.В. Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 108–110 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Резников А.П., Кизильштейн Л.Я. Новые данные к стратиграфии нижнеюрских отложений среднего течения р. Баксан // Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1961. С. 104–105.
- Резников В.И. Стратиграфия и история формирования нижне-среднеюрских отложений северо-западного Кавказа (южный склон Главного хребта) // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 12. Ставрополь: Кн. изд-во. 1967. С. 36–43.

- Ренгартен В.П.* Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 году // Изв. Геол. ком. 1924. Т. 10, № 7. С. 872–890.
- Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин. ВСНХ СССР. Вып. 148. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1932. С. 3–38.
- Ренгартен В.П.* Верхнемеловые отложения Южного склона Большого Кавказа // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1941а. С. 74–86.
- Ренгартен В.П.* Тектоника Большого Кавказа // Там же. 1941б. С. 460–479.
- Ренгартен Н.В., Старостина З.М.* Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа // Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 83–147.
- Решения 2-го Междуведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра). Л.: Недра, 1984. 47 с.
- Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др.* О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. № 3. С. 33–46.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н.* Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа // Физика Земли. 2005. № 5. С. 1–14.
- Рогожин Е.А., Шолпо В.Н.* Особенности внутреннего строения зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 15–28.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоенность земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 186 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
- Романов Н.Т.* Новые данные о Главном Кавказском разломе на Восточном Кавказе // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 5. С. 353–356.
- Ростовцев К.О.* Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 46–60.
- Ростовцев К.О., Корнев Г.П.* Нижне- и среднеюрские отложения северо-западного Кавказа // Сов. геология. 1963. № 8. С. 100–107.
- Ростовцев К.О., Никанорова Л.А.* Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Там же. 1970. № 5. С. 3–19.
- Ростовцев К.О., Прозоровская Е.Л., Вукс В.Я., Беленкова В.С.* Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука. 1985. 188 с. (Тр. МСК; Т. 15).
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 563 с.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Дечугаев А.Я. и др.* Латитовый тип позднеколлизионных гранитоидов (Северный Кавказ): геохимические и минералогические особенности // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 2. С. 248–251.
- Самохин А.А.* Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 242–252.
- Самыгин С.Г., Хаин Е.В.* Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое — опыт сравнения // Геотектоника. 1985. № 2. С. 40–56.
- Сборщиков И.М., Казьмин В.Г.* Тектоническая структура дизского комплекса (Сванетия) и условия ее формирования // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1990. № 5. С. 27–39.
- Сванидзе Ц.И.* О возрасте флороносных отложений нижней юры Дзирульского и Локского кристаллических массивов // Тр. Тбил. ун-та. 1971. Т. А2 (141). С. 165–169.
- Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б.* Результаты Sm-Nd и U-Pb изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и геоэкологии юга России и Кавказа: Материалы Междунар. науч. конф. Новочеркасск, 1997. С. 87–89.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 155 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 314).
- Симанович И.М.* Геотектонические типы постседиментационных процессов // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: В 2 т. М.: ГЕОС, 2000. С. 228–230 (Материалы к 1-му Всерос. литол. совещ.; Т. 2).
- Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.
- Симанович И.М., Япаскерт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2002. № 6. С. 20–31.
- Скрипченко Н.С.* Прогнозирование цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 208 с.
- Скрипченко Н.С., Пруцкий Н.И.* Металлогеническая активность горячих эвапоритовых рассолов Кавказско-Каспийского сочленения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерально-

- го округа. Махачкала, 2006. С. 63–64 (Сб. науч. тр. Ин-та геол. Даг. НЦ РАН; Вып. 50).
- Славин В.И. О стратиграфии юрских отложений юго-западной части Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31, вып. 3. С. 107–108.
- Славин В.И. Новые данные о геологическом строении района Красной поляны и прилежащих частей Главного Кавказского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 6. С. 31–45.
- Славин В.И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 5. С. 1184–1187.
- Славин В.И., Сомин М.Л., Моргунов Ю.Г. Доюрские отложения Сванетии. Геология Центрального и Западного Кавказа // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959–1960 гг. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 315–335.
- Снежко В.А. Особенности состава аргиллитов северной части Агвали-Хивской зоны Восточного Дагестана (Северный Кавказ) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: В 2 т. М.: ГЕОС, 2000. С. 240–243 (Материалы к 1-му Всерос. литол. совещ.; Т. 2).
- Снежко В.А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 87–94.
- Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 27–33.
- Соборнов К.О. Строение Восточно-Кавказского нефтегазоносного пояса надвигов // Геология нефти и газа. 1995. № 10. С. 16–21.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Соколов Б.А. Дагестанский клин как тектонотип складчато-надвиговых предгорий (к 70-летию со времени его выделения Н.С. Шатским) // Б.А. Соколов. Новые идеи в геологии нефти и газа: Избр. тр. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 462–469.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Сомин М.Л. Некоторые особенности связи тектоники и магматизма кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 1965а. № 3. С. 48–61.
- Сомин М.Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов (Северо-Западный Кавказ) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1965б. № 9. С. 157–159.
- Сомин М.Л. Тектоника и история развития доюрского основания западной части Главного Кавказского хребта и его южного склона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 25 с.
- Сомин М.Л. Датировки абсолютного возраста кристаллических сланцев Главного Кавказского хребта аргоновым методом и их интерпретация // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. № 6. С. 48–53.
- Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
- Сомин М.Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 122–129.
- Сомин М.Л. Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 3. С. 376–379.
- Сомин М.Л. Альпийская деформация фундамента Большого Кавказа // Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси, 1999. С. 133–147.
- Сомин М.Л. Изотопное датирование и анализ глубинной структуры складчатых сооружений // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000а. С. 354–356 (Тез. докл. I Рос. конф. по изотоп. геохронол.).
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000б. Т. 375, № 5. С. 662–665.
- Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000в. С. 997–500 (Материалы XXXIII Всерос. тект. совещ.).
- Сомин М.Л. Тектонический стиль и происхождение альпийских структур осевых зон Западного Кавказа // Строение и история развития платформ и подвижных поясов: Материалы совещания. М.: Изд-во МГГА. 2000г. С. 62–64.
- Сомин М.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Лаврищев В.А. Геологические и геохронологические исследования метаморфического фундамента зоны Главного хребта Большого Кавказа: новые данные и проблемы // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004. Вып. 119. С. 521–534.
- Сомин М.Л., Белов А.А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1967а. № 1. С. 41–50.
- Сомин М.Л., Белов А.А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967б. № 1. С. 40–48.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Соотношения фундамент-чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.

- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Структура нижнеюрских депрессий Главного Кавказского хребта — показатель характера альпийских деформаций его кристаллического фундамента // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 231–234 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Сомин М.Л., Герасимов В.Ю., Лаврищев В.А., Сумин Л.В. Кристалликум Блыбского и Бескесского выступов Северного Кавказа: изотопно-геохронологические данные и проблема их интерпретации // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2002. С. 74–79.
- Сомин М.Л., Кориковский С.П. Среднепалеозойские метаконгломераты Главного Кавказского хребта и их тектоническое значение // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 1. С. 194–198.
- Сомин М.Л., Котов А.Б., Левченков О.А. и др. Палеозойские породы в инфраструктуре метаморфического фундамента Главного хребта Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. № 5. С. 17–26.
- Сомин М.Л., Лаврищев В.А. Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 370–372.
- Сомин М.Л., Лепехина Е.Н., Конилов А.Н. О возрасте высокотемпературного гнейсового ядра Центрального Кавказа // Там же. 2007. Т. 414, № 6. С. 370–373.
- Сомин М.Л., Смольская А.И. Фундамент Атамажинского поднятия Северо-Западного Кавказа: природа метаморфитов и альпийские деформации // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004. Вып. 119. С. 204–214.
- Сомин М.Л., Смольская А.И. Бластомилониты и инвертированная метаморфическая зональность в фундаменте Атамажинского выступа на Северо-Западном Кавказе // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 1–3.
- Сорский А.А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 303–317.
- Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134–170.
- Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
- Станкевич Е.С. О стратиграфии нижней и средней юры бассейна реки Пшехи на северо-западном Кавказе // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1957. № 24. С. 65–68.
- Стовба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журн. 2000. Т. 22, № 4. С. 37–61.
- Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 6, вып. 4. С. 64–80.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. Верхнеолигоценовые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщ. 2: Фациально-палеогеографические условия осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 359–368.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960а. Т. 1: Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. 212 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960б. Т. 2: Закономерности состава и размещения гумидных отложений. 574 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3: Закономерности состава и размещения аридных отложений. 550 с.
- Субботин С.И., Гуревич Б.Л., Кужелов Г.К. и др. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований // Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965. 292 с. (22-я сес. МГК. Докл. сов. геол.).
- Суханов М.К. «Казбекский диабазовый пояс» Центрального Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 25 с.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958. 368 с.
- Схиртладзе Н.И., Топчишвили М.В. Вновь о возрасте вулканогенно-терригенных образований нарульской свиты Дзирульского кристаллического массива // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004. Вып. 119. С. 221–227.
- Татаршвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. Среднеэоценовые вулканы аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 79–86.
- Теодорович Г.И., Коньшева Р.А. К вопросу о постдиагенетических изменениях минерального и органического вещества ниже-среднеюрских отложений юго-восточного Кавказа // Там же. Т. 42, вып. 3. 1967. С. 70–78.
- Тимошкина Е.П. Математическая модель реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1998. 112 с.

- Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1: Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли / Ред. О.А. Богатиков, В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса: новые данные Ag-Ag и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 67–81.
- Топчишвили М.В. Стратиграфия лейасовых отложений юго-западной периферии Дзирульского массива // Сообщ. АН ГССР. 1965. Т. 40, № 1. С. 113–118.
- Топчишвили М.В. Новые данные по палеогеографии Дзирульского массива в нижнеюрское время // Там же. 1968. Т. 41, № 1. С. 129–134.
- Топчишвили М.В. Зональное расчленение тоарско-ааленских песчано-сланцевых отложений Большого Кавказа в пределах Грузии // Там же. 1978. Т. 90, № 1. С. 105–108.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии сорской свиты // Там же. 1986. Т. 124, № 2. С. 333–336.
- Топчишвили М.В. Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Большого Кавказа в пределах Грузии по аммонитам // Там же. 1987. Т. 127, № 2. С. 309–312.
- Топчишвили М.В. Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 1996. Вып. 108. 215 с.
- Топчишвили М.В., Ламинадзе Т.А., Церетели И.Д. и др. Стратиграфия юрских отложений Грузии // Там же. 2006. Вып. 122. 455 с.
- Трифонов В.Г., Бызова С.Л., Ведешин Л.А. и др. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли // Исследования природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1973. С. 11–77.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541).
- Трубицын В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестн. РАН. 2005. Т. 75, № 1. С. 10–21.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп // Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965. 343 с.
- Тучкова М.И. Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (на примере северного и южного склонов Центрального Кавказа): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 24 с.
- Тучкова М.И. Эпигенетическая зональность в нижне-среднеюрских отложениях Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 3. С. 280–291.
- Тучкова М.И. Ранне-среднеюрский осадочный бассейн Большого Кавказа: осадконакопление и история развития // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА. 2000а. С. 67–69.
- Тучкова М.И. Состав песчаников как показатель развития Кавказского бассейна (ранняя и средняя юра) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2000б. С. 320–323.
- Тучкова М.И. Постседиментационные преобразования нижне-среднеюрских песчаных пород Большого Кавказа // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 155–157 (Материалы 3-го Всерос. литол. совещ.).
- Тучкова М.И., Карпова Г.В., Покровская Е.В. Ассоциации аутигенных глинистых минералов в песчаниках нижней и средней юры Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 3. С. 53–66.
- Тучкова М.И., Макаров Ю.В. Осадконакопление в ранне-среднеюрском осадочном бассейне Большого Кавказа // Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН, 1994. С. 80–90.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 5–23.
- Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.
- Фельдман И.С. Дегидратация и электропроводность: Предпосылки и следствия: Тез. докл. Междунар. совещ. «Геофизические предпосылки и следствия дегидратации земной коры». М.: ИО РАН, 1996. С. 14–16.
- Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа // Сов. геология. 1949. № 39. С. 24–49.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13–27.
- Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Там же. 1982. № 4. С. 3–13.
- Хаин В.Е. Тектоника Кавказа: текущие проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 5. С. 3–10.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 2001. 604 с.

- Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, вып. 3. С. 30–64; вып. 4. С. 43–65.
- Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа // Материалы по геологии Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР. 1957. 388 с.
- Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 94 с.
- Халифа-заде Ч.М. О терригенно-минералогических провинциях среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа // Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-географ. наук. 1966. № 5. С. 36–41.
- Халифа-заде Ч.М. Условия образования среднеюрских отложений восточной части Большого Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1972. 64 с.
- Халифа-заде Ч.М., Магомедов Я.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
- Ханель М., Липпольд Х.Й., Кобер Б., Гурбанов А.Г. О раннепалеозойском возрасте метагранодиоритов в зоне Главного хребта Большого Кавказа // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 487–498.
- Хатискаци Г.Н. К вопросу геологического строения и перспектив нефтегазоносности Горной Кахетии в свете новых данных // Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. М.: Недра, 1971. С. 272–284.
- Хворова И.В. О происхождении флиша // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. С. 3–21.
- Хворова И.В. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 2. С. 3–15.
- Хворова И.В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 10–78 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 195).
- Хесс Ю.С., Аретц И., Эммерман Р. и др. Петрогенезис юрских известково-щелочных серий пород северной части (Бечасынская зона) Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 58–79.
- Хизен Б.К. Ложе океанов // Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. 203 с.
- Холодов В.И., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 419).
- Хортов А.В. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности района Азовского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 17–22.
- Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины. Тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб: Изд-во СПб ун-та, 2004. 83 с.
- Хуцишвили О.Д. Новые данные о возрасте квишской свиты // Сообщ. АН ГССР. 1966. Т. В.12, № 2. С. 387–390.
- Хуцишвили О.Д. Стратиграфия и фауна квишской свиты. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 81 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 33).
- Хуцишвили О.Д. О явлениях молодой складчатости кристаллических пород фундамента Кавказа // Вопросы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 287–296.
- Цагарели А.И. Верхнемеловая фауна Грузии // Тр. Ин-та геол. и минерал. 1954. № 5(10). С. 173–274.
- Цагарели А.И. Верхний мел // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 141–182.
- Цагарели А.Л. Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980. С. 187–192.
- Цагарели А.Л., Зесашвили В.И., Нуцубидзе К.Ш. Стратиграфия нижнеюрских и среднеюрских отложений бассейнов рек Урупа, Большой и Малой Лаб // Кн.акад. АН ГССР А.И. Джанелидзе. Тбилиси: Мецниереба, 1959. С. 319–323.
- Цагарели А.Л., Эристави М.С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // Региональная палеогеография. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 130–137 (21-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Цветков А.А., Суханов М.К., Говоров Г.И. Закономерности развития магматизма современных и палеоостровных дуг // Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С. 185–218.
- Чаицкий В.П. Пирокластические породы верхнего байоса северного склона Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 69–73.
- Чернопятов С.Ф. Роль пластических деформаций гранитов в формировании Садоно-Унальской антиклинальной зоны // Зап. ЛГИ. 1959. Т. 35, вып. 2. С. 143–153.
- Чернышев И.В., Гурбанов А.Г., Борсук А.М., Солюшкин В.Е. О возрасте цирконов из гнейсо-гранитов Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 2. С. 468–472.
- Чернышев И.В., Левченков О.А., Бибикина Е.В. и др. О возможностях и ограничениях «термоионного» и «термоизохронного» методов датирования цирконов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 17–28.

- Чесноков С.В., Красивская И.С. Варисский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985. 93 с.
- Чихрадзе Г.А. О нижней границе лейаса в ущелье р. Ингури // Изв. Геол. о-ва Грузии. Т. 3, вып. 1. 1963. С. 71–72.
- Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
- Чихрадзе Г.А. Юрские палеогеодинамические обстановки Грузии // Юрские осадочные комплексы Болгарии и Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 46–56 (Тр. ГИН АН СССР. Н. С.; Вып. 84).
- Чихрадзе Г.А., Вяхирев Н.П. О минеральном составе ниже-среднеюрских глинистых сланцев южного склона Большого Кавказа // Изв. Геол. о-ва Грузии. Т. 9, вып. 1/2. 1982. С. 92–98.
- Чихрадзе Г.А., Чечелашвили И.Д. Фациальный характер и палеогеографические условия образования среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 1. С. 85–95.
- Чичуа Б.К., Агулов А.П., Киласония З.Н. и др. Постдиагенетические преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья // Там же. 1985. № 4. С. 87–96.
- Чичуа Г.К. Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 25 с.
- Чубинишвили К.Т. Литология меловых и среднеюрских отложений опорной скважины Гори // Труды к 70-летию со дня рожд. А.И. Джанелидзе. Тбилиси: Изд-во АН СССР, 1959. С. 225–231.
- Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений северо-восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003. 46 с.
- Шарданов А.Н., Григорьянц Б.В., Мурадян М.В. Новые данные о внутripалеогеновых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1955. № 9. С. 27–37.
- Шарданов А.Н., Пекло В.П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя // Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ. 1959. Вып. 1. С. 100–107.
- Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан) // Тр. Н.-И. Нефт. ин-та. 1929. Вып. 4. С. 14–32.
- Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 158 с.
- Шевченко В.И. Строение Главного хребта Центрального Кавказа между реками Ардон и Терек // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 2. С. 19–29.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукин А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
- Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С. 57–65.
- Шемпелев Г.А., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У. и др. Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус — Кавказские Минеральные Воды) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 361–365 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 316–320 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Шенгелая Г.Ш. Комплексное решение геодинамики Южного склона Большого Кавказа // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С. 302–305 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Шенгелиа Д.М. Петрология Дарьяльского массива. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 76 с. (Тр. ГИН АН СССР. Н.С.; Вып. 4).
- Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецховели Д.Н. и др. Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 17–27.
- Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир, 1964. 250 с.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа // Труды Ин-та геол. АН АзССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
- Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
- Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 87–103.
- Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 9–14 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).

- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 123 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).
- Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 23–34.
- Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 228 с.
- Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В., Шубладзе Р.Л. К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба, 1979. С. 296–298.
- Эмери В.Е. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. 377 с.
- Эрикссон Д., Юинг М., Хизен Б., Воллин Г. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 787 с.
- Юра Кавказа / Ред. К.О. Ростовцев. СПб.: Наука, 1992. 192 с. (Тр. МСК; Т. 22).
- Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 196 с.
- Юрские осадочные геоккомплексы Болгарии и Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 97 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 84).
- Яковлев Ф.Л. Исследования кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31–48.
- Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа) // М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследование процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311–332.
- Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ — коллизийная структура с внутренней активностью // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 1. С. 99–100.
- Яковлев Ф.Л., Сим Л.А. О соотношении поля тектонических напряжений и поля деформаций (на примере Воронцовского покрова, Северо-Западный Кавказ) // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 397–400 (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратосфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.
- Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.
- Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.
- Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 132 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 117).
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Наука, 1978. 223 с.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты земли. Л.: Гидрометеопиздат, 1985. 295 с.
- Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps / J.Dercourt, L.-E. Ricou, B.Vrielynck (Eds.) Paris, 1993. 307 p.
- Bartolini A., Larson R.L. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic // Geology. 2001. V. 29, № 8. P. 735–738.
- Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S. Eocene paleomagnetism of the Caucasus (southwest Georgia): oroclinal bending of the Arabian syntaxis // Tectonophysics. 2002. V. 344, № 3/4. P. 247–259.
- Bergougnan H., Fourquin C. Un ensemble d'elements communs a une marge active alpine des Carpathes meridionales a l'Iran central: le domaine irano-balcanique // Bull. Soc. Geol. France. 1980. T. 22, № 1. P. 61–83.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Bock B., McLennan S.M., Hanson G.N. Rare earth element redistribution and its effects on the neodymium isotope system in the Austin Glen Member of the Normanskill formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 5245–5253.
- Bredden H. Der Elburs im Iran, ein schuppengebirge // Geologische Mitteilungen. 1970. Hf. 10, № 1. P. 61–100.
- Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M. Evidence from seismic tomography for lithosphere delamination below the Central Caucasus // 7-я Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 236–237.
- Cayeaux L. Emploi des gres et roches diverses dans les extensions compigniennes de Basse-Normandie // Bull. Soc. Prehist. Franc. 1956. T. 53, № 10. P. 669–673.
- Collision Tectonics / V.-P. Coward, C. Alison (Eds). Oxford; London; Edinburgh; Boston: Ries. Geol. Society, 1986. Spec. Publ. № 19.

- Cox K.J., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. London: George Allen and Unwin, 1979. 44 p.
- Deruelle B. Subduction et zonation du volcanisme plio-quaternaire des Andes du Sud (18°–55°S) // Rev. geogr. phys. et geol. dynam. 1977. T. 19, № 2. P. 179–188.
- Ershov A.V., Brunet M-F, Nikishin A.M. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 95–118.
- Evolution of the Tethys / J. Aubouin, X. Le Pichon, A.S. Monin (Eds) // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1/4. 315 p.
- Finetti J., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geological study of the Black Sea // Monograph on the Black Sea // Bull. Geogr. Appl. Trieste, 1988. V. 30, № 117/118. P. 197–324.
- Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melilitites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // J. Petrol. 1978. V. 73. P. 287–310.
- Fujii N., Uyeda S. Thermal instabilities during flow of magma in volcanic conduits // J. Geophys. Res. 1974. V. 79, № 23. P. 3367–3369.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., Chichinadze G.L. Macera nappe in the crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1996. V. 154, № 1. P. 84–89.
- Garzanti E., Vezzoli G., Ando S., Castiglioni G. Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen) // J. Geology. 2001. V. 109, № 3. P. 277–297.
- Gerdes A., Zeh A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ISP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany // Earth and Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249. P. 47–61.
- Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. V. 180, № 1. P. 1–13.
- Gordon R.G., Jurdi D.M. Cenozoic global plate motions // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, № B 12. P. 389–406.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic time scale // Ibid. 1994. V. 99, № B12. P. 24051–24074.
- Guarda P., Ivaldi J.P. Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes Maritimes): description, genèse et chronologie relative // Bull. Geol. Soc. France. 1985. V. 1, № 3. P. 353–362.
- Gurnis M., Torsvik T.H. Rapid drift of large continents during the late Precambrian and Paleozoic: Paleomagnetic constraints and dynamic models // Geology. 1994. V. 22, № 11. P. 1021–1026.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235, № 4793. P. 1156–1167.
- Haskin M.A. Rare earth abundances in some basic rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 6085–6097.
- Hempton M.K. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. V. 6. P. 687–705.
- Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare R. et al. Geology of the Volcanic Area North of Lake Van (Turkey) // Geol. Rundsch. 1980. Bd. 69. P. 292–322.
- Jackson J. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and Caucasus // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, № B9. P. 471–479.
- Joffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum-Red Sea — a reevaluation // Tectonophysics. 1987. V. 141. P. 5–22.
- Jordan T.E. Retroarc Foreland and Related Basins // Tectonics of Sedimentary Basins / C.J. Busby, R.V. Ingersoll (Eds). Boston: Blackwell Publ., 1995. P. 331–362.
- Ketzer J.M., Holz M., Morad S., Al-Aasm I.S. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil // Sedimentology. 2003. V. 50, № 5. P. 855–877.
- Kubler B. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite // Bull. Cent. Rech. Pau SNPA. 1968. V. 2. P. 385–397.
- Kuenen Ph.H. Marine Geology. N.Y.: John Wiley & Sons, 1950. 568 p.
- Kushiro J., Yoder H.S. Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions // J. Earth Sci. 1969. № 9. P. 185–223.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- Lipman P.W., Bogatikov O.A., Koronovsky N.V. et al. 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1993. V. 57. P. 85–124.
- Mattauer M. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts // Collis. Tectonics. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. № 19. P. 37–50.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. V. 243. P. 673–682.
- Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // Nature. 1988. V. 335, № 8. P. 131–137.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geology. 1989. V. 97, № 2. P. 129–147.

- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al.* Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform — Black Sea — Caucasus domain // *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* / P.A. Ziegler et al. (Eds). Paris, 2001. P. 295–346.
- Pearce J.A., Cann J.A.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
- Philip H., Cisternas A., Guichiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. V. 161. P. 1–22.
- Phillipot P., Blichert-Toft J., Perchuk A. et al.* Lu-Hf and Ar-Ar geochronology confirms extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // *Ibid.* 2001. V. 342. P. 23–28.
- Radies D., Preusser F., Metter A., Mange M.* Eustatic and climatic controls on the developments of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman // *Sedimentology.* 2004. V. 51, № 6. P. 1359–1385.
- Ramsay J.* Folding and fracturing of the rocks. N.Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
- Rebai S., Philip H., Dorbath L., Borissoff B. et al.* Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures // *Tectonics.* 1993. V. 12, № 5. P. 1089–1114.
- Ryabchikov I.D., Schreyer W., Abraham K.* Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 79, № 1. P. 80–84.
- Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F. et al.* The Mesozoic — Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus // *European Lithosphere Dynamics* / D. Gee, R.A. Stephenson (Eds) // *Geol. Society London. Memoirs.* 2006. № 32. P. 277–289.
- Sengor A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics.* 1981. V. 75, № 3/4. P. 181–241.
- Shanmugam G., Moiola R.J., McPerson J.G., O'Connell S.* Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fan // *Sedimentary Geology.* 1988. V. 58, № 1. P. 63–77.
- Shaw H.R.* Rheology of basalt in the melting range // *Petrology.* 1969. V. 10, № 3. P. 510–537.
- Stampfli G.M., Borel G.D.* A Plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored syntectonic oceanic isochrones // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 196, № 1/2. P. 17–33.
- Stanley D.* Heavy minerals and provenance of sands in flisch of Central and Southern French Alps // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1965. V. 49, № 1. P. 22–40.
- Sujkowski Z.* Flisch sedimentation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1957. V. 68, № 5. P. 543–554.
- Tarney J., Sanders A.D., Matthey D.P. et al.* Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1981. V. A300. P. 263–285.
- Taylor S.R., Mc Lennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. London: Blackwell Sci. Pub., 1985. 381 p.
- Tercier J.* Le flisch dans la sedimentation alpine // *Eclog. Geol. Helv.* 1947. V. 40, № 2. P. 163–198.
- Yakovlev F.L.* Distribution of shortening values within the Great Caucasus structure based on the data of analysis of the geometry of different-scale folded structures. European Union General Assembly: *Geophys. Res. Abst.* V. 7, № 00477, 2005. Vienna: European Geosci. Union SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-07085.
- Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E. et al.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic — Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus. Belgrade: Terranes of Serbia, 1996. 129 p.
- Zakariadze G.S., Dilek Y., Adamia S.A. et al.* Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island arc evolution of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield // *Sci. Direct. Gondwana Res.* 2007. V. 11. P. 92–108.
- Zimmerman U., Bahlburg H.* Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina // *Sedimentology.* 2003. V. 50, № 6. P. 1079–1104.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху

Ответственный редактор
Юрий Георгиевич Леонов

Редактор И.М. Ерофеева
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 15.11.07
Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная № 1,80 г/м²
Гарнитура Квант-Антиква. Печать офсетная.
Уч.-изд. 50,2 л. Усл.-печ. 46 л. + 1,5 л. вкл.
Тираж 300 экз.
Тип. зак. № 368С, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (495) 230-80-92
Факс: (495) 231-04-43, 152-19-14
e-mail: geos@ginras.ru

