

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ
КАВКАЗА**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Межведомственный тектонический комитет
Ордена Трудового Красного Знамени Геологический инсти-
АКАДЕМИЯ НАУК ГССР
Геологический институт им. А.И. Джанелидзе

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982



3795

Материалы сборника отражают последние достижения геолого-геофизического и геохимического изучения Кавказа. В нем собраны статьи, разнообразные по своей идейной направленности, отражающие творческие искания ведущих исследователей Кавказа. В работах мобилистов представлены палинспастические схемы тектонического развития Кавказа со среднего палеозоя донныне, обоснованные комплексом геологических, петрохимических, палеобиогеографических и палеомагнитных данных. В работах фиксистов большое внимание уделено связи поверхностных структур с предполагаемыми процессами в глубинных слоях Земли. В ряде статей развитие Кавказа обсуждается на фоне развития всего Средиземноморского пояса, проведено сравнение структур Кавказа и Гималаев, коррелируются мезозойский офиолитовый магматизм и кайнозойский вулканизм и другие явления, происходившие на Кавказе и в смежных регионах Альпийской области. Заключают сборник статьи, в которых рассмотрены структуры земной коры и верхней мантии Кавказа и сопредельных территорий по данным геофизики, неотектоника и сейсмичность, а также этапы рудообразования и главные рудоносные геологические формации Кавказа.

Редакционная коллегия:

М.В. МУРАТОВ, Ш.А. АДАМИЯ (ответственные редакторы),

А.А. БЕЛОВ, В.Е. ХАИН, С.И. КУЛОШВИЛИ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник включает доклады, прочитанные на 2-м семинаре по геодинамике Кавказа, состоявшемся в Тбилиси в апреле 1980 г. Организация подобных семинаров обязана инициативе грузинских геологов, Кавказской секции Междуведомственного тектонического комитета и Института геологии Академии наук Грузинской ССР, долгое время возглавлявшегося П.Д. Гамкрелидзе. Грузинским геологам принадлежит также первенство в применении современных мобилистских идей к истолкованию тектонической эволюции Кавказа, и на 1-м семинаре, созванном в Тбилиси в декабре 1976 г., обсуждались в основном лишь мобилистские модели развития Кавказа, разработанные геологами.

Приятно отметить, что тематика 2-го семинара оказалась значительно более широкой. Во-первых, наряду с мобилистскими представлениями обсуждались и фиксистские (доклады В.В. Белоусова, В.Н. Шолпо, В.И. Шевченко и И.А. Резанова), что дало возможность их сопоставить и критически проанализировать. Во-вторых, впервые активное участие в обсуждении геодинамических проблем приняли не только геологи, но и геофизики разных специальностей, выступавшие как в соавторстве с геологами, так и с самостоятельными докладами. Были затронуты также вопросы вулканизма (Н.В. Короновский) и металлогении (Г.А. Твалчрелидзе и др.). В-третьих, в работах семинара приняли участие геологи не только закавказских республик, но и северокавказские (Г.И. Баранов, И.И. Греков). В-четвертых, в докладах был рассмотрен не только альпийский этап развития Кавказа, но и его доальпийская история (М.Б. Абесадзе, Ш.А. Адамия, А.А. Белов и др.). Все это, несомненно, подняло значение проведенного семинара.

Заслушанные доклады и их обсуждение показали, что появление новых тектонических идей и начало их приложения к Кавказу весьма значительно стимулировало и придало новый импульс тектоническим исследованиям на Кавказе, что, в свою очередь, способствовало получению новой богатой и разнохарактерной информации.

Вместе с тем нет ничего удивительного в том, что даже эта дополнительная информация не дала пока возможности однозначно решить все вопросы и прийти в рамках мобилистской концепции к реконструкциям, одинаково убедительным для всех сторонников этой концепции. В особенности это относится к доальпийскому развитию Кавказа, к проблеме местоположения осевой зоны Палеотетиса. Эти и другие разногласия и противоречия указывают на необходимость сбора и привлечения дополнительного материала, в особенности палеомагнитных данных. Обсуждение спорных вопросов должно быть продолжено на следующих семинарах по геодинамике Кавказа. Их проведение в других центрах региона (Ереван, Баку, Ессентуки) и сопровождение полевыми экскурсиями должны будут способствовать более активному развитию геодинамических исследований во всех республиках и краях Кавказа и в конечном счете созданию модели, могущей претендовать на достаточно широкое признание.

В.Е. Хаин

МОБИЛИЗМ И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ КавКАЗА

Кавказ, испытавший длительную и сложную тектоническую эволюцию и объединивший в себе структуры различного характера, порядка и генезиса, — весьма благоприятный объект для исследования многих проблем тектоники. Я вкратце затрону лишь некоторые из них, на мой взгляд, наиболее существенные.

1. Выявление условий и причин образования тектонических структур представляет собой старую, но все еще не решенную проблему. Проведенное за последнее время исследование методами детального структурного анализа механизма формирования тектонических структур Аджаро-Триалетской складчатой зоны [Гамкредидзе И., 1976], северо-западной части Большого Кавказа [Гиоргобиани, Закарая, 1980] и сланцевой зоны его южного склона [Кавелашвили, 1979] показало, что основная причина возникновения этих структур — проявление внешних сжимающих усилий, вызванных активным продвижением к северу Арвино-Болнисской и Грузинской глыб Закавказского срединного массива.

2. Весьма интересным оказался Кавказ и с точки зрения исследования морфологии, внутренней структуры и генезиса покровных (шарьяжных) структур, которые были выявлены и изучены в последнее время на южном склоне Большого Кавказа [Хатискаци, Чичуа, 1967; Гамкредидзе П., 1970; Гамкредидзе И., 1970; Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1975, 1977], на Малом Кавказе [Книппер, 1971, 1975; Соколов, 1977], а также в зонах Передового [Баранов, Греков, 1974; Белов, Омельченко, 1976; Хаин Е., 1979] и Главного [Баранов, Греков, 1974; Гамкредидзе И. и др., 1980] хребтов Большого Кавказа. Среди этих покровов выделены сорванные покровы чехла и основания и офиолитовые покровы, которые в генетическом отношении являются выжатыми вследствие проявления глубинного тангенциального сжатия. В результате этого сжатия отдельные покровные пластины полностью выжаты из их корневых зон, которые либо перекрыты, либо полностью пережаты. Ведущий механизм образования сорванных покровов — активное смещение автохтона по наклонным глубинным поддвиговым зонам (внутриплитная субдукция). Подобный механизм снимает вопрос механической парадоксальности больших горизонтальных перемещений, проблему передачи механических напряжений на большие расстояния и является, видимо, универсальным: [Гамкредидзе И. и др., 1980].

3. Вполне самостоятельна проблема исследования планетарной регматической сети и планетарной трещиноватости дислоцированных толщ. Последняя была выявлена и изучена впервые на Кавказе [Гамкредидзе И., 1972]. На основании восстановления первичной ориентации этих трещин и составления синоптических роз-диаграмм был установлен существование хорошо известной 4-компонентной планетарной сети, состоящей из ортогональной и диагональной парных систем. Исследован также вопрос о происхождении этой трещиноватости и ее роли в процессе деформации земной коры.

Существование устойчивой в своей пространственной ориентировке регматической сети часто используется как аргумент против мобилизма. Однако автор не видит противоречий между этими двумя явлениями [Гамкредидзе И., 1976].

4. Одной из важнейших представляется проблема геодинамической эволюции Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса. В последнее время, особенно в связи с исследованием офиолитов, рассматривающихся в качестве реликтов океанической коры геологического прошлого [Пейве, 1969; и др.], появились новые мобилистические концепции, исходящие из предположения о крупных горизонтальных перемещениях земной коры и литосферы. Вместе с тем новые палеомагнитные данные по Восточно-Европейской и Африканской платформам [Храмов, 1978; Зоненшайн, Городницкий, 1977], Ирану [Krumsik, 1976; Wensink, 1979], Кавказу [Нгуен Тхи Ким Тхоа и др., 1978; Асанидзе, Печерский, 1979; Адамия и др., 1979] и Северной Анатолии [Van der Voo, 1968] позволяют получить не только качественную, но и количественную характеристику горизонтальных перемещений как континентального обрамления Средиземноморского пояса, так и отдельных континентальных глыб в его пределах.

В результате горизонтального перемещения древних Восточно-Европейской и Африканской платформ, а также отдельных глыб (или плит) литосферы внутри Средиземноморского пояса в течение позднего докембрия—раннего мезозоя происходило попеременное заложение океанических бассейнов, которые в современной структуре маркируются выходами пород офиолитовой ассоциации [Гамкредидзе И., 1976].

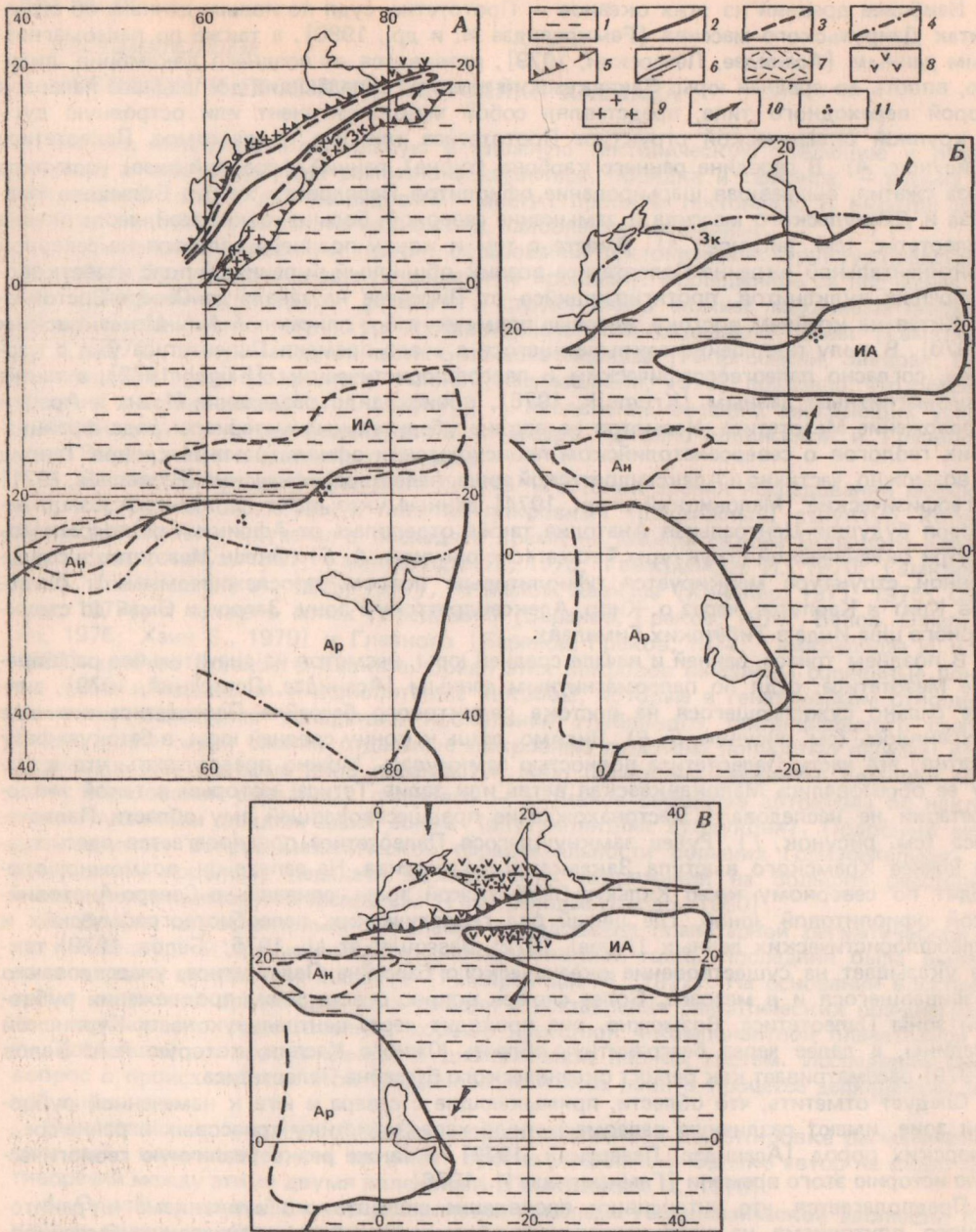
Наиболее древний из этих океанов — Прототетис, судя по новым данным об офиолитах Дзирульского массива [Гамкрелидзе И. и др., 1980], а также по палеомагнитным данным [Асанидзе, Печерский, 1979], развивался от позднего докембрия, видимо, вплоть до средней юры. Закавказский массив, обладающий до позднего палеозоя корой переходного типа, представлял собой микроконтинент или островную дугу в крупной океанической структуре Прототетиса или, что то же самое, Палеотетиса (рисунок, А). В середине раннего карбона (турне?, ранний и средний визе) наступила фаза сжатия, вызвавшая шарьирование офиолитов Передового хребта Большого Кавказа и Дзирульского массива и замыкание северной, большекавказской, части океана Палеотетис (см. рисунок, А). Вместе с тем к концу позднего палеозоя на северной континентальной окраине Палеотетиса возник обширный окраинный пояс известково-щелочных вулканитов, протягивавшийся от Пиренеев на западе до Северо-Восточного Китая на крайнем востоке, впервые подмеченный и описанный А.А. Моссаковским [1970]. В тылу постепенно закрывающегося с этого времени Палеотетиса уже с карбона, согласно палеогеографическим и палеофлористическим [Flügel, 1972], а также палеомагнитным данным [Krumsik, 1976], происходило разделение Ирана и Аравии и заложение Мезотетиса. Несмотря на вполне убедительные материалы ряда французских геологов о североанатолийском происхождении офиолитовых покровов Тавриды и, возможно, частично и Александреттской зоны, палеогеографические [Развальяев, 1971] и геофизические [Маловицкий и др., 1974] данные указывают на то, что к концу палеозоя будущая Центральная Анатолия также отделилась от Африки и расположилась внутри океанической структуры Тетиса (см. рисунок, А, Б). Океан Мезотетис в современной структуре маркируется офиолитовым поясом, прослеживаемым от островов Крит и Карпатос, через о. Кипр, Александреттскую зону, Загрос и Оман до структурного шва Инда в Тибетских Гималаях.

В позднем триасе, ранней и начале средней юры, несмотря на значительное расширение Мезотетиса, судя по палеомагнитным данным [Асанидзе, Печерский, 1979], зияние сильно суживающегося на востоке реликтового бассейна Палеотетиса все еще сохранялось (см. рисунок, Б, В). Видимо, лишь к концу средней юры, в батскую фазу сжатия, эта часть Палеотетиса полностью замкнулась. Можно предполагать, что в тылу ее образовались Малокавказская ветвь или залив Тетиса, который в такой интерпретации не наследовал местонахождение предшествовавшей ему области Палеотетиса (см. рисунок, Г). Рубец замкнувшегося Палеотетиса предполагается здесь где-то южнее Храмского выступа Закавказского массива. На западе он, возможно, проходит по северному краю Келькич-Бейбуртской зоны, сливаясь с Северо-Анатолийской офиолитовой зоной, где целый ряд геологических, палеобиогеографических и палеофлористических данных [Flügel, 1972; Bassoulet et al., 1975; Белов, 1979] также указывает на существование океанического бассейна Палеотетиса, унаследованно развивавшегося и в мезозое. Более сложен вопрос о восточном продолжении рубцовой зоны Палеотетиса. Возможно, она проходит через центральную часть Куринской впадины, а далее через безгранитную область Южной Каспия, которую А.А. Белов [1979] рассматривает как реликт океанического бассейна Палеотетиса.

Следует отметить, что области, примыкающие с севера и юга к намеченной рубцовой зоне, имеют различную палеомагнитную характеристику триасовых и ранне-среднеюрских пород [Асанидзе, Печерский, 1979], а также резко различную геологическую историю этого времени [Гамкрелидзе И., 1976].

Предполагается, что интенсивное проявление андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма на континентальном обрамлении этих океанических бассейнов, а также в пределах малых плит (микроконтинентов) связано с процессами поглощения океанической коры (с процессами ее субдукции) [Гамкрелидзе И., 1976] (см. рисунок, А—Е). По данным Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе [1978], в юрско-неокомское, аптско-поздне меловое и палеогеновое время в Кавказском сегменте формируется контрастная пара вулканических комплексов — андезитовые пояса островодужного типа и тыловые базальтовые серии окраинных морей и интрадуговых бассейнов. Пример этому Черноморско-Аджаро-Триалетская мел-палеогеновая рифтовая зона, сформированная в висячем крыле зоны Беньофа [Гамкрелидзе И., 1976].

Закрывание океанической структуры Мезотетиса произошло в результате движений, которые распространялись с севера на юг. В частности, лишь северную часть Средиземноморского пояса охватили батские позднекиммерийские (предмеловые) и австрийские движения. Движения австрийской фазы замкнули Северо-Анатолийско-Малокавказский океанический бассейн (см. рисунок, Д). Однако на юге в это время, видимо, все еще продолжалось расширение осевой зоны Мезотетиса, сопровождавшееся образованием поперечных нарушений, в общем аналогичных трансформным и поперечным разломам океанов, которые проникли внутрь тела Ирано-Афганской глыбы. Таковыми, видимо, являются крупные поперечные нарушения (Наинский и



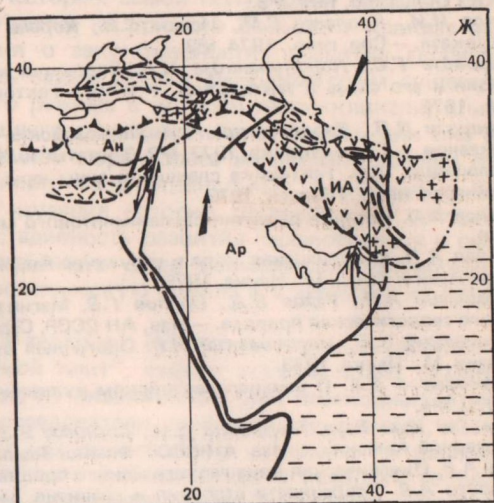
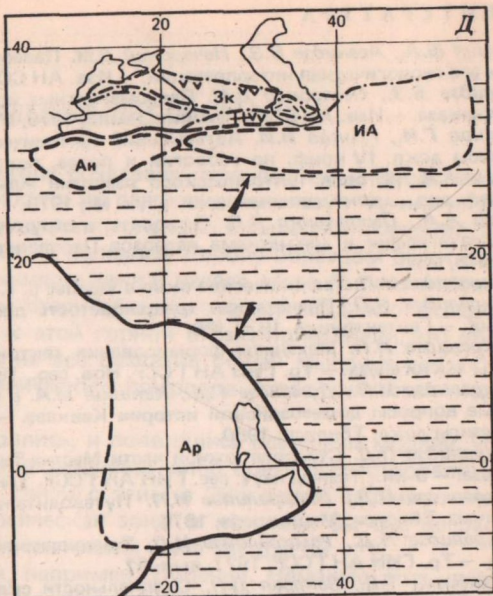
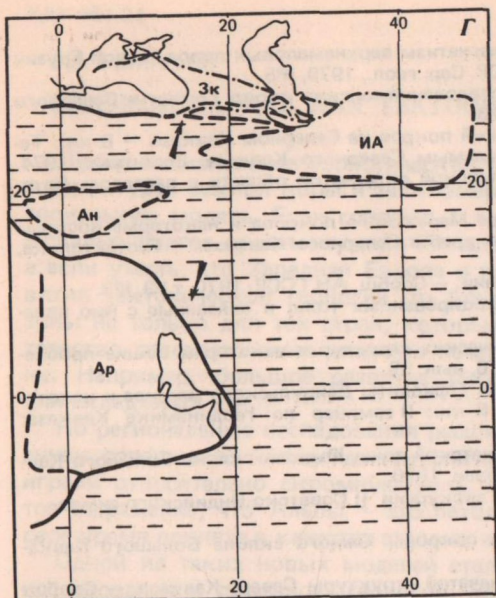
Палинспастические схемы Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса (в цилиндрической проекции)

А — карбон; Б — конец триаса; В — ранняя—начало средней юры; Г — поздняя юра; Д — альб-ранний сенон; Е — поздний сенон; Ж — конец эоцена.

1 — океаническая область; 2-3 — границы континентальных глыб (плит), положение которых определено: 2 — по палеомагнитным данным, 3 — предположительно; 4 — коллизионные швы и границы внутриконтинентальных (энсиалических) структур; 5 — зоны субдукции; 6 — разрывы; 7 — реликтовые океанические бассейны и отмершие рифты с субокеанической корой; 8 — проявления эффузивного магматизма; 9 — проявления интрузивного магматизма; 10 — направление относительного движения; 11 — точки палеомагнитных измерений. Микроконтиненты: Зк — Закавказский, Ан — Анатолийский, Ар — Аравийский, ИА — Ирано-Афганский

Герирудский разломы) по обе стороны от Лутской глыбы в Иране, выполненные серпентинитовым меланжем (см. рисунок, Е).

Первой значительной фазой сжатия, затронувшей и южную часть рассматриваемой области, была субгерцинская (см. рисунок, Е). Начавшийся с этого времени процесс замыкания осевой зоны Мезотетиса, вызванный постепенным и неравномерным продвижением к северу Афро-Аравии, компенсировался начавшимся раскальванием этого континента и развитием рифтов Красного моря и Аденского залива (см. ри-



сунук, Е, Ж), а также усиленным раскрытием Атлантики. Этот процесс еще ярче проявился на орогенном этапе.

Широкое развитие мощного орогенного магматизма в период общего сжатия этой части Средиземноморского пояса местами можно связать с продолжающейся и после коллизии активностью зон субдукции континентальных глыб [Гамкрелидзе И., 1976]. Вместе с тем в местах максимального раздавливания Средиземноморского пояса возникли, видимо, громадные сквозные поперечные трещины отрыва, которые обуславливают проникновение орогенного вулканизма глубоко внутрь континентальных массивов. В частности, на Кавказе, по данным Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973], районы и центры позднеорогенного вулканизма связаны с рядом крупных глубоких зон нарушения, приуроченных главным образом к зоне Транскавказского поперечного поднятия.

Рассмотренная выше модель геодинамической эволюции Средиземноморского пояса представляет намного более сложную картину, чем это рисовалось в первоначальных общих схемах новой глобальной тектоники. Наблюдается динамическое единство процессов растяжения и сжатия в пределах Средиземноморского пояса. Закрытие океанического бассейна Палеотетиса в общем совпадает по времени с раскрытием Мезотетиса, что и обеспечивает сохранение необходимого, по палеомагнитным и другим данным, зияния между Афро-Аравией и Евразией. Наряду с этим очевидно, что закрытие мезозойского океана Тетис в целом синхронно раскрытию современного Атлантического океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, №5.
- Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, №10.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе. — В кн.: Тезисы докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Белов А.А. История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1979.
- Белов А.А., Омелченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы stratиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, №2.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое окно в ущелье р. Ксани. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т.59, №3.
- Гамкрелидзе И.П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления. — Геотектоника, 1972, №6.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. — Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер., 1976, вып. 52.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А. и др. Офиолиты Дзирульского массива и некоторые вопросы докембрийской истории Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тезисы докл. Тбилиси, 1980.
- Гамкрелидзе П.Д. Строение южной части Местиа-Тианетской зоны Южного склона Большого Кавказа. — В кн.: Тезисы науч. сес. ГИН АН ГССР. Тбилиси, 1970.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Путеводитель экскурсии II Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси: Мецниереба, 1975.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. — Тр. ГИН АН ГССР, 1977, вып. 57.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О зональности складчатой структуры Северо-Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1980, т.99, №3.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геол., 1974, №2.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция мезозойского вулканизма Кавказа и Передней Азии и его связь с тектоникой. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, №2, 3 (статьи 1, 2).
- Кавелашвили А.И. Тектоника сланцевой зоны юры Горной Абхазии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1979.
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, №6.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга Европы, Западной Азии и Кубы. М.: Наука, 1975.
- Маповицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, №10.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973.
- Моосаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — Геотектоника, 1970, №4.
- Нгуен Тхи Ким Тхао, Печерский Д.М., Асанидзе Б.З. Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, №6.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, №4.
- Разваляев А.В. Особенности строения и развития Западно-Аравийской рифтовой системы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, №3.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977.
- Хаин Е.В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, №4.
- Хатискаци Г.Н., Чичуа Г.К. О геологическом строении и нефтегазоносности Горной Кахетии. — В кн.: Тезисы докл. науч. сес. ВНИГНИ. Тбилиси: Мецниереба, 1967.
- Храмов Л.Н. Палеомагнетизм и проблемы геотектоники. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
- Bassoulet J.-P. de, Bergougnan H., Enay R. Reparation des faunes et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, région du Haut-Euphrate. — C. r. Acad. sci. Paris. Ser. D, 1975, t. 280, N 5.
- Enay R. Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogéographiques nord et sud téthysiens. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7. 1976. t. 18. N 2.
- Flügel H.W. Zur Entwicklung der "Prototethys" im Paläozoikum Vorderasiens. — Neues Jahrb. geol. Paläontol. Monatsh., 1972, H. 10.
- Krumsik K. Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte. — Geol. Udsch., 1976, Bz. 65.
- Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey. — Tectonophysics, 1968, vol. 6, N 3.
- Wensink H. The implications of some paleomagnetic data from Iran for its structural History. — Geol. en Mijnbouw, 1979, vol.58(2).

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ КАК ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

Любая национальная геологическая школа создавала свои основные представления о структурах земной коры и закономерностях их развития, используя ту или иную региональную модель. Если говорить о складчатых зонах, то в Северной Америке такой моделью долгое время служили Аппалачи. В Западной Европе образцом были Альпы, а если учесть, что Западная Европа в прошлом веке и начале этого была центром развития тектонической геологии, то Альпы стали общепризнанной моделью складчатой зоны не только для тех стран, которые к этой горной стране примыкали. Это обстоятельство наложило очень сильную печать на все развитие общей мысли в геотектонике. Например, большое развитие тектонических покровов стало считаться нормой для складчатых зон.

Но региональные исследования расширялись, и появлялись все новые модели, устроенные совершенно иначе, где тектонические покровы либо вовсе отсутствовали, либо играли относительно скромную роль. В связи с этим в 20-х годах возникло крылатое выражение, что Альпы — это патологическая зона и что, если бы она не была в свое время принята в качестве эталона, вся тектоника была бы другой.

Одной из таких новых моделей стали, например, Пиренеи. Немалую роль сыграли исследования и советских геологов, для которых самой популярной моделью складчатой зоны оказался Большой Кавказ. Именно на примере Большого Кавказа вырабатывались наши основные представления о закономерностях развития геосинклиналей, и вокруг Большого Кавказа велись самые острые дискуссии о том, существует ли, например, инверсия геотектонического режима в истории геосинклинали, или образуется складчатость в обстановке внешнего горизонтального сжатия, или она подчинена вертикальным движениям глыб земной коры. Здесь же разрабатывались представления о характере и последовательности геосинклинальных формаций и были предложены и испытаны новые методы изучения истории тектонических движений. На Большом Кавказе была установлена стадийность развития геосинклинали и складчатой зоны, а геоморфологические исследования дали возможность проникнуть в особенности движений земной коры в орогеническую стадию и в характер их взаимоотношений с вулканизмом и сейсмичностью.

В последние годы многое изменилось в геологии. Появились новые представления, связанные главным образом с "тектоникой плит", старые эталоны стали отмирать, возникли новые, взятые главным образом из океанических или переходных от континента к океану областей. Некоторые исследователи, по-видимому, решили, что эти перемены являются окончательными, что мы приблизились к истине "в последней инстанции". Однако достаточно самого общего ознакомления с историей геологии, чтобы убедиться в том, что в историческом аспекте появление "тектоники плит" столь же закономерно, как и предыдущих геотектонических гипотез, и что никакого "чуда" она в себе не заключает.

Действительно, легко видеть, что все изменения общих представлений в геологии на протяжении более 200 лет определялись сменой тех объектов, которые в течение того или иного времени считались центральными и подлежащими объяснению в первую очередь. Первым таким объектом были горные хребты, которые, естественно, воспринимались как местное нарушение нормального состояния земной поверхности. Поскольку в то время, в середине XVIII в., геометрия складчатых форм залегания слоев была еще неизвестна и деформации в горных областях обычно описывались лишь как "беспорядок в залегании слоев", образование гор толковалось как результат местного поднятия земной коры, в процессе которого слои наклонялись и опрокидывались. Отсюда и первая тектоническая гипотеза — гипотеза поднятия, о которой мы читаем в трудах М.В. Ломоносова и Дж. Геттона.

Затем, с появлением методов стратиграфической корреляции слоев, в качестве основной формы нарушенного залегания слоев были признаны складки, и именно последние стали тем объектом, который подлежал объяснению. Это было в первой половине XIX в. Тогда в ответ на новый заказ возникла гипотеза сжатия Земли, которая объясняла складки сокращением земной поверхности. Обнаружение структур растяжения в земной коре, существующих помимо структур сжатия, привело в 30-х годах нашего столетия к появлению "пульсационных" гипотез В. Бухера, В.А. Обручева, М.А. Усова. А установление чрезвычайно дробного деления земной коры на участки разной структуры и разного развития явилось источником "осцилляционных" или "гравитационных" гипотез, которые предусматривали подход глубинных сил к каждому участку самостоятельно, по путям, минуя соседние участки, т.е.

подход в вертикальном направлении. Отсюда — гипотезы, постулировавшие первичность вертикальных и вторичность горизонтальных сил и движений. Мы имеем в виду идеи Э. Хаармана, Р. Ван Беммелена, ряда советских авторов 40-х и 50-х годов.

Все перечисленные гипотезы являлись ответом на объекты, принадлежащие только к континентальной геологии. Но параллельно с начала XX в. стала развиваться совершенно новая ветвь гипотез, в основе которых лежало только что установленное различие в строении земной коры под континентами и океанами. Таковы были первые гипотезы дрейфа материков Э. Тейлора и А. Вегенера.

В этом же ряду находится и "тектоника плит". Особенность ее в том, что она явилась реакцией не только на общие сведения о разнородности континентов и коры океанов, но и на первые значительные успехи в использовании геофизических методов в изучении океанического дна. Именно увлечение этими успехами привело к тому, что в отличие от предыдущих гипотез для "тектоники плит" источник всей тектонической активности сосредоточен в океанах. Вместе с тем континентальную тектонику эта концепция восприняла чрезмерно схематично. Если предыдущие гипотезы грешили тем, что не принимали во внимание то, что происходит в океанах, то этот грех объяснялся отсутствием достаточных сведений об океаническом дне. Односторонность "тектоники плит", игнорирующей многие существенные особенности развития континентов, менее простительна.

Мы, однако, не собираемся здесь углубляться в критику "тектоники плит". Ее слабость в объяснении внутриконтинентальной тектоники сейчас общепризнана. Мы можем утверждать, что маятник качнулся слишком далеко от континентов к океанам и что надлежащего синтеза континентальной и океанической тектоники еще не получилось. Следовательно, такой синтез еще впереди. А это означает, что впереди будет новое изменение главного объекта исследований, появятся новые вопросы и это, вне всякого сомнения, поведет к изменению общей концепции, как это бывало и раньше при аналогичных обстоятельствах.

Таким образом, гипотезы приходят и уходят, и это правило относится к "тектонике плит" так же, как к любой другой гипотезе. Однако природные объекты остаются. Остаются также независимо от господствующей в данное время концепции установленные наблюдениями объективные закономерности развития структур земной коры. Например, избегая дискуссионных деталей, можно считать, что вполне объективно установлены следующие закономерности стадийного развития геосинклинали, превращающейся в результате этого развития в складчатую зону.

1. Расчленение земной коры на внутренние поднятия и прогибы с общим преобладанием опусканий, что отражается в мощностях и характере осадочных формаций. Постепенное усиление дифференциации вертикальных движений.

2. Одновременный с предыдущим процессом так называемый начальный магматизм, представленный спилито-диабазовой и гранодиоритовой формациями. В это же время для эвгеосинклиналей характерно появление пород так называемой офиолитовой формации (о происхождении последних здесь можно не говорить, тем более что типичные офиолиты в альпийском Большом Кавказе отсутствуют).

3. Образование внутренних ("центральных") поднятий, к которым приурочены главные фазы складчатости общего смятия, глубинных тектонических покровов, гранитоидный магматизм и региональный метаморфизм. Одновременно рядом с внутренними поднятиями образуются краевые и межгорные прогибы.

4. Расширение внутренних поднятий с миграцией наружу окаймляющих прогибов, "набегающих" на край платформы, интрагеоантиклинали, срединные массивы. Одновременное распространение в последующих фазах складчатости общего смятия на все более широкие полосы. Формирование тектонических покровов преимущественно гравитационного типа. Образование в прогибах складчатости нагнетания и глыбовой. Поступный магматизм, представленный главным образом серийой континентального состава.

5. Обычно заключительным этапом развития геосинклинали считается орогенный. Является ли орогенный режим завершением геосинклинали развития, или же он представляет самостоятельное состояние тектоносферы того же уровня, что и геосинклинали или платформенный режимы, — это предмет дискуссий. Мы можем обойти их, поскольку так или иначе альпийское развитие Большого Кавказа действительно завершается орогенным режимом с его глыбовой тектоникой и значительными контрастами вертикальных движений, с большим преобладанием поднятий, щелочными интрузиями и наземным преимущественно андезитовым вулканизмом.

Эта схема, давно ставшая классической, в индивидуальных случаях в той или иной части и в той или иной степени нарушается. Известно, что геосинклинали режим

разделяется на эв-, мио- и парагеосинклинальный. В миогеосинклинальном режиме отсутствуют офиолиты или начальный магматизм целиком. А в парагеосинклинальном режиме нет образования внутренних поднятий, гранитоидного магматизма, складчатость ограничивается глыбовой и нагнетания. Кроме того, существует множество промежуточных и смешанных случаев, когда по-разному акцентируется тот или иной элемент развития. Все подобные различия, конечно, соответственно ограничивают применимость той или иной модели и делают ее в определенных пределах условной. Нет общих моделей и ни от одной модели нельзя требовать больше, чем она может дать. Следует говорить не об одной модели, а о множественности моделей.

Но я хотел бы привлечь внимание к обстоятельствам другого характера, а именно к тому, насколько та или иная модель может быть ясно прочтена, насколько те или иные стадии развития геосинклинали оставили о себе отчетливую память. В некоторых особенно глубоко эродированных геосинклиналях метаморфизм затушевывает ранние стадии. В других складчатые и покровные деформации столь велики, что расположение бывших зон прогибания и поднятия не может быть восстановлено с бесспорностью и первичные мощности формаций оказываются искаженными. Примером последнего случая могут служить Альпы, где формации, происходящие из различных внутренних зон, находятся сейчас в самом запутанном взаимном расположении.

Уничтожение части геосинклинали размывом или захоронение ее под более молодым платформенным чехлом также широко распространенные в природе случаи обрыва геологического "текста".

Очевидно, что особенностями этого рода накладывают на возможность использования той или иной модели свои ограничения и, возможно, большие, чем те различия в режимах развития, о которых говорилось выше.

Вот тут и приобретают совершенно особое значение такие модели, как Большой Кавказ. Можно утверждать, что по ясности геологического "текста", по доступности его для полного прочтения альпийский Большой Кавказ просто не имеет себе равных среди складчатых зон земного шара. И хотя некоторые элементы развития геосинклиналей, особенно характеризующие типичные эвгеосинклинали, на Кавказе отсутствуют, другие элементы рисуются с такой предельной ясностью, что это с лихвой искупает некоторую неполноту развития.

Большой Кавказ представляет собой редкостную по своей компактности и обзорности складчатую область. Она вся целиком помещается на перешейке между Черным и Каспийским морями, заканчивается с приближением к этим морям и полностью доступна наблюдениям как вдоль, так и поперек простираения.

В целом Большой Кавказ является асимметричным антиклинорием, крутым на юге и пологим на севере. Он осложнен большим числом структур разных порядков. Я особенно хотел бы подчеркнуть разнообразие этих структур. Здесь мы находим всю гамму складчатых деформаций — от изоклинальных опрокинутых складок с интенсивным кливажом до гребневидных складок нагнетания и глыбовых структур разного размера. Известно, что во всех складчатых зонах наблюдается (обычно вкрест простираения) изменение характера складчатости и периферии таких зон являются местом развития промежуточных типов складчатости. Но нигде не наблюдаются с такой ясностью взаимоотношения между типами складчатости, как на Большом Кавказе, и зависимость их от общей асимметрии антиклинория. Специально следует подчеркнуть редкую возможность наблюдать переход от одного типа складчатости к другому не только вкрест, но и вдоль простираения на северо-западном и особенно юго-восточном прекрасно обнаженном погружении антиклинория Большого Кавказа.

Это обстоятельство превращает Большой Кавказ в уникальную природную лабораторию по изучению механизма и причин складкообразования. Ознакомление с размещением и взаимоотношением различной складчатости на Большом Кавказе едва ли позволит удовлетвориться упрощенными схемами складкообразования, включая схему, предусматриваемую "тектоникой плит".

Хотя, как было сказано, на Большом Кавказе есть зона интенсивной складчатости и хотя в некоторых районах были обнаружены и тектонические покровы, размер таких деформаций не приводит, как это случалось в Альпах, к искажению расположения внутренних зон. Это создает особо благоприятные условия для прослеживания истории этих внутренних зон — интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей — и для выяснения закономерностей их эволюции. Конечно, в местах наиболее сильных деформаций первичные мощности формаций изменены, но изменены локально, и это не мешает использованию их для количественного анализа вертикальных движений земной коры на разных стадиях развития геосинклинали. Именно на Большом Кавказе были установлены, например, основные закономерности изменения степени контрастности вертикальных движений в течение геотектонического цикла.

В альпийском Большом Кавказе нет офиолитов, и с точки зрения "тектоники плит" это делает модель неполноценной. Но доинверсионная стадия альпийского Большого Кавказа сопровождается спилито-диабазовой формацией. То, что начальный магматизм представлен здесь не офиолитами, а только спилито-диабазовой формацией, ставит Большой Кавказ на особое место. Он оказывается в промежуточном положении между типичными эв- и миогеосинклиналью, и это делает его, пожалуй, особенно интересным. Есть основания полагать, что степень возбужденности того или иного эндогенного режима связана с размером теплового потока и что эвгеосинклинальный режим, сопровождаемый офиолитовой формацией, отражает наиболее высокую степень прогрева тектоносферы, достаточную для выплавления из мантии не только основной, но и ультраосновной магмы. Поэтому можно предполагать, что первое, что исчезает при снижении прогрева, — это офиолиты, тогда как спилито-диабазовая формация продолжает выплавляться. А еще большее снижение температуры в тектоносфере приведет к "снятию" и этой формации, т.е. уже к типичному миогеосинклинальному режиму, где выплавления мантийных магм вообще не происходит. Еще раз подчеркнем, что в этом отсутствии офиолитов есть определенное достоинство модели, поскольку оно допускает сравнительный анализ условий развития альпийского Большого Кавказа как с типичными эвгеосинклиналями, так и с типичными миогеосинклиналями.

Некоторые особенности магматизма Большого Кавказа позволяют ставить вопрос о закономерном изменении глубины магматических очагов как от одной стадии развития геосинклинали к другой, так и в зависимости от положения очагов той или иной зоны Кавказа. Мы имеем в виду, например, изменение щелочности магм, которая, как известно, зависит от глубины их выплавления.

В альпийском Большом Кавказе слабо развит региональный метаморфизм. Это, конечно, ограничивает значение его как модели. Но вместе с тем на Кавказе были обнаружены признаки "глубинного диапиризма", который указывает на наличие некоторого прогрева пород с разложением водных минералов и с временным увеличением объема вовлеченных в этот процесс глинистых пород. Эти "глубинные диапиры" являются хотя и сильно ослабленным, но все же прообразом глубинных (пеннинского типа) покровов Альп. Однако мобилизованный древний фундамент, выведенный в Альпах в корнях покровов наружу, остался на Кавказе преимущественно в глубине и может быть наблюдаем только в некоторых местах.

Изучение явления глубинного диапиризма проливает свет на природу частной инверсии, которая оказывается внутрикоровым явлением и принадлежит к разряду глыбово-волновых колебательных движений. Этим она принципиально отличается от общей инверсии, имеющей более глубинный, мантийный, источник и отражающей процесс общих колебательных движений. Поскольку частная и общая инверсия в Большом Кавказе разновременны (первая приурочена к концу средней юры, а вторая — к олигоцену), здесь перед нами исключительная возможность изучить обе эти инверсии, их взаимоотношение и их соответствующее влияние на распределение фаций и мощностей отложений. Например, развитие карбонатных (в том числе флишевых) формаций в позднем мелу и эоцене, несмотря на уже существующее центральное поднятие в Большом Кавказе, отвечает максимальному преобладанию опусканий в развитии общих колебаний. Это общее опускание вызывает погружение центрального поднятия. Так что Большой Кавказ дает особую возможность изучить различия и закономерности развития как глыбово-волновых, так и общих колебательных движений.

Известно, что орогенное поднятие, образовавшись, затем расширяется, в него вовлекаются все новые полосы земной коры, ранее погружавшиеся. На Большом Кавказе этот процесс может быть наблюдаем в чрезвычайной ясности. Но здесь можно наблюдать разрастание орогенного поднятия и по простиранию: антиклинорий Большого Кавказа не только расширяется, но и удлиняется.

Орогенное поднятие не всюду совпадает с предыдущим геосинклинальным центральным поднятием: на Северо-Западном Кавказе орогенное поднятие оказалось приуроченным к древней интрагеоантиклинали. Но самое интересное то, что на этом орогенном этапе отчетливо проявляются поперечные направления, соответствующие, по видимому, очень древнему структурному "волокну" в земной коре. Эти поперечные направления выражаются как в распределении вулканических аппаратов, так и в крупных флексурах и глубинных разломах, в региональной сейсмичности и в рельефе. Здесь таятся богатые возможности для изучения природы орогенных процессов, их связи с предыдущим развитием земной коры, а также тектонических условий сейсмичности.

Мы остановились только на некоторых особенностях строения и развития альпийского Большого Кавказа. Из них следует, что Большой Кавказ, такой, какой он есть, без какого бы то ни было искусственного приспособления его к той или иной кон-

цепции, таит в себе богатейшие, далеко еще не использованные возможности для изучения механизма и природы самых основных процессов, происходящих в геосинклиналях, и для раскрытия важных закономерностей развития земной коры. Хотя не все процессы здесь могут быть изучены и не все закономерности раскрыты, но и то, что предоставляет нам Большой Кавказ, — это много больше, чем можно найти в любой другой складчатой зоне. Надо только наблюдать природу и расшифровывать ее письма, а не навязывать ей надуманные сценарии.

УДК 551.24

Ш.А. АДАМИЯ, Б.З. АСАНИДЗЕ,
Д.М. ПЕЧЕРСКИЙ

ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА (опыт палинпастических реконструкций)

До появления теории новой глобальной тектоники, возродившей идеи мобилизма, тектоника Кавказа обычно объяснялась с фиксистских позиций. Использование новых неомобилистических концепций, постулирующих господство в тектогенезе горизонтальных сил, привело к необходимости привлечения идей теории тектоники плит для объяснения тектонического строения и эволюции Кавказа, вызвав сомнение — является это всего лишь данью моде или необходимостью.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КАВКАЗА

Тектоническая зональность. Главная тектоническая особенность Кавказа — сложность и гетерогенность его строения, наличие ряда протяженных субширотных зон, резко различающихся стилем и степенью тектонических деформаций. По латерали на его территории выделяются интенсивно складчатые пояса, где широко представлены также пологие надвиги и шарьяжи (зоны Передового и Главного хребтов и Южного склона складчатой системы Большого Кавказа; Севано-Акеринская и частично Аджаро-Триалетская зоны), и слабоскладчатые области с развитием многочисленных крутых разломов (Грузинская, Арвино-Болнисская и Азербайджанская глыбы Закавказского срединного массива; Ереван-Ордубадская и Приараксинская зоны малокавказской части Иранской квазиplatformенной области).

Складчатая система Большого Кавказа — область голоморфной складчатости (по Г. Штилле), или складчатости общего смятия (по В.В. Белоусову). В мезозойских и кайнозойских породах зон Главного хребта и Южного склона обычно развиты линейные конгруэнтные, сильно сжатые субизоклинальные складки, крутопадающие или опрокинутые, редко — лежащие, осложненные пологими взбросо-надвигами, переходящими на южной периферии зоны южного склона в структуру типа небольших шарьяжей. Доальпийские породы, выступающие из-под юры в зонах Южного склона (дизская серия) и Главного хребта (различные метаморфиты, гнейсы, мигматиты и гранитоиды кристаллического ядра), также характеризуются голоморфной складчатостью и смяты в складки совместно с породами альпийского чехла. Над погруженными частями кристаллического ядра и дизской серии в породах юры также развита складчатость общего смятия. Эти факты свидетельствуют о несостоятельности представлений о глубинном диапире, гравитационном расползании приподнятых блоков и раздавливании, гравитационном стекании слоев и смятии, вертикальном раздавливании, растекании и смятии слоев и других гипотез, постулирующих главенствующую роль вертикальных напряжений при складкообразовании на Большом Кавказе. Нет сомнения, что образование этих структур произошло в результате тангенциального сжатия пород, горизонтального сокращения той площади, которая занята была недеформированными осадками. Из палинпастических реконструкций, основанных на простом "выпрямлении" складок складчатой системы Большого Кавказа, следует, что произошло по крайней мере 2–3-кратное латеральное сокращение первичной площади. К подобным выводам приводит нас и анализ данных по структуре Севанской офиолитовой зоны. Следовательно, складчатые системы как Большого, так и Малого Кавказа до складчатости занимали площадь, как минимум в несколько раз превышающую их современную ширину.

Новейшая тектоника. Обычно считается, что на новейшем этапе тектонического развития Кавказа происходят лишь вертикальные дифференцированные движения — одни участки погружаются, другие воздымаются с различной скоростью. Горизонталь-

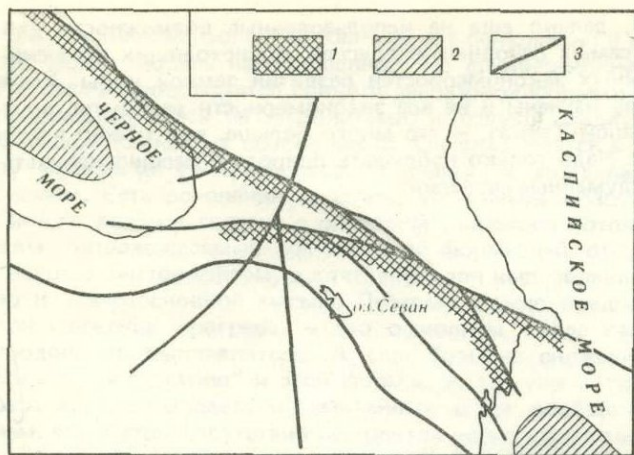


Рис. 1. Схема элементов неотектоники Кавказа

1 — зоны новейшей складчатости; 2 — "безграничная" область Черного моря и Южного Каспия; 3 — главные разломы

ные движения при этом практически игнорируются, так как не принимается в расчет целый ряд важных фактических данных.

В выполненных неоген-четвертичными осадками депрессионных структурах (Кури́нская и Рио́нская межгорные впадины) развиты морфологически четко выраженные линейные складки, осложненные взбросо-надвигами; они приурочены главным образом к северному борту межгорных впадин (рис. 1), образуя единую складчатую зону, протягивающуюся вдоль левобережья р. Куры до Апшеронского полуострова. Молодая зона складчатости четко устанавливается и вдоль северо-западного борта Колхидской низменности [Адамия, 1977]. Далее на запад она продолжается в акватории Черного моря, вдоль побережья Северо-Западного Кавказа [Терехов и др., 1973]. Субширотная зона новейшей складчатости приурочена также к южной границе Аджаро-Триалетской складчатой системы, где в складки смяты плиоцен-плейстоценовые потоки лав и чередующиеся с ними озерно-аллювиальные отложения [Адамия и др., 1961]. Для объяснения формирования этих складок необходимо допущение бокового сжатия. Ни один из механизмов, постулирующих вертикальные силы, для этого не пригоден: морфологические особенности района их развития исключают возможность складкообразования в результате гравитационного оползания; вертикальное раздавливание и смятие исключаются, так как нет необходимой покрывки; не пригоден и механизм глубинного диапира.

Палеогеография. Общая мощность осадков в складчатой системе Большого Кавказа превышает 15 км. Это филлиты, алевролиты и глинистые сланцы палеозоя—триаса (дизская серия и др.), ниже-среднеюрская серия глинистых сланцев, вулканокластическая средняя юра, мелкообломочные породы флиша верхней юры, мела, палеоцена и эоцена — осадки относительно глубоководного обширного морского бассейна. Современная ширина полосы выхода этих пород после складчатости составляет лишь 50—100 км, что, безусловно, не может являться первоначальной шириной бассейна, так как маловероятно существование на протяжении почти 400 млн. лет узкого щелевидного бассейна с седиментацией преимущественно пелит-алевритовых морских фаций.

В пределах Кавказа выделяются, как известно, два офиолитовых пояса: ранне-среднепалеозойский на Большом Кавказе и палеозойско(?)—мезозойский на Малом Кавказе. Офиолиты Большого Кавказа залегают в виде аллохтонных пластин в зонах Передового и Главного хребтов и являются индикатором обширного морского бассейна с корой океанического типа, закрывшегося в конце среднего палеозоя, на герцинском этапе, в результате горизонтального сокращения площади [Баранов, Кропачев, 1976; Хаин, 1975; Белов, Омельченко, 1976; Адамия, Шавишвили, 1979; Adamia et al., 1980; Хаин Е., 1979; и др.].

Современная ширина Малокавказской (Севанской) офиолитовой шовной зоны не превышает 20—30 км. Фациальный анализ осадков офиолитовой ассоциации указывает на их формирование в глубоководном океаническом бассейне, который также был впоследствии "захлопнут" в результате горизонтального сжатия, вызванного альпийскими тектоническими фазами [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Адамия и др., 1977; и др.].

Структурные и петрологические исследования докембрийско-палеозойского фундамента Кавказа выявили чрезвычайную сложность его строения и состава. Установлено покровно-чешуйчатое строение фундамента всех основных тектонических зон: Бечасынской [Потапенко, Снежко, 1973; Баранов, Кропачев, 1976], Передового и Главного хребтов [Баранов, Кропачев, 1976; Адамия и др., 1978], Закавказского

срединного массива [Абесадзе и др., 1980] и Мисхано-Зангезурской [Белов, Соколов, 1973]. В составе фундамента установлено наличие аллохтонных пластин, сложенных метаофиолитами (лабинская и буульгенская серии зоны Главного хребта, дзора-глухская свита Мисханского массива и др.) и метаморфизованными островодужными комплексами (филлиты Дзирульского массива и др.). Эти комплексы также являются признаками глубоководных морских бассейнов, последние исчезли либо сильно сузились в результате герцинских фаз складчатости. В частности, к таковым относятся метаофиолиты Мисханского массива и островодужные метаморфизованные комплексы Дзирульского массива, а также фрагменты палеозойских метабазитов Севанской зоны [Книппер, 1975; Гасанов, 1979], которые позволяют предполагать существование в докембрии (?) — палеозое бассейна океанического типа, расположенного между Закавказским срединным массивом и Иранской квазиплатформенной областью (Прототетис—Палеотетис).

Таким образом, палеогеографические реконструкции вполне однозначно указывают на существование в Кавказском регионе обширных морских бассейнов, превратившихся в результате герцинских и альпийских фаз сжатия и складкообразования и узкие зоны общего смятия пород либо в офиолитовые шовные пояса. Это также приводит к необходимости допущения значительных горизонтальных перемещений отдельных тектонических зон Кавказа.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Региональные структурные и палеогеографические материалы не позволяют производить точных количественных палинспастических реконструкций. Для этой цели необходимо привлечение глобальных данных по взаимному расположению основных литосферных плит Земли. Применительно к Кавказу наиболее важны известные реконструкции раскрытия Атлантического океана, основанные главным образом на совмещении береговых линий американских континентов с береговыми линиями Европы и Африки. Одним из основных выводов этих реконструкций (подкрепленных также палеомагнитными и другими данными) является, как известно, существование в палеозое—мезозое океанического бассейна Тетис шириной в несколько тысяч километров, находящегося между Евразийским и Афро-Аравийским континентами [Bullard et al., 1965; Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Городницкий и др., 1978; Храмов, 1978; и др.]. Расположение отдельных тектонических зон Кавказа относительно Евразийского и Афро-Аравийского континентов, а также Тетиса было определено на основе региональных геологических материалов [Adamia, 1975; Адамия и др., 1977; Adamia et al., 1977; Адамия, Шавишвили, 1979; Adamia et al., 1980; и др.]. Основные выводы наших реконструкций следующие: 1) офиолиты Вардара—Северной Анатолии—Малого Кавказа—южного побережья Каспия маркируют местоположение Палеотетиса; 2) Мезотетис унаследованно развивается из Палеотетиса; 3) часть Кавказа, расположенная к северу от отмеченного офиолитового пояса, в палеозое—мезозое представляла собой активную континентальную окраину Европы типа северо-западного побережья современного Тихого океана; 4) в пределах активной окраины в палеозое—мезозое выделялись следующие основные структурно-морфологические единицы: Предкавказское окраинное море, Большекавказская островная дуга с интрадуговым рифтом Передового хребта, Большекавказский малый океанический бассейн, Понтийско-Закавказская островная дуга; 5) части Кавказа, Ирана и Турции, расположенные к югу от офиолитового шва, в палеозое представляли собой пассивную окраину Гондваны, но в мезозое превратились в структуры типа микроконтинент — островная дуга в результате формирования южной ветви Тетиса; 6) коллизия континентальных блоков региона произошла в конце мезозоя—начале кайнозоя в результате конвергенции Северного и Южного континентов, что было обусловлено в основном формированием Атлантического океана; 7) магматическая активность островных дуг и интрадуговых рифтов причинно была связана с функционированием наклонных на север зон субдукции, расположенных у южных краев: Большекавказской островной дуги в палеозое—мезозое, Понтийско-Закавказской островной дуги — в палеозое, мезозое и раннем кайнозое, Иранской островной дуги — в мезозое и кайнозое, Турецкой островной дуги — в позднем мелу—кайнозое.

ПРОВЕРКА МОДЕЛИ

Палеомагнетизм. Для оценки достоверности предложенной нами модели палеотектонических реконструкций Кавказа были осуществлены специальные исследования, в том числе палеомагнитные [Печерский, Нгуен, 1978; Нгуен и др., 1978; Адамия и др., 1979; Асанидзе, Печерский, 1979; Асанидзе и др., 1980].

В зоне Передового хребта Большого Кавказа были изучены породы среднего дево-

на, перми и нижней юры. Палеомагнитные направления (как склонение, так и наклонение) девонских пород значительно варьируют, что вызвано, по-видимому, сложной тектоникой — наличием аллохтонных пластин. Поэтому они не пригодны для палинспастических реконструкций. Более закономерны палеомагнитные направления нижнепермских пород (красноцветы, вулканиты) — их наклонения хорошо согласуются с восточноевропейскими. Разброс склонений нарастает с севера на юг по мере усиления тектонических деформаций пород. Аналогично ведут себя и юрские палеомагнитные направления. При этом пермские и юрские палеомагнитные направления очень близки соответственно пермским и юрским направлениям, пересчитанным со средних полюсов Восточно-Европейского континента, что указывает на расположение зоны Передового хребта в позднем палеозое—мезозое у южного края этого континента ($14-16^\circ$ с.ш.) (рис. 2).

В Закавказском срединном массиве палеомагнитным исследованиям подвергались ранне-среднекаменноугольные вулканиты Дзирульского и Храмского выступов, вулканиты средней юры Дзирульского выступа, юра—нижний мел Локско-Карабахской зоны, верхний мел этой же зоны и Аджаро-Триалетии.

Палеомагнитные направления каменноугольных пород отмеченных выступов близки между собой. Палеоширота равняется $12-13^\circ$ с.ш. и близка к таковым позднего палеозоя Передового хребта ($14-16^\circ$ с.ш.) и Восточно-Европейского континента ($8-9^\circ$ с.ш.), что свидетельствует о расположении Большого Кавказа и Закавказской палеоостровной дуги у южного края Восточно-Европейского континента (см. рис. 2). Аналогичное положение занимали эти районы Кавказа в юре ($22-29^\circ$ с.ш.) и мелу ($16-21^\circ$ с.ш.).

Сравнение юрско-раннемеловых палеоширот северной (Дзирульский выступ — 28° с.ш.) и южной (Локско-Кафанская зона — 22° с.ш.) частей Закавказской островной дуги, разница между которыми равна 6° , может указывать на юрско-неокомский раздвиг и заложение на доальпийском фундаменте этой структуры интрадугового рифта (Антикавказская геосинклиналь по И.Р. Кахадзе).

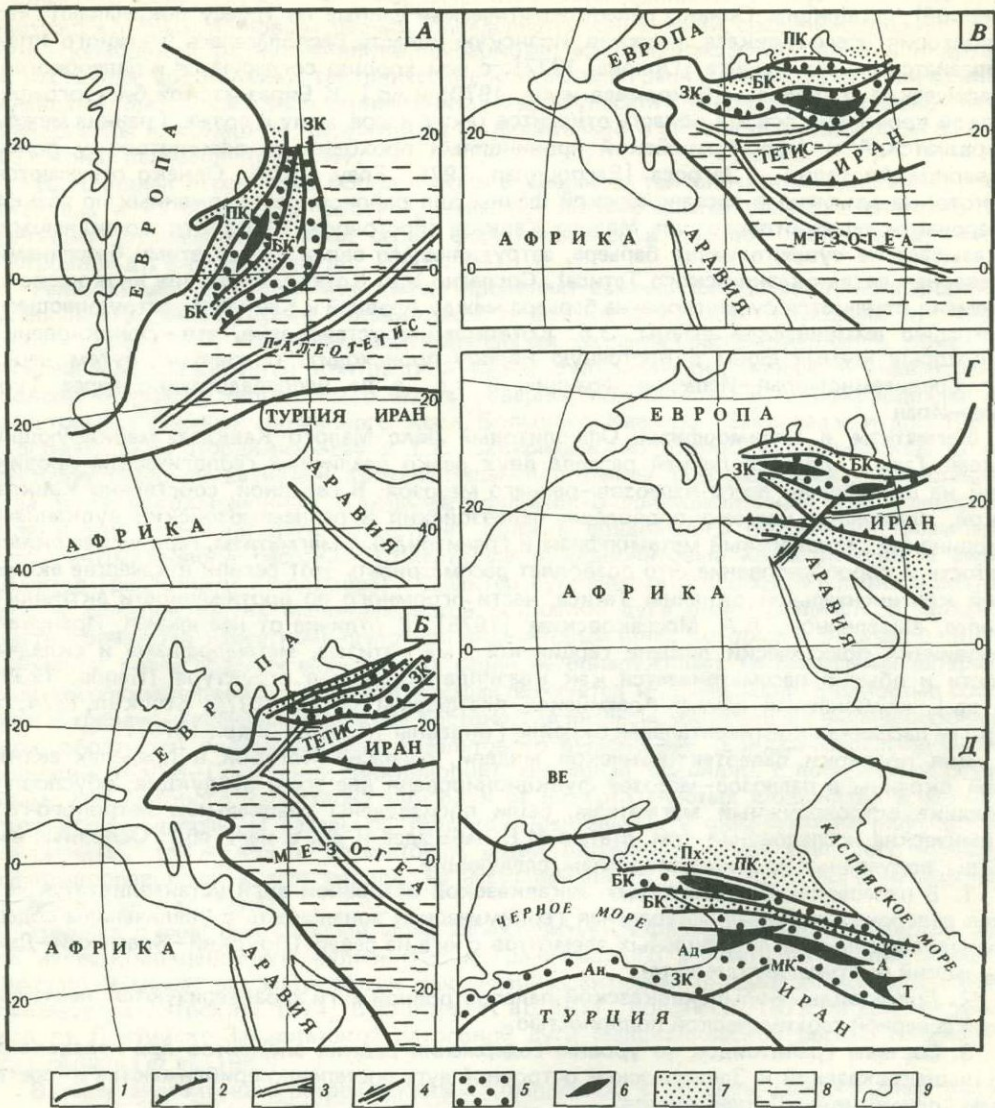
В малокавказской части Иранской области палеомагнитным исследованиям подверглись породы девона—нижнего карбона (Даралагез), перми, триаса (Джерманис) и верхнего мела. Данные по девону и перми оказались непригодными для палинспастических реконструкций. Палеомагнитные направления нижнекаменноугольных пород близки первичному и имеют обратную полярность, что отвечает мировым данным. Положение полюса нижнекаменноугольных пород района близко положению среднего каменноугольного полюса Африки, Эльбурса и Афганистана [Krumnsiek, 1976; Wensink, 1979]. Это является веским аргументом, свидетельствующим о расположении рассматриваемой части Кавказа у северного края континента Гондваны, отстоящего от края Восточно-Европейского континента примерно на 35° (палеоширота Храмского выступа $+12^\circ$ с.ш., Даралагеза -22° с.ш.).

Позднетриасовая палеоширота, определенная по породам района Джерманис -19° с.ш., указывает на отчленение Иранской области от Гондваны и на ее перемещение к южному краю Закавказской островной дуги (см. рис. 2).

С палеомагнитными данными, полученными по палеозою—триасу Малого Кавказа, хорошо согласуются данные по соседним регионам: Центральному и Северному Ирану и Афганистану. Согласно Г. Венсинку и др. [Wensink et al., 1978; Wensink, 1979], в позднем девоне, раннем карбоне и ранней перми район Эльбурса располагался у края Аравии. Материалы, полученные К. Крумсиком по Центральному Афганистану [Krumnsiek, 1979], указывают на близость девонских полюсов этого района и Даралагеза. Нижнесилурийские породы Загроса, согласно палеомагнитным данным, накапливались вблизи Африки [Burck, Furst, 1975]. Центральный Иран, по материалам палеомагнитного изучения инфракембрийских пород и руд, представлял собой часть Гондваны [Becker et al., 1973]. По К. Крумсику [Krumnsiek, 1976], после отделения Иранско-Афганской плиты от Гондваны, происшедшего в позднем палеозое—раннем мезозое, она дрейфовала в северном направлении, пока не столкнулась (в мелу) с Азиатским континентом.

Палеомагнитные данные по породам позднего мела имеются для Малого Кавказа и Северной Анатолии из районов, расположенных по обе стороны офиолитового пояса [Van der Voo, 1968; Адамия и др., 1979]. Близость их палеоширот свидетельствует о закрытии или сильном сокращении к этому времени северной ветви Тетиса, что хорошо согласуется с другими геологическими данными [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Voccaletti, Guarrone, 1974; Адамия и др., 1977; и др.].

После позднего мела—палеогена (?) в связи со сближением Афро-Аравийского и Евразийского континентов в результате вдавливания Аравийского "клина" происходит дугообразное изгибание структур Малого Кавказа, что фиксируется в развороте палеомагнитных склонений верхнемеловых пород Северной Анатолии — Малого Кавказа [Адамия и др., 1979].



Р и с. 2. Палинстастические схемы Кавказа и сопредельных территорий

А — конец среднего палеозоя; Б — поздний палеозой—триас; В — ранняя юра—неоком; Г — поздний мел—эоцен; Д — конец кайнозоя.

1 — пассивные границы плит и крупных тектонических единиц; 2 — зоны субдукции; 3 — срединно-океанические хребты; 4 — трансформный разлом; 5 — островные дуги; 6 — интрадуговые рифты; 7 — окраинные моря; 8 — океанический бассейн; 9 — современные контуры материков. ВЕ — Восточно-Европейская платформа; ПК — Предкавказская плита; Пх — зона Передового хребта; БК — Большой Кавказ; ЗК — Закавказский срединный массив; Ад — Аджаро-Триалетская зона; А — Антикавказский трог; Т — Талыш; Ан, Мк — Анатолийско-Малокавказский шов; З — Загрос

Таким образом, региональные палеомагнитные материалы по Кавказу и сопредельным странам (Турция, Иран, Афганистан) указывают на правомерность существования разработанной палеотектонической модели Кавказа и на необходимость замены старых фиксистских тектонических концепций неомобилистическими.

Палеоклиматические и палеобиогеографические данные. Палеоклиматические материалы указывают на то, что в позднем палеозое Северный Кавказ, так же как и весь юг Европы, находился в аридной полосе [Орлова, 1977; Наливкин и др., 1972]. Палеобиогеографические материалы позволяют видеть, что ранне-среднекаменноугольная флора Северного Кавказа, Храмского массива и Северной Анатолии сильно отличается от гондванской и относится к восточноевропейской [Новик, Фисуненко, 1977; Новик, 1978; и др.]. Такие же выводы получаются по фауне брахиопод, кораллов и фораминифер визе—намюра Храмского массива. Что же касается Иранской области Малого Кавказа, то она, по фузулинидам нижней перми [Левен, Шербович, 1978] и другой фауне палеозоя [Terrier H., Terrier G., 1976], относится к Южно-Тетической (Гонд-

ванской) провинции. Однако палеоклиматические данные по трасу показывают, что территория всего Кавказа, включая Иранскую область, располагалась у южного края Евразийского континента [Орлова, 1977], с чем хорошо согласуются и палеогеографические материалы [Вахромеев и др., 1970; и др.]. К Евразийской биогеографической провинции вся эта область относится также в юре, мелу и позже. Граница между Евразийской и Афро-Аравийской провинциями проходит по офиолитовому поясу Северной Анатолии — Загроса [Bergougnan, 1975; Enay, 1976]. Однако отмечаются некоторые различия в составе юрской фауны для районов, расположенных по разные стороны от офиолитового шва Малого Кавказа [Ростовцев, 1978]. Это, по-видимому, указывает на существование барьера, затрудняющего связи между этими бассейнами (северная ветвь океанического Тетиса). Согласно Э.В. Котетишвили, для неокомского времени отмечается существование барьера между Аравией и Кавказом, затрудняющего миграцию аммонитовой фауны. Э.В. Котетишвили установлено, что проникновение некоторых южных форм в Восточную Европу происходит "обходным" путем, через юг Средиземноморья—Испанию—Францию и т.д., а не непосредственно через Турцию—Иран.

Магматизм и метаморфизм. Офиолитовый пояс Малого Кавказа, маркирующий океан Тетис, является линией раздела двух резко различных геологических провинций на протяжении всего палеозоя—раннего мезозоя. В северной, собственно Кавказской, провинции широко проявлены палеозойский и раннемезозойский вулканизм, герцинский региональный метаморфизм и гранитоидный магматизм, герцинская складчатость и горообразование, что позволяет рассматривать этот регион в качестве активной континентальной окраины Тетиса, части огромного по протяженности активного пояса, выделенного А.А. Моссаковским [1975]. В отличие от нее южная, Иранская, провинция практически лишена герцинского магматизма, метаморфизма и складчатости и обычно рассматривается как квазиplatformенная структура [Белов, 1968; и др.], карбонатный шельф Аравийской платформы [Flügel, 1972; Stöcklin, 1974; и др.] — пассивная континентальная окраина Гондваны [Адамия и др., 1979].

Для проверки палеотектонической модели, согласно которой в пределах активной окраины в палеозое—мезозое функционировали две зоны субдукции, обуславливающие островодужный магматизм, были произведены специальные петролого-геохимические исследования (см. статью М.Б. Абесадзе и др. в наст. сб.). Основные выводы, полученные по этим материалам, следующие.

1. В палеозойских гранитоидах Закавказской островной дуги устанавливается четкая северо-направленная латеральная геохимическая зональность с увеличением содержания щелочных и литофильных элементов с юга на север (Локский—Храмский—Дзиркульский выступы фундамента).

2. Гранитоиды Большекавказской палеоостровной дуги характеризуются независимой северной геохимической полярностью.

3. Составы гранитоидов по уровню содержания редких элементов при переходе от Большекавказской к Закавказской островной дуге постепенно приближаются к составу "примитивных" гранитоидов.

4. В наиболее южном, Локском, выступе достигаются значения, характерные для толеитовых типов, формирующихся в периокеанических условиях.

5. Реликты коры малого океанического бассейна Большого Кавказа представлены метаофиолитами лабинской и буульгенской серий, а также аллохтонными пластинами метаофиолитов и офиолитов зон Главного и Передового хребтов.

6. Последние образуют типичную офиолитовую ассоциацию, представленную гипербазитами и полосчатым дайковым и вулканическим комплексами, которые характеризуются толеитовыми геохимическими параметрами, отвечающими магматизму современных бассейнов тыловых растяжений островных дуг.

7. В интрадуговом рифте Передового хребта формируются преимущественно контррастные вулканические серии, характеризующиеся четкой латеральной зональностью распределения геохимических параметров. По этим параметрам вулканогенные образования подобны таковым современных интрадуговых рифтов западного обрамления Тихого океана.

8. Степень и характер метаморфизма близких по возрасту вулканогенно-осадочных образований Кавказа обусловлены их положением относительно различных морфоструктурных единиц. Наиболее интенсивные преобразования, соответствующие условиям амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа, характерны для осадков лабинской и буульгенской серий, приуроченных к фронтальной части Большекавказской островной дуги. В этих образованиях наиболее четко проявились процессы катаклаза и милонитизации. В пределах островной дуги наблюдается также латеральная метаморфическая зональность с уменьшением давлений в северном направлении.

9. Осадки, более удаленные от фронтальной части палеоостровной дуги, претерпевают метаморфизм, степень которого редко превышает условия зеленосланцевой фации.

Примером могут служить метаморфические сланцы (филлиты) Дзирульского выступа, возраст которых, по новым данным, определяется как нижний, средний и верхний палеозой (кембрий—карбон). Филлиты, субаркозы, аркозы, кислые вулканиты и другие в настоящее время имеют тектонические контакты с гранитоидами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и серпентинитами Дзирульского выступа, сами сильно тектонизированы и, возможно, перемещены из фронтального склона островной дуги в глубь ее в конце палеозоя—триаса (?).

10. Сходная ассоциация пород, также в сложном тектоническом залегании, представлена и на Храмском выступе. Наименее метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения дизской серии формировались в тыловой части Закавказской островной дуги [Абесадзе и др., 1980].

Раннеальпийский магматизм также проявляет связь с зонами субдукции, расположенными у южных краев Закавказской и Большекавказской островных дуг [Адамия и др., 1977]. Активная континентальная окраина, расположенная к северу от последнего, маркируется контрастной парой вулканических поясов — андезитовым поясом островодужного типа с четкой северной полярностью и глубоководными базальтовыми сериями окраинного моря Большого Кавказа [Закариадзе и др., 1980]. Согласно М.Б. Лордкипанидзе и Г.С. Закариадзе, во втором вулканическом цикле мезозоя северной активной континентальной окраины (апт—маастрихт) выделяются два этапа: доколлизийный и периода коллизии. В доколлизийный этап в центральной части островной дуги существует область продольного растяжения, возможно типа интрадугового бассейна (толеитовые и шошонитовые низкотитанистые серии Аджаро-Триалетии и Кюрдамира). Характер вулканизма в период коллизии в восточной и западной частях Малокавказской островной дуги резко различен. В западной части образуется известково-щелочной андезитовый пояс, который в отличие от более ранних и более поздних андезитовых серий не обнаруживает закономерной латеральной петрохимической зональности и характеризуется крайней неоднородностью составов и трендов дифференциации. На востоке, где интенсивность сжатия была максимальной, образуется поперечная зона базальтового вулканизма (Вандам-Кюрдамир-Мартунинский прогиб—Гочагский синклиниорий), связанная, очевидно, с поперечным разломом, для которого характерна эволюция от низкотитанистых шошонитов к высокотитанистым щелочным базальтам типа континентальных и океанических рифтов. Эти вулканиты, так же как и базальтовые серии окраинного моря Большого Кавказа, сформировавшиеся в этот период, не несут признаков "субдукционного механизма" [Закариадзе и др., 1980].

Начиная с юры Центральный Иран характеризуется формированием линейного пояса известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма (линия Урмия—Дохтар) и может рассматриваться как северная активная окраина южной ветви Тетиса—Мезогей [Stöcklin, 1974; Biju-Duval et al., 1977; Voccaletti, 1979; и др.], отделенная от Понтийско-Закавказской островной дуги Малокавказской ветвью океана Тетис [Adamia et al., 1980].

В тылу андезитовых островодужных комплексов в позднем мелу—раннем палеогене развиваются интрадуговые рифты Бургас-Черноморско-Аджаро-Триалетский, Тальш-Южно-Каспийский и Караджский — области растяжения и базальтового вулканизма. Вместе с тем следует предполагать, что реликты океанической коры сохранились в Мезогее и в неогене, причем их поглощение вдоль падающих на север зон субдукции определило формирование субширотного вулканического пояса. Известково-щелочные и шошонитовые серии этого пояса характеризуются четкой северной полярностью [Лордкипанидзе, 1980].

Анализ геологического, геохимического и геофизического материала по строению и истории геологического развития территории Кавказа и сопредельных стран приводит к выводу о полной пригодности основных положений тектоники плит применительно к внутриконтинентальным складчатым поясам. Ряд важнейших черт тектоники Кавказа необъясним без допущения значительных горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры, поглощения коры океанических бассейнов в зонах субдукции и скучивания корового материала в зонах смятия.

Главнейшие особенности геологии Кавказа наиболее хорошо согласуются с геодинамической моделью, по которой этот регион рассматривается как океанический Тетис и его континентальное обрамление, претерпевшие в результате конвергенции плит сложную тектоническую эволюцию вплоть до превращения во внутриматериковую горно-складчатую область.

На протяжении палеозоя и мезозоя на территории Кавказа существовали участки с океаническим, континентальным и переходным типами коры. Следовательно, нет основания для допущения наличия сплошной континентальной коры (образованной в результате байкальской орогении) в области, расположенной между Евразийским

и Гондванским материками. Типичная континентальная кора была сформирована лишь в позднегерцинское время, но только в островодужных структурах региона.

Применительно к Кавказу вполне можно перейти от традиционной терминологии классической геологии — геосинклинали, срединные и краевые массивы и т.д. — к терминам, используемым в "тектонике плит", — пассивные и активные континентальные окраины, краевые моря — малые океанические бассейны, островные дуги, микроконтиненты и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

- Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили и др.* Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины — магматизм и метаморфизм. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тезисы докл. Тбилиси, 1980.
- Адамия Ш.А.* Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1977. (Тр. ГИ АН ГССР. Нов сер.; Вып. 54).
- 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.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Гамбашидзе Р.А. и др.* Палеомагнетизм верхнемеловых пород южной Грузии и его геологическая интерпретация. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Хуцишвили О.Д.* Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии. — Тр. ГИ АН ГССР. Минерал.-петрогр. сер., 1961, т. 6.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д.* Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1.
- Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10.
- Асанидзе Б.З., Печерский Д.М., Адамия Ш.А.* Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика земли, 1980, № 9.
- Баранов Г.И., Кропачев С.М.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Белов А.А.* К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Белов А.А., Омельченко В.А.* Офиолиты в структуре марушского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Белов А.А., Соколов С.Д.* Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геол., 1973, № 8.
- Вахрамеев В.А., Добруссина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. — Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 208.
- Гасанов Т.Аб.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5.
- Городничский А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Б.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты). — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тезисы докл. Тбилиси, 1980.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 7.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978.
- Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
- Моссаковский А.А.* Оrogenные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Наливкин В.Д., Познер В.М., Форш Н.Н.* Геологическое районирование территории СССР в позднем палеозое и вопросы дрейфа континентов. — В кн.: МГК. XXIV сес.: Докл. сов. геол. Пробл. 7. Палеонтология. М.: Наука, 1972.
- Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский Д.М., Асанидзе Б.С.* Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 6.
- Новик Е.О.* Флора и фитогеография верхнего карбона Северного Кавказа. Киев: Наукова Думка, 1978.
- Новик Е.О., Фисуненко О.П.* О фитогеографии северного полушария в позднем карбоне. — Геол. журн., 1977, т. 37, вып. 5.
- Орлова А.В.* Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1977.
- Петъев А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Печерский Д.М., Нгуен Тхи Ким Тхоа.* Палеомагнетизм вулканических офиолитовых серий и поздне-меловых эффузивов Армении. — Физика Земли, 1978, № 3.
- Потапенко Ю.Я., Снежко В.А.* Тектонический покров в метаморфическом комплексе северного Приэльбрусья. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2.
- Ростовцев К.О.* Палеобиогеография Кавказских бассейнов в ранней и средней юре. — В кн.: Вопросы палеобиогеографии. Уфа, 1978.
- Терехов А.А., Мамошина К.Н., Москаленко Э.П.* О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. — Геотектоника, 1973, № 1.
- Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4.

- Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы геотектоники. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
- Adams Sh.A. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system (Discussion). — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86.
- Adams Sh., Bergougnan H., Fonquin Cl. et al. The alpine Middle East the Aegean and the Oman traverses. — In: 26th Intern. Geol. Congr. Paris, 1980.
- Adams Sh.A., Buadze V.J., Shavishvili I.D. The Great Caucasus in the Phanerozoic: A geodynamic model. Metallogeny and plate tectonics in the NE Mediterranean. Belgaud: Fac. Mining and Geol., IGCP — Correlation Project, № 3, 1977.
- Becker H., Förster H., Soffel H. Central Iran, a former part of Gondwanaland? Paleomagnetic evidence from Infra-Cambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran. — J. Geophys., 1973, vol. 39.
- Bergougnan H. Relations entre les édifices pontique et taurique dans le Nord—Est de l'Anatolie. — Bull. Soc. géol. France (7), 1975, t. 17, № 6.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. — In: Intern. symp. Split (Yugoslavia), 1977.
- Boccaletti M. Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with Tethys ocean development. — Ofioliti, 1979, vol. 4, № 2.
- Boccaletti M., Guazzone J. Plate tectonics in the Mediterranean region. — In: Geology of Italy. Tripoli, 1974.
- Bullard E.G., Everett J.E., Smith A.G. The fit of the continents around the Atlantic. — In: Symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1965, vol. 258.
- Burck P.J., Furst M. Palaeomagnetic implications of the Lower Paleozoics of the Kuh eh Gahkum and Surmeh Uplifts. — Zagros (Iran): MEGC, 1975.
- Dewey J., Pitman III W., Ryan B., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, № 70.
- Enay R. Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogéographiques nord et Sud téthysiens. — Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, 1976, t. 18, № 2.
- Flügel H.W. Zur Entwicklung der "Prototethys" im Paläozoikum. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsch., 1972, H. 10.
- Krumsiek K. Zur Bewegung der Iranisch—Afganischen Platte. — Geol. Rdsch., 1976, Bd. 65.
- Krumsiek K. VPMP — parts of Afganistan—Construction and interpretation. — EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, vol. 60, № 7 (13).
- Stocklin J. Possible ancient continental margins in Iran. — In: The geology of continental margins/Ed. C.A. Burke, L.C. Drake, N.Y.; B.: Springer-Verl., 1974.
- Termier H., Termier G. Configuration de la Téthys en connexion avec la Godwanie au Paléozoïque supérieur. — C.r. Acad. sci. Paris, Ser. D-139-142, 1976, t. 283.
- Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey. — Tectonophysics, 1968, vol. 6, № 3.
- Wensink H. The implications of some paleomagnetic data from Iran for its structural history. — Geol. en Mijnbouw, 1979, vol. 58 (2).
- Wensink H., Zijderveld J.D.A., Varekamp J.C. Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud formation of Late Devonian—Early Carboniferous age from the Southern Alborz, Iran. — Earth and Planet Sci. Lett., 1978, vol. 41, № 4.

УДК 551.24

А.А. БЕЛОВ, А.А. МОССАКОВСКИЙ, С.Д. СОКОЛОВ, В.А. ШВОЛЬМАН

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЕ РАЗВИТИЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ ВЕТВИ ТЕТИСА (палинспастические реконструкции)

В последние годы в Геологическом институте АН СССР проводится большая работа по изучению океанической коры геологического прошлого, ее роли и места в структуре континентов и тех структурных и вещественных преобразований, которые она испытывает в сложном и противоречивом процессе формирования палеозойских, мезозойских и современных континентов. В этих разработках [Пейве и др., 1976; Тектоника..., 1980; и др.] большое значение придается крупным горизонтальным перемещениям блоков земной коры, которые играют решающую роль как в конструктивных процессах созидания континентальной коры, так и в ее тектонической дезинтеграции, приводящей в результате раздвига и растаскивания коры к образованию новых океанических бассейнов.

Первым результатом анализа истории формирования тектонической структуры и земной коры современных и древних континентов, осуществленного с этих новых теоретических позиций и опирающегося как на главные достижения геосинклинальной теории, так и на некоторые положения гипотезы новой глобальной тектоники, явилось создание новой Тектонической карты Северной Евразии [1980; Тектоника..., 1980]. В основу этой карты положен принцип времени становления континентальной коры в тех или иных областях, а внутри областей с одинаковым возрастом континентальной коры — времени формирования гранитно-метаморфических слоев. На карте показаны в современном структурном положении фрагменты разновозрастных континентальных кор, составляющих линейно-мозаичную структуру Евразийского континента, складчатые и скученные фрагменты комплексов пород океани-

ческой, переходной и континентальной стадий развития земной коры Евразии, разнообразные магматические и формационные комплексы — показатели становления континентальной коры и отдельных гранитно-метаморфических слоев и многое другое. Мы здесь не ставим перед собой задачу ознакомить читателя с полным содержанием этой новой тектонической карты. Однако она важна для нас как основа для наших палинспастических построений, на ней отражены в синтезированной форме основной фактический геологический материал, которым мы располагаем, и те научные идейные позиции, которые мы разделяем.

Вместе с тем на этой тектонической карте, как и на любой другой тектонической карте, отражающей современную структуру земной коры, не отражена и не могла быть отражена динамика формирования структуры земной коры Евразии на протяжении ее фанерозойской истории. Она может вычитываться из карты только по косвенным признакам путем мысленного анализа и реконструкции первичного расположения различных комплексов пород и фрагментов кор, что, конечно, совершенно недостаточно. Для раскрытия в историко-геологическом аспекте динамики формирования земной коры континентов и определения масштабов тектонических движений и их направленности необходимы создание целого комплекса палинспастических и палеотектонических карт для разных временных срезов и их сравнение между собой. Именно решению этой задачи на примере позднекаменноугольного — раннепермского, позднепермского — раннетриасового и позднепермского — раннетриасового этапов развития Средиземноморского и Центрально-Азиатского складчатых поясов и было посвящено наше исследование, первые результаты которого изложены ниже.

Надо сказать, что Кавказ занимает в нашем анализе ключевую позицию, так как он расположен в буквальном и переносном смысле в центре тех тектонических событий, которыми была затронута Евразия в позднем палеозое — раннем мезозое.

Методика, при помощи которой мы восстанавливаем палеоструктуры, состоит в использовании комплекса данных, таких, как тектонические, стратиграфические, формационные, палеоклиматические, палеобиогеографические. Мы разделяем достаточно обоснованные представления многих исследователей [Пейве, 1969] о соответствии внутриконтинентальных офиолитов разрезам современных бассейнов с океанической корой, что позволяет нам намечать положение палеоокеанов. Для Средиземноморского пояса операция палеорекоstructions облегчается присутствием формаций, обладающих ярко выраженной индивидуальностью и закономерной последовательностью в латеральном направлении.

Предлагаемые реконструкции основаны на анализе обширного регионального геологического материала, изложенного в многочисленных публикациях, а также в крупных сводках по палеомагнетизму и дрейфу материков [Храмов, 1967; Smith et al., 1973], палеобиогеографии позднего палеозоя [Waterhouse, Bonham-Carter, 1975; Мейен, 1969; Левен, 1975] и триаса [Darne, 1974; Добрускина, 1977].

В отношении использования нами данных по палеомагнетизму следует сделать пояснения. Поскольку точность метода дает значения $\geq 7-10^\circ$ [Храмов и др., 1980], то мы вправе в этих пределах считать несовпадение значений в точках палеомагнитных измерений с палеоширотами допустимым. Иногда эти несовпадения все же превышают 10° , что свидетельствует о некорректности использования нами палеомагнитных данных. Однако с этим приходится мириться в особенности еще и потому, что для азиатской части Средиземноморского пояса, Индии, Аравии, равно как и для Сибири и Китайского континентального блока, палеомагнитных данных еще очень мало и они нередко сугубо предварительные и противоречивые. На рис. 1—3 Евразийский блок несколько развернут по часовой стрелке по отношению к палеоширотам по сравнению с обычно изображаемыми на палеорекоstructions. Отчасти это будет оправдано, если учесть значительное расширение Западно-Сибирской низменности в триасовое время и вращательное влияние раннекембрийской (индосинийской) складчатости на некоторые блоки, служащие реперными для построения сетки пермских палеоширот (например, район Туаркыра и Мангышлака).

Мы сознательно игнорировали данные В.С. Буртмана и М.Л. Баженова по Дарвазской дуге, так как распрямление и обратный выгиб этой структуры в масштабе наших реконструкций даст незначительный количественный эффект, а при отсутствии подобных работ для смежных и других районов анализируемой территории неоправданно изменит контур одного из них по отношению к другим.

Итак, несмотря на, возможно и неоправданное с точки зрения строгих построений на основе палеомагнитного метода, расположение основных континентальных блоков, авторы видят главное значение своей работы в возможности продемонстрировать на палинспастических моделях многие палеогеографические и палеогеологические данные, обычно ускользающие при построениях физиков-палеомагнитологов.

Следует сказать, что многие исследователи до нас занимались мобилистическими палеорекоstructions. Кроме глобальных схем Р. Дитца и И. Холдена [Dietz, Hol-

den, 1970], А. Смита и И. Брайдена [Smith et al., 1973], П.Н. Кропоткина [1967], Л.П. Зоненшайна [Зоненшайн, Городницкий, 1976, 1978] и других, тектоническая история Кавказского региона была показана на серии схем и профилей грузинских исследователей: Ш.А. Адамия и И.Д. Шавишвили [1979], И.П. Гамкрелидзе [1976, 1977], Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе [1977], а также А.Л. Книппера [1975], И. Штеклина [Stöcklin, 1980], В.Е. Хаина [1975], М.Г. Ломизе [Ломизе и др., 1980]. Представленная нами реконструкция отличается более крупным масштабом, позволяющим оценить многие важные детали.

Первая карта, которую мы составили, относится к позднему карбону—ранней перми. К этому времени впервые оформилась в качестве самостоятельной океаническая структура Палеотетиса. В результате мощных горизонтальных движений земной коры, связанных с герцинской эпохой тектогенеза, и вызванного ими сжатия горных масс, их складчатости, метаморфизма и гранитизации сформировались обширные пространства позднепалеозойской континентальной коры. Впервые образовался единый протоконтинент Северной Евразии [Тектоника, 1980].

Южный, обращенный к Палеотетису, край этого протоконтинента имел характер активной континентальной окраины андийского типа, о чем свидетельствует приуроченный к нему мощный наземный вулканизм и плутонизм орогенного типа, локализованный в виде протяженного субширотного вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа [Моссаковский, 1970, 1975]. Часть этого пояса достаточно ярко представлена на Северном Кавказе в виде позднепалеозойских калиевых гранитоидов, пермских вулканических и молассовых комплексов [Белов, 1961].

Палеомагнитные данные [Палеомагнитные направления..., 1971, 1973] позволяют нам наметить положение по отношению к странам света в позднем палеозое южной границы протоконтинента Евразии, вдоль которой предполагается существование зоны глубинных сколов и субдукции. Эта граница в пределах кавказско-копетдагского отрезка протягивалась в субширотном направлении, а восточнее, начиная с Северного Афганистана, резко поворачивала на северо-восток (рис. 1). Позднекаменноугольный — раннепермский экватор проходил через северную часть Пиренейского полуострова, Южную Францию, пересекал край палеоконтинента Северной Евразии, в греческой части Балканского полуострова. Северная широта 10° пересекала край материка в районе Дарваза, 20° — в районе Куруктага в Северо-Западном Китае, 30° — в районе хребта Тотошань в Южной Монголии.

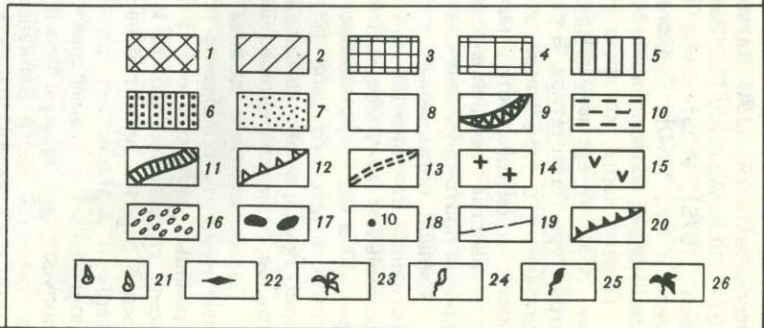
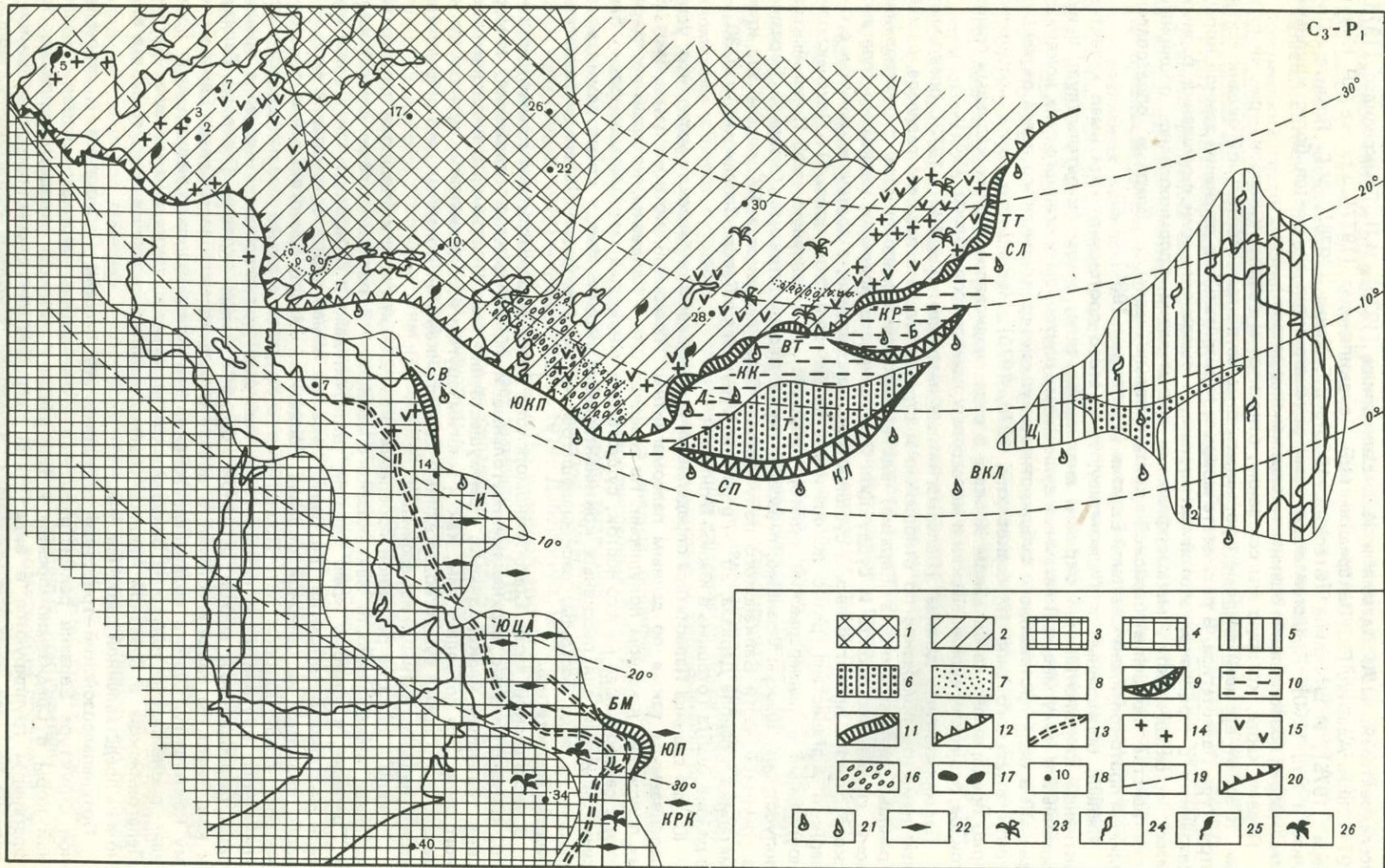
Южная граница Палеотетиса определяется положением Гондванских материков, унаследованным также по данным палеомагнитных измерений, которые указывают на их положение в южном полушарии. На северном краю Гондваны, который простирается с северо-запада на юго-восток, существовал обширный морской шельфовый бассейн, типичный для пассивных континентальных окраин. Между этими двумя материками в виде раструба, раскрывавшегося на восток, располагался океанический бассейн Палеотетиса.

В европейской части Средиземноморского пояса распространены преимущественно континентальные верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, а морские являются мелководными, преимущественно карбонатными, эпиконтинентального типа. Это позволяет нам, как и многим другим исследователям, думать, что на западе в это время существовал единый Евроафриканский континент, что подтверждается и палеомагнитными измерениями.

Важной и пока не решенной проблемой кавказской геологии является палеотектоническая принадлежность Закавказского массива. В последние годы его относили к Гондване, к южному краю Евразии (включая даже в Скифскую плиту), или считали микроконтинентом внутри Палеотетиса. На нашей карте он показан в виде краевого поднятия на северной окраине Гондваны. Однако единого мнения по этому вопросу среди авторов нет. Проявления в пределах массива позднепалеозойского гранитного плутонизма и наземного вулканизма указывают на сходство с процессами формирования южной активной континентальной окраины Северной Евразии и как будто бы свидетельствуют в пользу отнесения массива к Северо-Евразийскому континенту. Однако позднепалеозойский магматизм вдоль северного края Гондваны проявился не только на Закавказском массиве, но также и на массивах Битлис, Пелагонийском в Северной Африке. Однако масштаб явлений несоизмерим, что видно и на представленной карте (см. рис. 1).

Позднепалеозойский—триасовый океанический бассейн Палеотетиса в современной структуре Евразии реконструируется по фрагментам триасовой континентальной коры в Средиземноморском и Центрально-Азиатском складчатых поясах. Эти фрагменты группируются в виде узкой прерывистой полосы, протягивающейся с востока на запад через всю Евразию от Западного Приморья и юга Сихотэ-Алиня через Манчжурию, Внутреннюю Монголию, Бей-Шань, Северный Памир, Северный Афганистан до южного склона Большого Кавказа. В юго-восточном направлении от Па-

C₃-P₁



мира, оглябая с юга Тарим и Китайский континент, протягивается вторая полоса поздне-триасовой континентальной коры, захватывающая Каракорум и Куньлунь, и заканчивающаяся в Северном Вьетнаме. Они трассируют сутуры позднепалеозойского — триасового Палеотетиса, полное закрытие (коллизия) которого произошло во второй половине триаса в результате столкновения и скучивания континентальных масс протоконтинента Северной Евразии, Тибета, афгано-ирано-анатолийской части Аравийского массива, Китайско-Корейской платформы, Тарима и др. [Тектоника..., 1980; Stöcklin, 1980].

Анализ строения и формационного состава пород фрагментов триасовой континентальной коры, наиболее полные разрезы которых известны во Внутренней Монголии (Солонкерская зона) и на Северном Памире, указывает на унаследованный от среднего палеозоя характер позднепалеозойского — триасового Палеотетиса. Комплексы пород океанической стадии развития в этих разрезах имеют раннекаменноугольный возраст, а переходной стадии — средне-позднекаменноугольный, пермский и раннетриасовый.

Унаследованный характер Палеотетиса подтверждается и особенностями строения разрезов комплексов пород континентального склона и подножия северной и южной окраин Палеотетиса, которые представлены непрерывными преимущественно терригенными толщами, охватывающими по возрасту весь средний и поздний палеозой, а также ранний триас (десская серия южного склона Большого Кавказа, сарыкольская серия Северного Памира, Даланульско-Лугингольская зона Южной Монголии). Реконструируемый позднепалеозойский Тетис имеет значительную (до 2—3 тыс. км) ширину на востоке и резко сужается к западу (100—500 км на Кавказском пересечении). Такая форма океанического бассейна находит подтверждение в палеобиогеографических данных. Так, по материалам Э.Я. Левена и С.Ф. Щербович [1978], асельские фузулиниды на памирско-гималайском пересечении относятся к двум резко отличным провинциям: Северо-Тетической тропической и Южно-Тетической внутротропической. Находящиеся в современной структуре вблизи одни от других с двух сторон от Главного Гиндукушского и Танымасского разломов, они при палинспастической реконструкции закономерно попадают на противоположные берега Палеотетиса.

Аналогичная, но еще более показательная картина для территории Афганистана показана французскими геологами [Montenat et al., 1978], которые установили резкие различия в каменноугольной и раннепермской фауне (брахиоподы, мшанки) по разные стороны от Гиндукуша: теплолюбивые тропические формы к северу и холоднотропические — к югу от него.

В западном направлении климатическая контрастность между провинциями должна уменьшаться, что и подтверждается исчезновением различий между фузулинидами сообществами в этом направлении. На кавказском пересечении, где Палеотетис был уже значительно более узким, некоторые представители Северо-Тетической провинции, включая швагеринид, появляются на южном его краю в Эльбурсе, в Сванетии, десская серия которой рассматривается как образование континентального склона Гондваны.

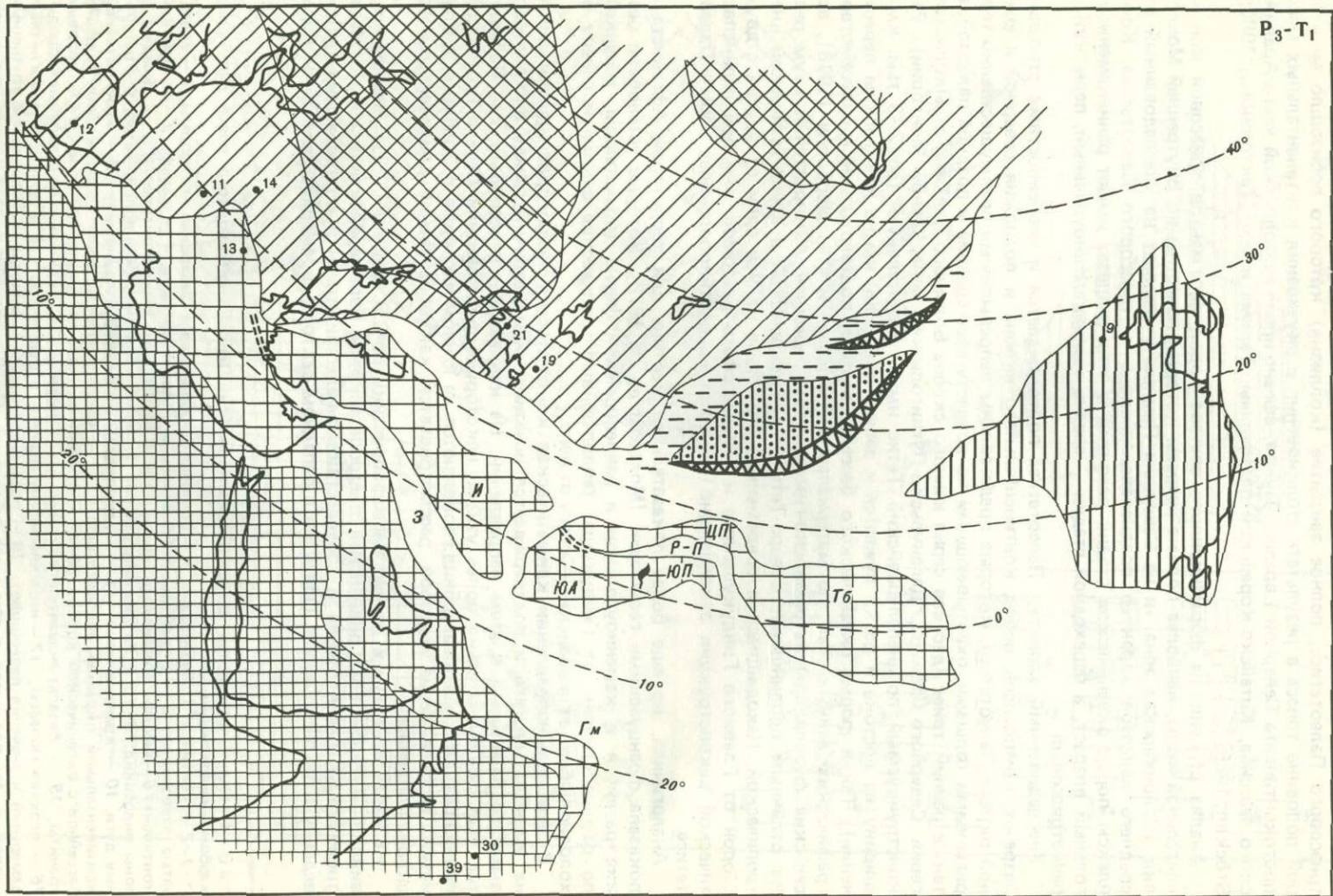
На карту нанесены и данные палеофлористики по С.В. Мейену [1969]. Четыре провинции, Ангарская и Гондванская внутротропические и Еврамерийская и Катазиатская тропические, расположены в соответствии с палеоширотами и подтверждают произведенную реконструкцию. Опять же в западном секторе еврамерийские формы попа-

Р и с. 1. Палинспастическая схема Средиземноморско-Центрально-Азиатского пояса для конца карбона—начала перми

1—2 — континент Палеоевразия: 1 — Восточно-Европейская и Сибирская платформы, 2 — складчатые палеозоиды; 3—4 — континент Гондваны: 3 — поднятая часть, 4 — шельф; 5 — Китайский континент; 6 — шельф Китайского континента и Таримского микроконтинента; 7 — складчатые зоны индосинид; 8—10 — позднепалеозойский Тетис: 8 — океаническое пространство, 9 — островные дуги, 10 — краевые моря; 11 — континентальные склоны и подножия; 12 — край активной континентальной окраины андского типа; 13 — узкие рифтовые зоны — зарождения будущих бассейнов с океанической корой; 14—17 — краевой вулканоплутонический пояс: 14 — калиевые граниты, 15 — базальт-андезит-липаритовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы, 16 — верхние молассы, 17 — нерасчлененные граниты и вулканиты; 18 — точки палеомагнитных измерений и значения палеоширот; 19 — палеошироты; 20 — выходы на поверхность глубинных сколов и зон поддвигов, в том числе субдукции; 21—26 — палеобиогеографические провинции: 21—22 — по фораминиферам: 21 — Северо-Тетическая тропическая, 22 — Южно-Тетическая внутротропическая, 23—26 — по флоре: 23 — Ангарская внутротропическая, 24 — Катазиатская тропическая, 25 — Еврамерийская тропическая, 26 — Глоссоптерисовая внутротропическая.

ЮКП — Южный Копетдаг; Г — Гиндукуш; Д — Дарваз; КК — Кокшал; ВТ — Восточный Тянь-Шань; КР — Куруктаг; ТТ — Тототашань; СЛ — Солонкер; СП — Северный Памир; КЛ — Куньлунь; Б — Бейшань; ВКЛ — Восточный Куньлунь; Ц — Цой Дам; СВ — Сванетия; И — Иран; ЮЦА — Южный и Центральный Афганистан; БМ — Бамиан; ЮП — Южный Памир; КРК — Каракорум; Т — Тарим

P₃-T₁



дают на северное побережье Гондваны. Это касается прежде всего Закавказского массива, где на Храмском выступе они отмечены для раннего карбона.

В северо-восточной части Палеотетис отличался более сложным строением с широким развитием структур типа островных дуг (Северный Памир, Кунь-Лунь, Тянь-Шань), окраинных морей и микроконтинентов (Китайского) (см. рис. 1).

В поздней перми—раннем триасе Палеотетис представлял собой уже реликтовый бассейн с преобладанием, вероятно, в его пределах коры переходного типа. На палеорекострукции этого времени видно одновременное существование замыкающегося бассейна Палеотетиса на севере и открывающегося, но еще относительно узкого бассейна Мезотетиса на юге. Их разделяли микроконтиненты: Закавказско-Анатолийско-Иранский, Афгано-Южно-Памирский и Тибетский (рис. 2).

Еще в позднем палеозое возникла рифтовая система Восточной Африки и Индии, что отражает начало процесса фрагментации Гондванского континента [Казьмин, 1976], который продолжается до настоящего времени.

Образование Мезотетиса началось с расколов Гондванской окраины Палеотетиса. Рифтовые структуры возникли раньше на востоке в Гималаях в конце карбона и затем распространились к западу: в перми — Южный Памир, Афганистан, Оман, в триасе — далее к западу до Динарид и Альп.

Первые движения вдоль Загросского шва произошли, вероятно, еще в поздней перми. Более многочисленные и убедительные данные указывают, что Аравийско-Иранская область, испытывавшая однообразное платформенное развитие с инфракембрия в течение всего палеозоя, именно в начале триаса начала разделяться на разнофациальные зоны поднятий и трогов.

На палинспастической реконструкции, составленной для конца триаса—начала юры (рис. 3), показаны зоны раннекиммерийской складчатости, возникшие при замыкании Палеотетиса и коллизии протоконтинента Северной Евразии и вышеупомянутых микроконтинентов, а также Китайского материка [Тектоника..., 1980; Stöcklin, 1980]. В результате образовался огромный континент Евразия почти в современных границах. Впервые в его состав вошли Гондванские блоки. Вдоль зон ранних киммерид образовалось несколько поздне триас-лейасовых вулканоплутонических поясов, обусловленных серией поддвигов в северном направлении. Одному из них посвящена работа В.Е. Хаина [1979], другой в пределах Монголии был описан А.Л. Моссаковским и О. Томуртоого [1976]. Складчатость конца триаса ясно выражена на обширной территории: в Иране к северу от Загросского шва, по северной периферии Средиземноморского пояса в прогибах типа Мангышлакского и Северной Добруджи.

Палеомагнитные данные показывают, что к этому времени Мезотетис уже представлял собой обширный океанический бассейн (до 2,5 тыс. км в поперечнике). Так, в недавней сводке палеомагнитных данных Х. Венсинк и др. [Wensink et al., 1978] указывают, что если Иранский блок в поздней перми располагался лишь несколько северо-восточнее Аравии и недалеко от Индии, то положение полюса, определенное в Иране для позднего триаса — ранней юры, уже совпадает с данными по Евразии, т.е. Иран уже представлял собой часть последней.

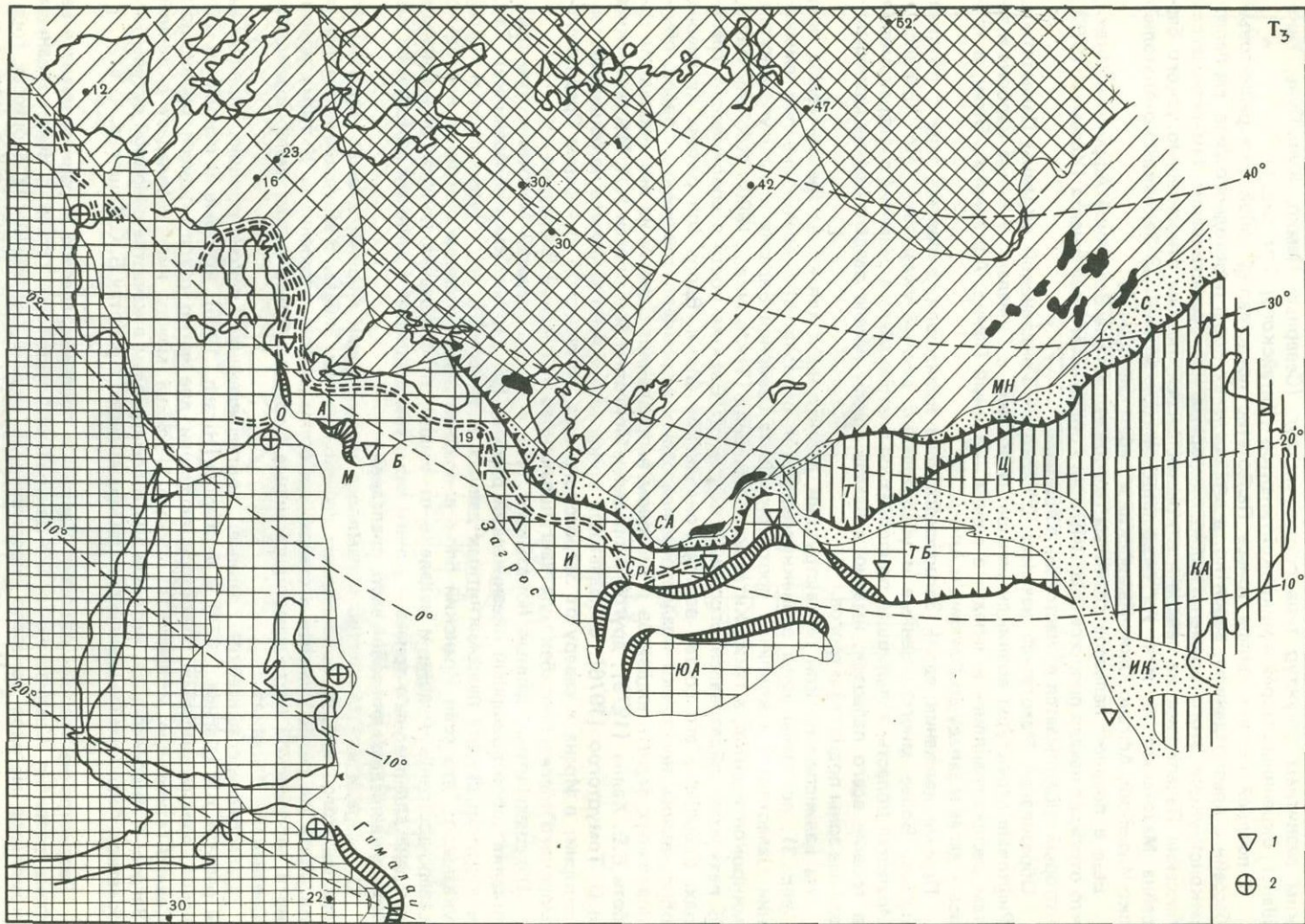
С севера и юга Мезотетис обрамлялся шельфовыми морями и имел окраины атлантического типа, за исключением южной границы Тибета. В западном направлении он опять же резко сужался и становился более сложно устроенным. К этому времени в европейской части наметились новые рифтовые зоны, в том числе Эрзинджан-Севанская в Закавказье.

Палеобиогеографические данные, подтверждающие реконструкцию, приведены в работах А.С. Дагиса [1974] и Ф. Хирша [Hirsch, 1976], которые на основании изучения поздне триасовых брахиопод выделили две четко различающиеся провинции: Северо-Тетическую и Южно-Тетическую. Граница между ними совпадает с линией Загрос — Индского шва, который мы рассматриваем в качестве основной сутуры Мезотетиса. Аналогичные данные для Памира имеются в работах Б.К. Кушлина.

Рассмотрение истории развития Кавказа в позднем палеозое — раннем мезозое на фоне развития Средиземноморско-Центрально-Азиатского Тетиса с использованием комплекса методов показало определяющую роль в тектонических процессах горизонтальных движений. Масштаб этих движений был значительным, хотя точные значения назвать сейчас трудно. Даже в нашем авторском коллективе по этому вопросу нет единого мнения.

Р и с. 2. Палинспастическая схема Средиземноморско-Центрально-Азиатского пояса для конца перми—начала триаса

Условные обозначения см. на рис. 1, за исключением 4 — шельф Гондваны и микроконтиненты, от нее отколовшиеся. СрА — Средний Афганистан; ЦП — Центральный Памир; Р-П — Рушанско-Пшартская зона; ЮА — Южный Афганистан; З — Загрос; ЮП — Южный Памир; Тб — Тибет; Гм — Гималаи



Прежде всего надо отметить, что при составлении карт мы исходили из неизменного радиуса земного шара. Однако если Земля с конца палеозоя расширилась, то масштаб горизонтальных перемещений отдельных блоков должен быть существенно преуменьшен.

Так или иначе, но составленные карты позволили прийти к заключению о том, что вся система континентальных масс перемещалась в северном направлении, а некоторые блоки (Ирано-Афганские, Тибетский) двигались значительно быстрее по сравнению с более крупными массивами. Таким образом, за период между ранней пермью и поздним триасом величина их перемещений составила свыше 2,5 тыс. м., т.е. примерно 4–6 см в год, при условии равномерного движения, хотя, вероятно, оно было неравномерным.

Такое дифференцированное перемещение объясняется нами тем, что факторами горизонтальных движений были не только конвекция, приводящая к спредингу и субдукции, что предусматривается гипотезой тектоники литосферных плит, но также и субгоризонтальные срывы по разноглубинным структурным поверхностям в коре и мантии Земли.

Геодинамическая обстановка развития Средиземноморского пояса и его обрамления в анализируемом отрезке времени, как и в течение всего фанерозоя, характеризовалась сложным сочетанием явлений деструкции континентальной коры с образованием океанических структур и созидания, наращивания континентальной коры в процессе геосинклинальной эволюции палеоокеанов и их закрытия в результате мощного тектонического сжатия и перераспределения горных масс, обусловленных крупномасштабными горизонтальными движениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1.
- Белов А.А. Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа (Передовой хребет) в верхнем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1961.
- Белов А.А. Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Альпийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Дазис А.С. Основные закономерности географической дифференциации триасовых брахиопод. — В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974.
- Добрускина И.А. Триасовая флора Евразии: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1977.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеоокеаны и движение континентов. — Природа, 1976, № 11.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978.
- Казьмин В.Г. Геодинамика Афро-Аравийской рифтовой системы. — Геотектоника, 1976, № 6.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в складчатой структуре юга Альпийского пояса Европы, западной части зарубежной Азии и Кубы. М.: Наука, 1975.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Левен Э.Я. Биостратиграфия пермских отложений Тетиса: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1975.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
- Мейен С.В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, 1969, № 5.
- Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — Геотектоника, 1970, № 4.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975.
- Моссаковский А.А., Томуртогов О. Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации). М.: Наука, 1976.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР). Л., 1971. Вып. 1.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР). М., 1973. Вып. 2.

Р и с. 3. Палинспастическая схема Средиземноморского пояса для конца триаса

Палеобиогеографические провинции по брахиоподам и аммонитам: 1 — Северо-Тетическая, 2 — Южно-Тетическая. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, за исключением 1, 2, 5, 7 — континент Мезоэвразия, 4 — шельф Гондваны, южный шельф Мезоэвразии и микроконтиненты, отколовшиеся от Гондваны, 5 — Китайская платформа и Тарим, А — Анатолия; Б — Бассит; И — Иран; ИК — Индокитай; КА — Катазия; КЛ — Куньлунь; М — Маммония; МН — Монголия; О — Отрис; СА — Северный Афганистан; СрА — Средний Афганистан; Т — Тарим; ТБ — Тибет; Ц — Цайдам; ЮА — Южный Афганистан

- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5.
- Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980.
- Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/ Под ред. А.В. Пейве и А.Л. Яншина. М., 1980.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Хаин В.Е. Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5.
- Храмов А.Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Dietz R.S., Holden I.C. The breakup of Pangea. — Sci. Amer., 1970, vol. 223, № 4.
- Hirsch F. Sur l'origine des particularismes de la faune du Trias et du Jurassique de la plate-forme africaino-arabe. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1976, t. 18, № 2.
- Montenat Chr., Vachard D., Termier G. L' Afghanistan et le domaine gondwan. Differentiation paleogeographique au Remo-Carbonifere. — An. Soc. Geol. Nord., 1977 (1978), vol. 97.
- Smith A.G., Briden J.C., Drewry G.E. Phanerozoic world maps. — In: Organisms and continents through time: Spec. Pap. in Palaeontology 12, Systematics Ass. Publ. 9. London, 1973.
- Stöcklin J. Geology of Nepal and its regional frame. — J. Geol. Soc., 1980, vol. 137, pt 1.
- Waterhouse I.B., Bohman-Carder G.F. Global distribution and character of Permian biomes based on Brachiopod assemblages. — Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, № 7.
- Wensink H., Zeyderveld J.D.A., Verekamp J.C. Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud formation of Late Devonian—Earle Carbon. Lerous age from the southern Alborz, Iran. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, N 4.

УДК 551.24

М.Б. АБЕСАДЗЕ, М.А. КЕКЕЛИЯ, Т.Н. МГЕЛИАШВИЛИ,
Г.К. ЦИМАКУРИДЗЕ, Т.Г. ЧХОТУА, И.Д. ШАВИШВИЛИ

ДОАЛЬПИЙСКОЕ РАЗВИТИЕ КАВКАЗСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПАЛЕООКРАИНЫ (магматизм и метаморфизм)

Кавказ, согласно геодинамической модели доальпийской эволюции, разработанной Ш.А. Адамия и И.Д. Шавишвили [1976], рассматривается как активная южная континентальная палеоокраина Восточно-Европейской платформы, в пределах которой выделяются все основные геоструктурные элементы современных активных континентальных окраин западнотихоокеанского типа: островные дуги, окраинные моря, малые океанические бассейны и интрадуговые рифты (рис. 1). В настоящей статье обсуждаются некоторые особенности домезозойского магматизма и метаморфизма Кавказа, характерные для выделенных палеоструктурных единиц.

Палеозойский островодужный магматизм Закавказской и Большекавказской дуг представлен главным образом гранитоидами. Незначительно распространены верхнепалеозойские субаэральные известково-щелочные вулканы.

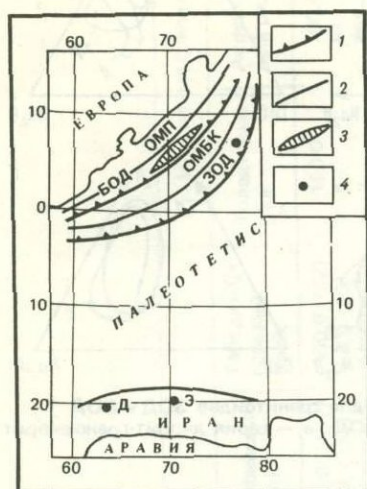
Выходы гранитоидов Закавказской палеоостровной дуги — Локский, Храмский и Дзирульский — расположены по субмеридиональной линии, вкrest простирания структур (с юга на север) более чем на 150 км. Слагающие эти выступы гранитоиды по возрасту расчленяются на две группы, из которых более древняя представлена "серыми" гранитами, преимущественно бедными калишпатом гнейсовидными биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а более молодая — "розовыми" или "красными" гранитами, отвечающими аляскитовым, биотитовым (хлоритовым), двуслюдяным и мусковитовым разновидностям.

Возраст "серых" гранитов ранне-среднепалеозойский, а "розовых" — позднепалеозойский (нижний — средний карбон) [Рубинштейн, 1967].

Гранитоиды Большекавказской палеоостровной дуги, приуроченные в основном к двум субширотным тектоническим блокам (с юга на север): Софийскому (Софийско-Чугушскому) и Теберда-Дигорскому — представлены также двумя группами пород. В первую группу входят среднепалеозойские [Афанасьев и др., 1968] гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, плагиограниты и гранодиориты, во вторую — позднепалеозойские [Афанасьев и др., 1968] биотитовые, двуслюдяные и аляскитовые граниты, развитые преимущественно в Теберда-Дигорском блоке.

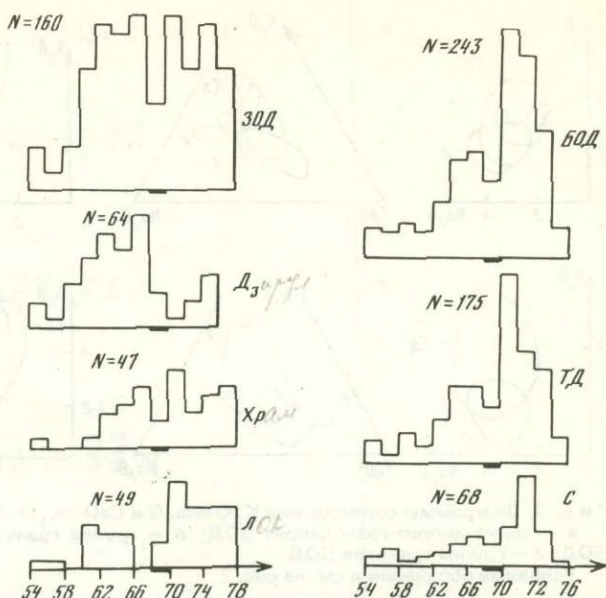
Возрастное и петрографическое различия гранитоидов Закавказской и Большекавказской палеоостровных дуг находят свое отражение на различных геохимических диаграммах (при построении приводимых в работе диаграмм использованы химические анализы из многочисленных печатных и рукописных работ).

Анализ гистограмм распределения кремнезема (рис. 2) показывает, что гранито-



Р и с. 1. Палинспастическая схема Кавказа для конца среднего палеозоя [Адамия и др., 1980]

1 — зоны субдукции; 2 — пассивные границы; 3 — внутридуговой рифт; 4 — точки палеомагнитных измерений. ОМП — окраинное море Предкавказья; БОД — Большекавказская островная дуга; ОМБК — окраинное море Большого Кавказа (бассейн тылового растяжения); Зод — Закавказская островная дуга; Д — Даралагез; Э — Эльбурс



Р и с. 2. Гистограмма распределения кремнезема в гранитоидах Закавказской (ЗОД) и Большекавказской (БОД) островных дуг

Л — Локский выступ; Хр — Храмский выступ; Дз — Дзирульский выступ; ТД — Теберда-Дигорский блок; С — Софийско-Чугушский блок

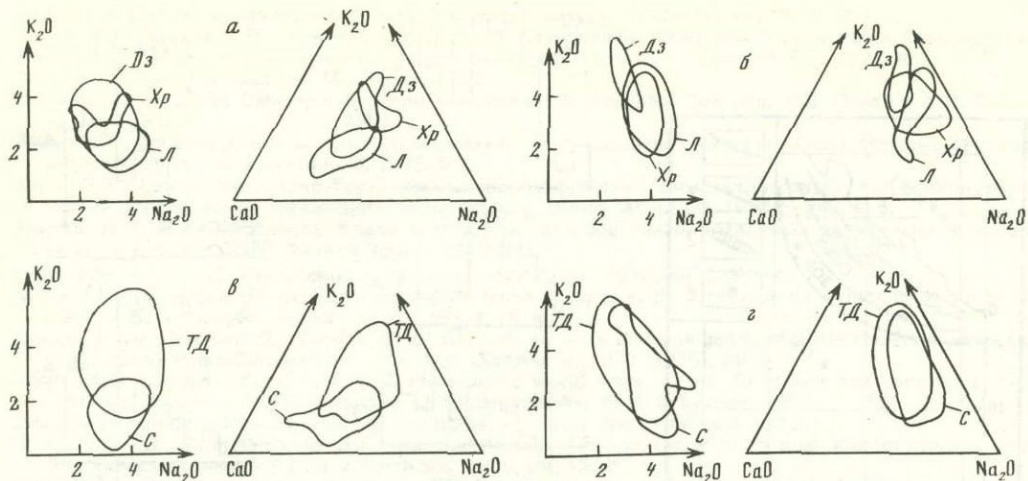
иды рассматриваемых палеоостровных дуг образуют две естественные группы: диорит-гранодиоритовую с SiO_2 54–68% и гранитную с SiO_2 более 70%. При этом в интервале значений кремнекислотности 68–70% во всех случаях наблюдается четкий минимум. Следует отметить, что в диорит-гранодиоритовую группу входят преимущественно древние гранитоиды, а в гранитную — более молодые (верхнепалеозойские).

Для выделенных петрохимических групп в пределах Закавказской и Большекавказской дуг устанавливается независимая геохимическая зональность с северонаправленной полярностью (рис. 3, 4). Наиболее четкое увеличение содержания K_2O , а также отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и уменьшение содержания CaO с юга на север установлены для серии диорит-гранодиорит; в этом же направлении наблюдается повышение концентрации литофильных элементов и элементов группы железа. Кроме того, гранитоиды Закавказской островной дуги по содержанию редких элементов в общем близки к гранитоидам мантийного генезиса, а породы группы диорит-гранодиорит крайне южного, Локского, выступа характеризуются наиболее "примитивным" уровнем содержаний этих элементов (таблица).

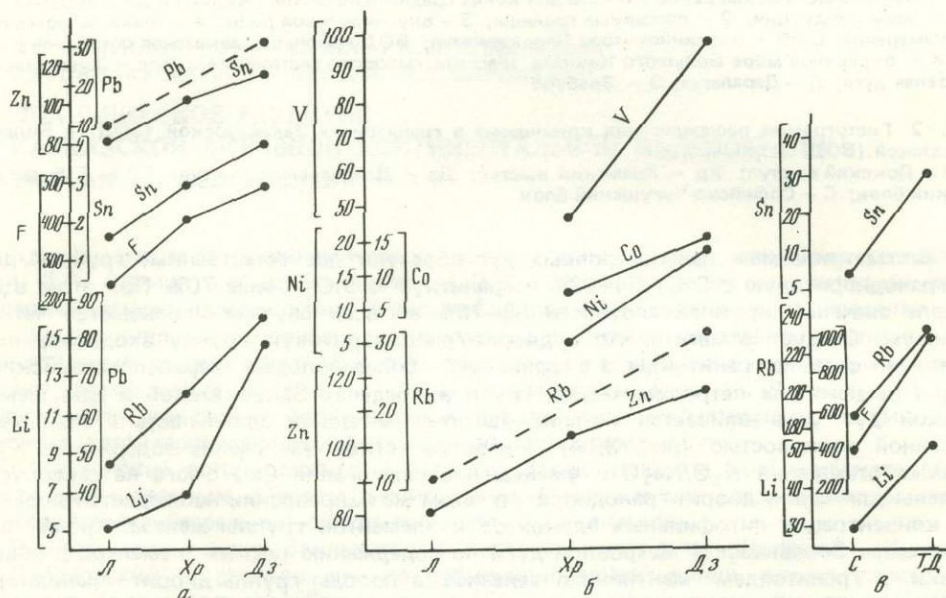
Таким образом, в пределах каждой палеоостровной дуги (Закавказской и Большекавказской) устанавливается, с одной стороны, эволюция гранитоидного магматизма во времени от диорит-гранодиоритовых составов к гранитным, а с другой — четкая северонаправленная латеральная геохимическая зональность в группах пород одинаковой кремнекислотности.

Установленная закономерность аналогична характеру зональности эффузивного и глубинного магматизма современных активных континентальных окраин Тихого океана [Moore et al., 1963; Taneda, 1965]. С позиции концепции тектоники плит установленную петрохимическую и геохимическую латеральную зональность исследованных гранитоидов можно объяснить функционированием двух северонаклоненных палеозон субдукции вдоль южных границ Закавказской и Большекавказской островных дуг. Относительно примитивный состав гранитоидов Локского выступа может свидетельствовать о расположении Палеотетиса южнее Закавказской палеоостровной дуги.

Фрагменты малого океанического бассейна, расположенные между Закавказской и Большекавказской палеоостровными дугами, в настоящее время представлены офиолитовыми тектоническими пластинами в зоне Передового хребта. Обычно отдельные комплексы пород офиолитовой ассоциации тектонически разобщены и об-



Р и с. 3. Диаграммы соотношения K_2O-Na_2O и $CaO-K_2O-Na_2O$ для гранитоидов ЗОД и БОД
 а — серия диорит-гранодиорит ЗОД; б — группа гранитов ЗОД; в — серия диорит-гранодиорит БОД; г — группа гранитов БОД
 Условные обозначения см. на рис. 2



Р и с. 4. Диаграммы распределения некоторых редких элементов и элементов группы железа в гранитоидах ЗОД и БОД
 а, б, — серия диорит-гранодиорит ЗОД; в — группа гранитов БОД

разуют серию надвиговых чешуй, к границам которых, как правило, приурочены линзы и пластины серпентизированных перидотитов. Вследствие этого мощности, а также последовательность отдельных комплексов различны внутри каждой офиолитовой пластины; часто устанавливаются перевернутые и сдвоенные разрезы. Аллохтонные пластины надвинуты на автохтонные верхнедевонские и нижнекамённоугольные отложения Передового хребта и, в свою очередь, перекрыты молассами намюрского и башкирского ярусов, вследствие чего достоверно датируются как доверхнепалеозойские. Осадочные отложения некоторых пластин датированы фаунстически силуром и средним девонem [Греков и др., 1974].

В офиолитах Передового хребта установлены все характерные для офиолитовой ассоциации комплексы пород: гипербазиты основания, полосчатый интрузивный комплекс, комплекс параллельных даек, вулканический и осадочный комплексы. Комплекс основания складается преимущественно аплерциолитовыми серпентинитами с единичными зернами граната. Подавляющая часть пород полосчатого интрузивного комплекса представлена полосчатыми базитами, габбро и габбро-диоритами; в под-

Средние содержания некоторых элементов-примесей в различных типах гранитоидов, г/т

Элементы	Диориты—гранитоиды				Граниты					Мантийные гранитоиды*		
	Локский массив	Храмский массив	Дзиркульский массив	Софийский блок	Локский массив	Храмский массив	Дзиркульский массив	Софийский блок	Теберда-Дигорский блок	Толетовый ряд	Андезитовый ряд	Латиловый ряд
F	233,5 (10)	412,5 (8)	497,7 (11)	380,0 (32)	308,7 (8)	543,0 (3)	417,0 (10)	392,0 (137)	980,0 (52)	150,0	700,0	600
Li	5,1 (10)	6,9 (12)	14,7 (20)	40,0 (32)	6,7 (12)	4,2 (6)	9,5 (9)	29,4 (137)	50,0 (52)	5	18	21
Rb	47,3 (10)	66,9 (11)	85,6 (15)	120,0 (32)	82,2 (12)	123,3 (12)	74,4 (9)	187,6 (137)	230,0 (52)	3	100	125
Sn	1,6 (7)	3,0	4,0 (18)	4,0 (32)	4,5 (9)	6,5 (12)	3,1 (11)	7,3 (137)	30,0 (52)	2,7	2,0	5
V	—	47,2 (11)	98,4 (16)	—	40,3 (3)	6,7 (9)	18,4 (9)	—	—	61	85	45
Ni	—	5,6 (5)	18,6 (18)	—	6,7 (3)	7,4 (12)	6,0 (11)	—	—	7,2	15	7
Co	—	7,4 (11)	15,4 (18)	—	7,3 (3)	4,0 (5)	3,6 (11)	—	—	7,6	13	3
Cr	—	15,9 (12)	—	—	9,0 (3)	27,0 (17)	10,2 (11)	—	—	—	—	14
Pb	10,1 (9)	—	31,7 (18)	—	26,7 (12)	81,0 (15)	70,0 (8)	—	18,6 (6)	2,8	10,0	23
Zn	81,4 (8)	102,5 (8)	117,2 (18)	—	58,5 (12)	88,8 (9)	35,5 (11)	—	54,0 (6)	75	43,0	70
Rb/(Ni+ + Co)	—	0,58	0,43	—	5,9	10,8	7,7	—	—	0,18	3,6	12,5
TR	36,4 (5)	106,7 (4)	—	—	67,2 (9)	120,1 (5)	—	—	—	—	—	—
Th	7,5 (19)	9,3 (15)	—	—	9,6 (41)	12,6 (25)	—	—	—	—	—	—
U	0,88 (29)	1,58 (15)	—	—	1,1 (56)	2,44 (25)	—	—	—	—	—	—

* Данные Л.В. Таусона.

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

чиненном количестве встречаются оливиновые габбро, троктолиты, верлиты и пироксениты. Последние образуют жило- и линзообразные тела, субпараллельные общей полосчатости. Взаимоотношения этого комплекса с гипербазитами основания и комплексом параллельных даек преимущественно тектонические, хотя в некоторых случаях отмечаются постепенные взаимопереходы.

Комплекс параллельных даек наблюдается в нескольких тектонических чешуях и представлен чередованием диабазов, габбро-диабазов, микрогаббро и мелкозернистых габбро. В верхах разрезов встречаются блоки эффузивных пород, количество которых постепенно возрастает по мере перехода к вулканическому комплексу; дайки нередко имеют взаимосекущие контакты и зоны закалки. Напластование даек приблизительно параллельно общей стратификации офиолитовых пластин.

Среди пород вулканического комплекса офиолитовой ассоциации наблюдаются однообразные преимущественно массивные базальты и базальтовые андезиты, изредка встречаются покровы андезитов. В низах разрезов имеются согласные тела диабазов, которые выше полностью исчезают. В нижней части толщи устанавливаются выходы подушечных лав; в верхах разрезов вулканического комплекса появляются отдельные прослои дацитов и дацитовых, андезитовых и базальтовых туфов. Мощность вулканического комплекса более 1000 м.

Осадочный комплекс встречается почти во всех разрезах офиолитовых пластин; для него характерно чередование терригенных и вулканогенных пачек. Терригенные отложения представлены преимущественно плохосортированными плагиоклазеридит — кварцевыми песчаниками и филлитами; отмечаются редкие прослои кварцевых алевролитов и мраморизованных известняков. В строении вулканитов участвуют главным образом туфы среднего и кислого составов; изредка наблюдаются туфы основного состава и отдельные маломощные покровы базальтов и базальтовых андезитов. Все породы комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев и сильно рассланцованы. Общая мощность толщи около 800 м. Возраст предположительно среднесилурийский.

Широкое развитие процессов зеленокаменного перерождения во всех магматических комплексах офиолитовой ассоциации затрудняет применение обычных петрохимических пересчетов и диаграмм. Немногочисленные специальные исследования показывают, что при зеленокаменном перерождении и спилитизации происходят в значительных количествах привнос Na и H_2O и вынос Ca ; иногда устанавливаются привнос Si и вынос Al и суммарного Fe ; существенно не меняются содержания Mn , Mg , K , Ti и P . При геохимическом анализе использованы наиболее стабильные компоненты и соотношения: TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , FeO (суммарное), FeO^*/MgO , а также параметр распределения SiO_2 и диаграмма AFM. В качестве индикаторных микроэлементов по принципу стабильности выбраны Cr , V , Co , Ni .

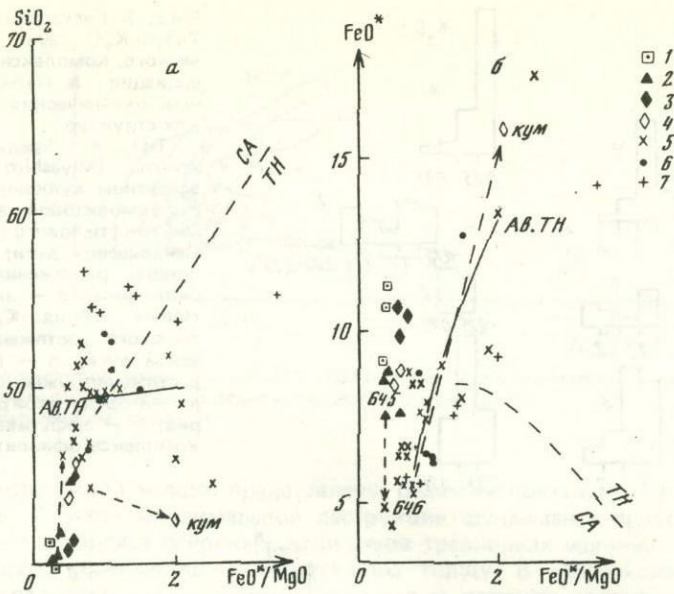
Из диаграмм, иллюстрирующих петрохимические и геохимические особенности гипербазитов основания и полосчатого комплекса (рис. 5), следует, что последний представлен преимущественно фемическими (SiO_2 40–50%) слабодифференцированными составами (FeO^*/MgO 0,5–2,0).

Как видно из гистограмм (рис. 6), подавляющая часть вулканических пород представлена составами с содержанием SiO_2 46–56%, с четким максимумом в области 48–52%.

Степень дифференцированности базальтоидов (рис. 7), как правило, не превышает 3. Максимум распределения FeO^*/MgO устанавливается для значений 1,0–1,5. О распределении K_2O и TiO_2 в эффузивах вулканического комплекса можно судить по гистограммам, представленным на рис. 8. Подавляющая часть пород характеризуется очень низкими содержаниями K (0–0,25%) и довольно высокими значениями содержаний TiO_2 с максимумом 1,0–1,5%.

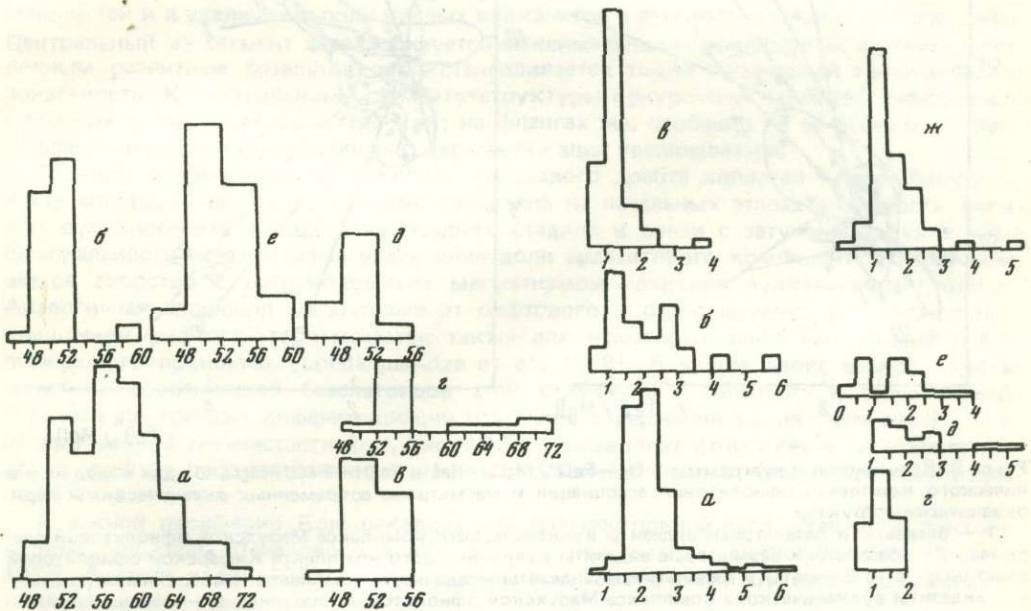
Как видно на диаграммах (рис. 9), по мере роста степени дифференцированности в вулканитах наблюдается накопление кремнезема, однако в базальтоидах эта тенденция проявлена очень слабо или же вовсе не проявлена — фигуративные точки пород вулканического комплекса приурочены к началу граничной кривой, разделяющей поля известково-щелочной и толеитовой серий. На графиках (рис. 9, 10), показывающих зависимость содержаний суммарного Fe и TiO_2 от степени дифференцированности, базальтоиды вулканического комплекса попадают в поле толеитовых серий с четкой тенденцией накопления железа в наиболее дифференцированных разностях.

Сопоставление вулканического комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта с современными вулканическими комплексами океанических и периокеанических структур (см. рис. 6–10) показывает, что по основным петрохимическим параметрам и характеру вариаций рассмотренных петрогенных элементов эффузивы четко отличаются как от океанических, так и от островодужных вулканитов. Вместе с тем устанавливается совершенно очевидное сходство с эффузивами современ-



Р и с. 5. Вариационные диаграммы SiO_2 - FeO^*/MgO (а) и FeO^* - FeO^*/MgO (б) для пород полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации

1 — низкокальциевые верлиты; 2 — плагиоклазовые верлиты; 3 — троктолиты; 4 — оливиновые габбро; 5 — габбро; 6 — габбро-диабазы; 7 — габбро-диориты. Тренды: *Ab.TH* — абиссальные толеиты. Поля: *CA* — известково-щелочных и *TH* — толеитовых серий

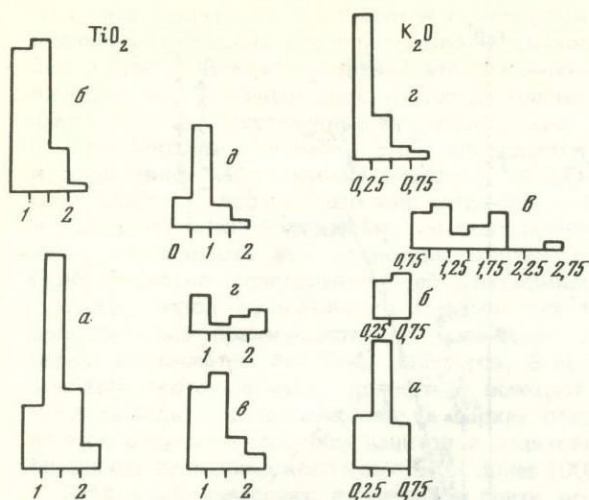


Р и с. 6. Гистограммы распределения кремнезема для пород вулканического комплекса офиолитовой ассоциации и магматизма современных океанических и периокеанических структур

а — островная дуга Северо-Восточной Японии [Miyashiro, 1975]; б — срединно-океанические хребты [Miyashiro, 1973]; в — бассейн тылового растяжения Южно-Сендвичевой дуги; г — бассейн тылового растяжения Южно-Шетландской дуги; д — интрадуговой рифт Новых Гебрид; е — эффузивы вулканического комплекса офиолитовой ассоциации

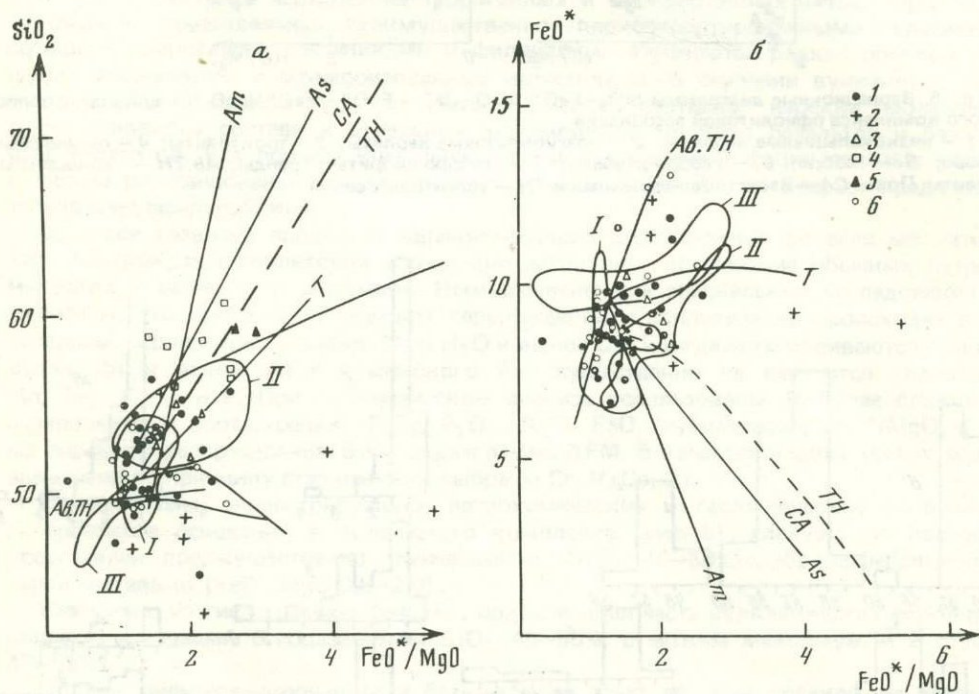
Р и с. 7. Гистограммы распределения FeO^*/MgO для пород вулканического комплекса и магматизма современных океанических и периокеанических структур

а — островная дуга Северо-Восточной Японии [Miyashiro, 1975]; б — островная дуга Кермадек [Miyashiro, 1975]; в — срединно-океанические хребты [Miyashiro, 1975]; г — бассейн тылового растяжения Южно-Сендвичевой дуги; д — бассейн тылового растяжения Южно-Шетландской дуги; е — интрадуговой рифт Новых Гебрид; ж — эффузивы вулканического комплекса офиолитовой ассоциации



Р и с. 8. Гистограммы распределения TiO_2 и K_2O для пород вулканического комплекса офиолитовой ассоциации и магматизма современных океанических и периокеанических структур

TiO_2 : а — срединно-океанические хребты [Miyashiro, 1975]; б — эффузивы вулканического комплекса офиолитовой ассоциации; в — бассейн тылового растяжения Южно-Сендвичевой дуги; д — интрадуговой рифт Новых Гебрид. K_2O : а — бассейн тылового растяжения Южно-Сендвичевой дуги; б — бассейн тылового растяжения Южно-Шетландской дуги; в — интрадуговой рифт Новых Гебрид; г — эффузивы вулканического комплекса офиолитовой ассоциации



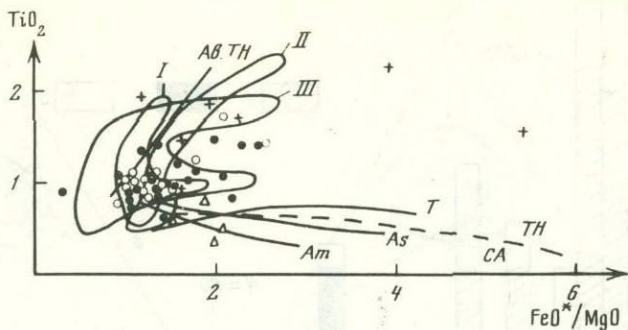
Р и с. 9. Вариационные диаграммы $SiO_2 - FeO^*/MgO$ (а) и $FeO^* - FeO^*/MgO$ (б) для пород вулканического комплекса офиолитовой ассоциации и магматизма современных океанических и периокеанических структур

1 — базальты и базальтовые андезиты вулканического комплекса Марухской офиолитовой пластины; 2 — базальты и базальтовые андезиты вулканического комплекса Кяфарской офиолитовой пластины; 3 — базальты и базальтовые андезиты осадочного комплекса (тебердинская свита); 4 — андезиты вулканического комплекса Марухской офиолитовой пластины; 5 — андезиты осадочного комплекса тебердинской свиты; 6 — вулканы [Омельченко, 1971]. Тренды [Miyashiro, 1975]: Ab.Th — абиссальные толеиты, Am — Амаги, As — Асама, Т — Тафуа. Поля [Miyashiro, 1975]: CA — известково-щелочных и TH — толеитовых серий. I — породы бассейна тылового растяжения Южно-Сендвичевой дуги; II — породы бассейна тылового растяжения Южно-Шетландской дуги; III — породы интрадуговой рифта Новых Гебрид (действующие вулканы Аоба и Амбрин)

ных бассейнов тыловых растяжений островных дуг, сформированных на коре океанического типа.

Внутри Большекавказской палеоостровной дуги в среднем палеозое сформировался рифт Передового хребта (см. рис. 1). Эта структура имеет форму линейно вытянутого в общекавказском направлении узкого трога и представляет собой среднепалеозойский грабен-синклиорий, выполненный терригенно-вулканогенными отложениями мощностью более 7 км.

Первые импульсы вулканизма, фиксируемые в верхах среднедевонской (эйфель—



Р и с. 10. Вариационная диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO для пород вулканического комплекса и магматизма современных океанических и периокеанических структур
Условные обозначения см. на рис. 9

живет) песчано-сланцевой толщи, представлены редкими покровами основных и кислых эффузивов. К этапу максимальной деструкции фундамента приурочено формирование мощного комплекса основных эффузивов трещинных излияний, которые согласно перекрывают нижележащую терригенную толщу. В дальнейшем преобладает вулканизм центрального типа и формируется толща пестрого состава с постепенным увеличением кислого и пирокластического материала. Конец среднего девона—поздний девон характеризуется затуханием вулканизма и накоплением туфогенной и флишодно-терригенной толщ с яшмами и кремнистыми сланцами.

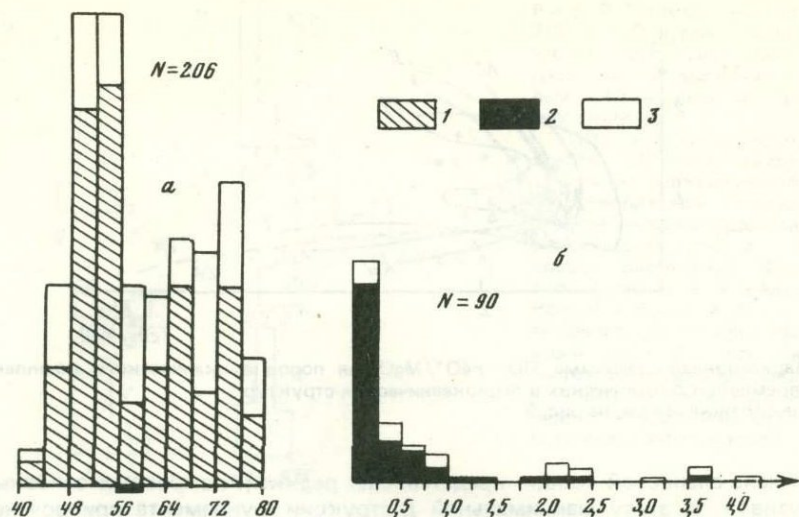
Характерная для современных рифтов латеральная зональность в распределении продуктов вулканизма четко проявлена и в зоне Передового хребта. По данным А.Н. Барышева [1972], в поперечном разрезе зональность проявлена в сокращении мощностей и в увеличении роли кислых вулканитов в северном и южном флангах зоны. Центральный же сегмент характеризуется максимальными мощностями и преимущественным развитием базальтоидов. Устанавливается также продольная геохимическая зональность. К центральному сегменту структуры приурочены наименее дифференцированные и низкокальциевые толеиты: на флангах же, особенно на восточном, степень дифференцированности и уровень содержания калия увеличивается.

Главной особенностью вулканизма Передового хребта является четкая бимодальность составов (рис. 11), которая проявлена на начальных этапах активности (нижняя вулканогенная толща); на поздних стадиях в связи с затуханием вулканизма бимодальность исчезает из-за увеличения доли андезитового компонента и устанавливается сходство с островодужным магматизмом (верхняя вулканогенная толща). Аналогичная эволюция магматизма от рифтового к островодужному в связи с прекращением рифтогенеза отмечается также для некоторых рифтовых структур геологического прошлого [Lordkipanidze et al., 1979]. В целом двойственность геохимических особенностей базальтоидов этой структуры — близость к океаническим толеитам по трендам дифференциации и уровню содержания калия (см. рис. 11, 12, а, б) при низкой титанистости (см. рис. 12, б) — позволяет отнести ее к типу внутридуговых рифтов, сформированных на коре субокеанического (или субконтинентального) типа.

К южной периферии Большекавказской палеоостровной дуги, а также к тектоническим покровам Передового хребта приурочены выходы метаофиолитов [Чхотуа, 1977; Адамия и др., 1978], представленные метаморфитами буульгенско-лабинской и речептинской серий.

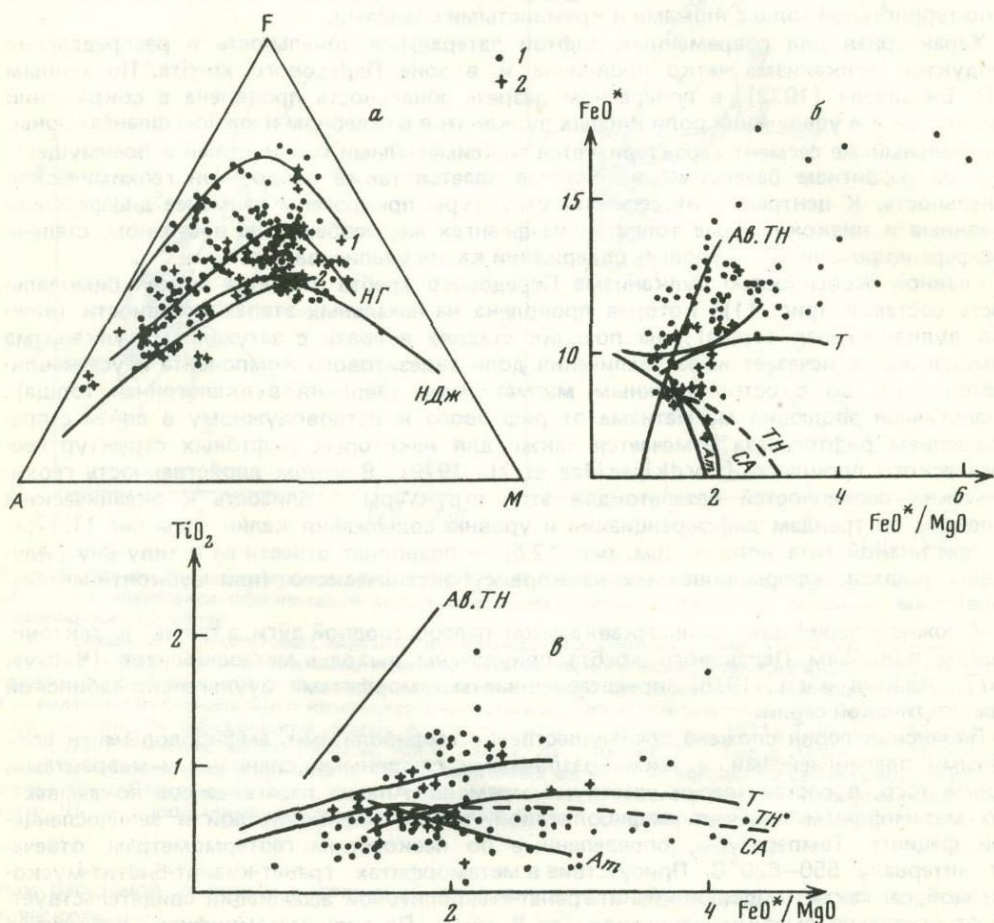
Лабинская серия сложена преимущественно амфиболитами, амфиболовыми и слюдяными плагиогнейсами, а также различными слюдяными сланцами и кварцитами. Кроме того, в составе серии участвуют мрамора. Анализ парагенезисов показывает, что метаморфизм отвечает амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Температуры, определенные по нескольким геотермометрам, отвечают интервалу $550-620^{\circ}C$. Присутствие в метаморфитах гранат-кианит-биотит-мусковитовой, а также амфибол-кианит-гранат-ставролитовой ассоциации свидетельствует об относительно высоких давлениях (до 8 кбар). По типу метаморфизма лабинскую серию следует относить к кианит-силлиманитовой серии с отклонением в сторону повышенных давлений.

Буульгенская серия представлена различными амфиболитами (часто гранатовыми), габбро-амфиболитами, к которым в отдельных случаях приурочены линзы эколитоподобных пород, амфибол-биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами и сланцами, содержащими кианит, ставролит, кордиерит, шпинель, андалузит и силлиманит. С метаморфитами ассоциируют ультрабазиты, гипербазиты и их сер-



Р и с. 11. Гистограммы распределения SiO_2 (а – все породы) и K_2O (б – базальтоиды) в вулканитах рифта Передового хребта

1, 2 – нижняя и 3 – верхняя вулканогенные толщи



Р и с. 12. Вариационные диаграммы AFM (а – все породы), FeO^*/MgO и $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (б, в – базальтоиды) рифтового вулканизма Передового хребта

1 – нижняя и 2 – верхняя вулканогенные толщи. Тренды на AFM: 1 – толеитовые серии, 2 – известково-щелочные серии, НГ – породы интрадугового рифта Новых Гебрид, НДЖ – породы интрадугового рифта Новой Джорджии. Тренды на $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ и $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$: 1 – породы интрадугового рифта Новой Джорджии, 2 – породы интрадугового рифта Новых Гебрид, Ab. TH – абиссальные толеиты, T – Тафуа, Am – Амаги. Поля: CA – известково-щелочных и TH – толеитовых серий

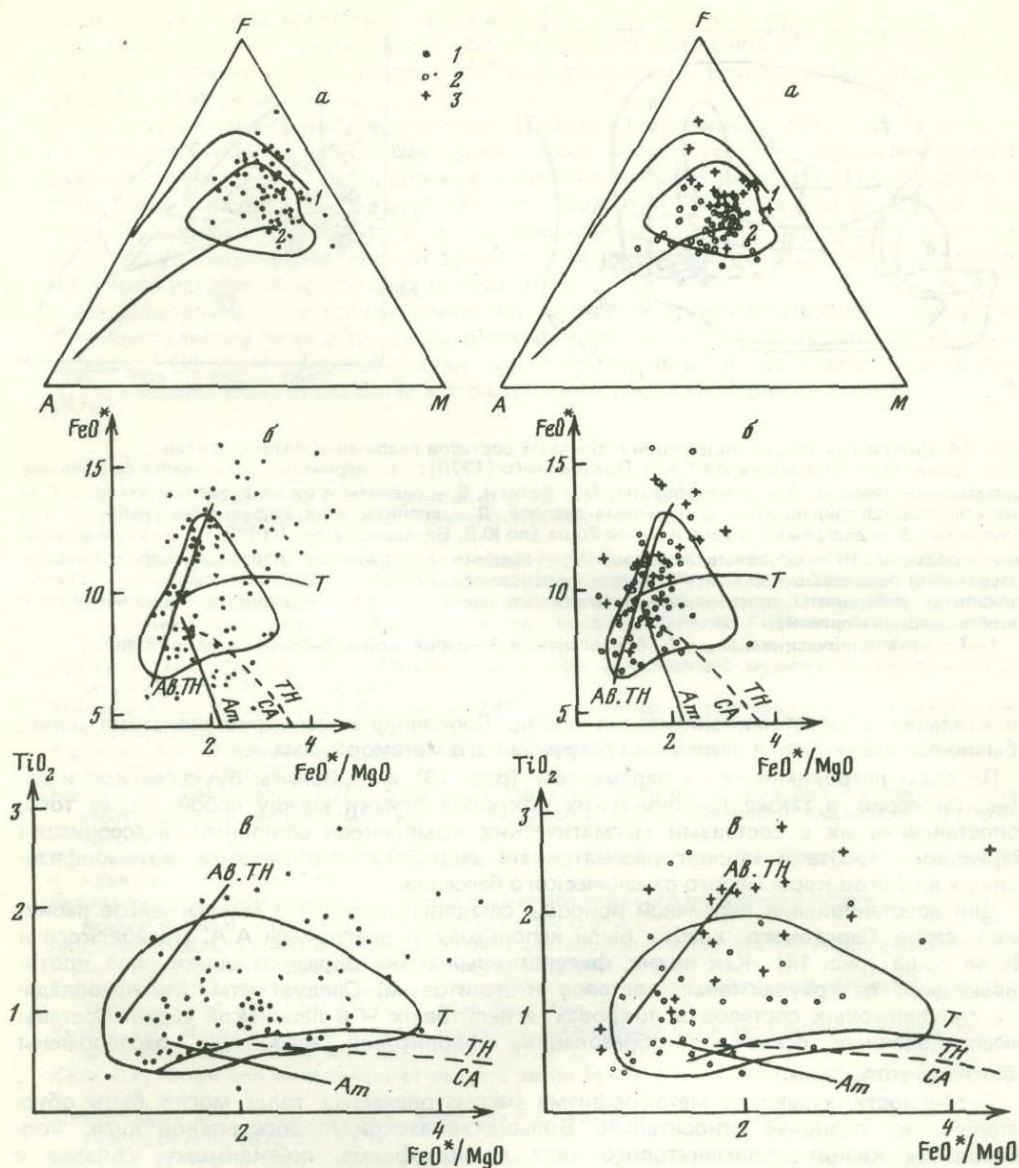


Рис. 13. Вариационные диаграммы AFM (а), $FeO^* - FeO^*/MgO$ (б) и $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (в) для базитовых пород метаофиолитов Главного (слева) и Передового (справа) хребтов Большого Кавказа

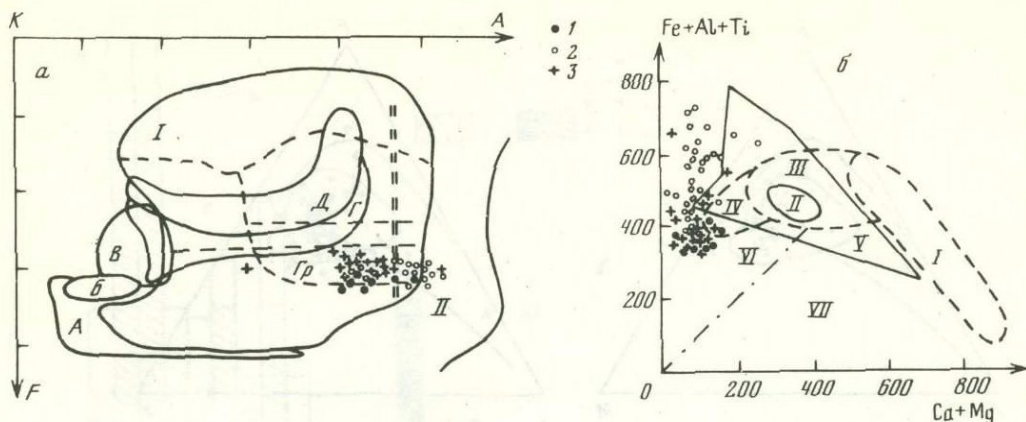
1-3 — серии: 1 — буульгенская, 2 — лабинская, 3 — речепстинская. Оконтурено поле вулканитов и пород комплекса параллельных даек офиолитовой ассоциации Передового хребта. Остальные условные обозначения см. на рис. 12

пентинизированные разности. Парагенезисы пород соответствуют в основном амфиболитовой фации. Температуры интервала $600-700^\circ C$ указывают на высокотемпературную ступень амфиболитовой фации. Анализ парагенезисов буульгенской серии свидетельствует о проявлении в ней нескольких барических типов метаморфизма. На начальных стадиях устанавливается кианит-силлиманитовый тип, а на более позднем этапе, по-видимому, имел место спад давлений, о чем свидетельствует возникновение метаморфитов, отвечающих андалузит-силлиманитовому типу.

Метаморфиты тектонических покровов Передового хребта слагаются амфиболитами, амфиболовыми сланцами, плагинейсами, а также слюдяными сланцами, содержащими гранат, ставролит и изредка силлиманит.

Анализ парагенезисов указывает на принадлежность пород к эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. В настоящее время нет надежных доказательств принадлежности пород к какой-либо из фациальных серий.

Характерной особенностью рассматриваемых метаморфитов является широкое развитие процессов тектонической переработки, выражающихся в интенсивной ми-



Р и с. 14. Диаграммы по реконструкции первичных составов различных метаморфитов
 а — правая часть диаграммы АКФА.А. Предовского [1970]: I — зернистые осадочные и смешанные породы, II — пелиты, А — ультрабазиты, Б — базиты, В — сиениты и их эффузивные аналоги, Г — диориты, плагииграниты и их эффузивные аналоги, Д — граниты и их эффузивные аналоги, Гр — граувакки; б — диаграмма Муана и Де ля Роша (по Ю.В. Балашову и др. [1972]): I — ультраосновные породы, II, III — основные породы, IV — средние изверженные породы, песчано-глинистые граувакки и пелитовые туфы, V — граувакки основного состава и известковые туфы, VI — глины, аргиллиты, алевролиты, аркозовые и мергелистые песчаники, VII — глинистые доломитовые и известковистые мергели.
 1—3 — кристаллические сланцы: 1 — буульгенской, 2 — лабинской и 3 — речепстинской серий

лонитизации и бластомилонитизации пород. Дробление и перекристаллизация пород обычно сопровождаются явлениями регрессивного метаморфизма.

По всем петрохимическим параметрам (рис. 13) амфиболиты буульгенской и лабинской серий, а также тектонических покровов близки между собой. Более того, сопоставление их с составами магматических комплексов офиолитовой ассоциации Передового хребта позволяет рассматривать амфиболиты в качестве метаморфизованных аналогов коры малого океанического бассейна.

Для восстановления первичной природы слюдяных сланцев и микрогнейсов лабинской серии Передового хребта были использованы диаграммы А.А. Предовского и Де ля Роша (рис. 14). Как видно, фигуративные точки образуют единое поле, протягивающееся от граувакковых составов к пелитовым. Следует отметить преобладание граувакковых составов в покровах, а пелитовых — в лабинской серии. Составы рассланцованных осадочных образований офиолитовой ассоциации расположены вблизи от этого поля.

Особенности характера метаморфизма рассматриваемых толщ могли быть обусловлены их позицией относительно Большекавказской палеоостровной дуги. Формирование кианит-силлиманитового типа метаморфизма, по-видимому, связано с процессами субдукции, а относительно высокий температурный режим можно объяснить своеобразием малых океанических бассейнов, которым обычно свойственны высокие тепловые потоки [Karig, 1971]. Последующие процессы бластомилонитизации и тектонической переработки, по-видимому, являются результатами выжимания и обдукции уже метаморфизованных толщ. Особенно четко эти процессы проявились в лабинской серии и метаморфитах тектонических покровов Передового хребта.

Близкие по возрасту метаморфитам лабинской серии, а также осадочному комплексу офиолитовой ассоциации Передового хребта (нижний—средний палеозой) осадки известны на Дзирульском выступе (толща метаморфизованных сланцев) и в зоне Главного хребта (отложения дизской серии).

Первая из них, толща филляитов Дзирульского выступа (кембрий — карбон?), в настоящее время имеет тектонические контакты с гранитоидами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и серпентинитами, сама сильно тектонизирована и, возможно, перемещена из близфронтальной части Закавказской островной дуги вглубь ее в конце палеозоя — триасе (?).

Наименее метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения дизской серии (девон — нижний карбон), вероятно всего, формировались в тыловой части той же Закавказской островной дуги.

И, наконец, несколько слов о фундаменте, на котором происходило развитие всех выше рассмотренных палеоструктурных единиц.

Известные выходы докембрийского фундамента приурочены к Лабино-Малкинской зоне. Они представлены амфиболитами и различными метаморфическими слан-

цами хасаутской и чегемской серий первично осадочного и вулканического генезиса. Породы фундамента встречаются также в виде в различной степени переработанных останцов амфиболитов и кристаллических сланцев на Большом Кавказе и в Закавказском срединном массиве.

По данным многих исследователей [Белов, Омельченко, 1976], среди этих толщ отсутствуют типично орогенные серии пород. Анализ состава ниже-среднепалеозойских осадочных толщ (кембрийские и силур-девонские филлиты Дзирульского выступа, девон — нижний карбон дизской серии Сванетии, силур, девон и нижний карбон зоны Передового хребта, силур—девон аллохтонных пластин Передового хребта, кембрий, силур Лабино-Малкинской зоны) также указывает на отсутствие обломочного материала известково-щелочных магматитов.

Следовательно, в настоящее время нет оснований предполагать существование коры континентального типа в пределах рассматриваемой части Кавказа вплоть до позднего палеозоя. Об этом свидетельствуют также приведенные выше геохимические данные по вулканизму малого океанического бассейна и рифта Передового хребта.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: Опыт палинспастических реконструкций.— В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тезисы докл. Тбилиси, 1980.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказского региона (доальпийский этап).— В кн.: Науч. сес., посвящ. 50-летию ГИН им. А.И. Джanelидзе АН ГССР: Тезисы докл. Тбилиси, 1976.
- Афанасьев Г.Д., Абдулаев Р.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М.: Наука, 1968.
- Балашов Ю.А., Кременецкий А.А., Швец В.М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов.— Геохимия, 1972, № 11.
- Барышев А.Н. О взаимосвязи девонского вулканизма и тектоники на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1.
- Белов А.А., Омельченко В.П. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геол., 1974, № 2.
- Омельченко В.П. Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Марух (Западный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
- Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
- Рубинштейн М.М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1976. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 11).
- Чхотуа Т.Г. Некоторые особенности эволюции регионального метаморфизма в комплексах Большого Кавказа.— Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 87, № 1.
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11.
- Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S., Popolitov E.I. Volcanic evolution of marginal and interarc basins.— Tectonophysics, 1979, vol. 57, N 1.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an Island arc.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 2.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, vol. 83.
- Moore J.G., Grantz A., Blake M.C., Jr. The quartz diorite line in northwestern North America.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, vol. 424-c.
- Taneda S. "Areal rock character" in Japan (in Japanese with English abstract).— Kyushu Univ. Fac. Sci. Rept. Geol., 1965, vol. 8.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ МАЛОГО КАВКАЗА, СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Данные по региональной геологии и геофизике континентов говорят о возможности формирования офиолитовой ассоциации в зонах глубинных разломов при ограниченном растяжении континентальной коры материков. Такие палеопрогобы, ограниченные разломами и выполненные кремнистыми отложениями, а также основными вулканогенными породами и ультрабазитами, т.е. офиолитовой ассоциацией, обособляются в иерархическом ряду геосинклинальных вулканических прогибов и именуется офиолитовыми прогибами [Муратов, 1969]. Современные аналоги офиолитовых прогибов не обнаружены, и воссоздание их образа представляет особо сложную задачу, для решения которой требуется применение комплекса методов исследования и сравнительный анализ разных структурных зон проявления офиолитовой ассоциации. Типизация офиолитовой ассоциации континентальных областей имеет первостепенное значение для выявления палеотектонических и палеогеографических условий ее накопления.

Обзор строения и состава офиолитовых поясов Передней Азии и Средиземноморья (рисунок) приводит к выводу, что в строении офиолитовой серии одних поясов вулканогенные и осадочные (главным образом силициты) породы разобщены по разрезу: гипербазиты и залегающие на них вулканы составляют нижнюю часть разреза, а силициты — верхнюю ("обособленная" ассоциация), в других поясах вулканические и кремнистые породы чередуются ("смешанная" ассоциация), соотношение их обычно в пользу вулканитов, причем протрузии серпентинизированных гипербазитов проникают на разные уровни кремнисто-вулканогенной толщи.

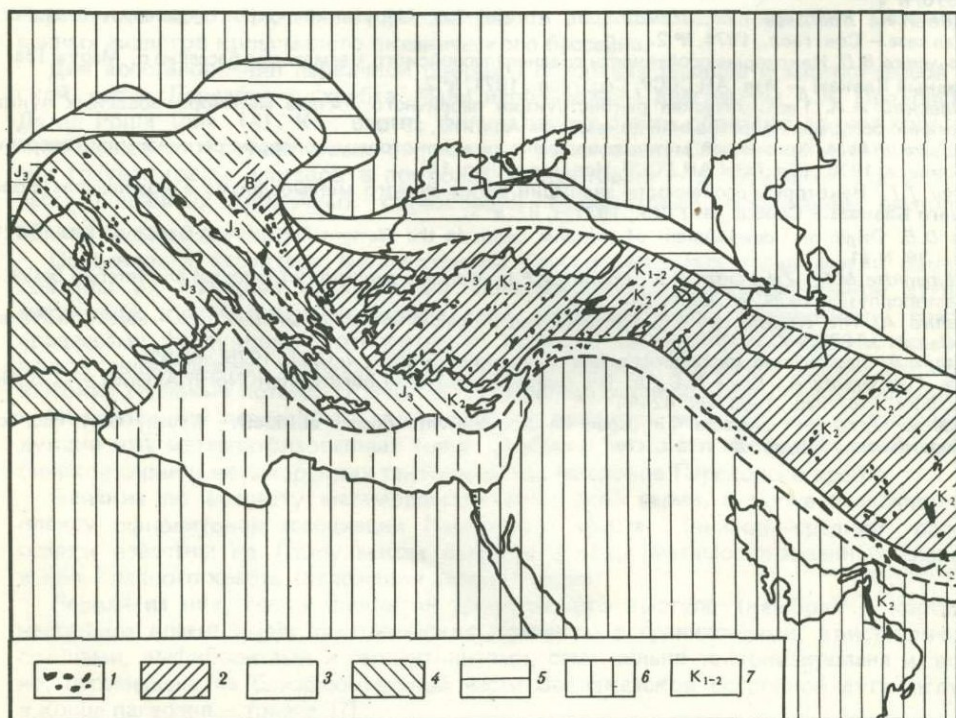


Схема размещения офиолитовых прогибов мезозоя Передней Азии и Центрального-восточного Средиземноморья

1 — выходы офиолитов; 2-4 — зоны развития офиолитовых прогибов: 2 — малокавказского типа, 3 — кипрского типа, 4 — апенинского типа; 5 — геосинклинальные прогибы внешней зоны геосинклинальной системы (с отсутствием либо ограниченным развитием офиолитового вулканизма); 6 — платформенные отложения; 7 — возраст вулканитов и силицитов офиолитовой серии, В — Вардарская зона Динарида

"СМЕШАННАЯ" АССОЦИАЦИЯ

Малый Кавказ. "Смешанная" ассоциация характерна для всех трех офиолитовых зон региона: Севанской, Вединской и Зангезурской [Асланян, Сатиан, 1977; Сатиан, 1979; Соколов, 1977]. Шаровые спилиты, спилитовые порфириды чередуются с мощными пачками радиоларитов и других разновидностей силицитов¹ в приводораздельной части Севанского хребта и в ряде других мест Севанской офиолитовой зоны. При палеогеографических реконструкциях эта ассоциация рассматривается как осадки осевого трога. Спилитовые порфириды, кератофиры, реже туфы, вмещающие линзы радиоларитов (известковистых, кремнисто-железистых), а также микрозернистых и апобиоморфных известняков, показательны для верхней части разреза и особенно для зоны сокращенных мощностей формации, характеризующей мелководье офиолитового трога. Вулканокласты, вмещающие мелкие пачки и линзы радиоларитов, микрозернистых известняков и апобиоморфных известняков, широко представлены в Вединской зоне и в целом характеризуют сравнительно менее глубоководный офиолитовый прогиб. Альб-раннеконьякский возраст кремнистых вулканогенных пород определен по данным радиолариевого анализа, находкам глоботрункан, изредка рудистов и брахиопод, а также радиологическим данным. Позднеконьякские отложения несогласно и с размывом налегают на породы офиолитовой серии. Протрузии серпентинизированных ультраосновных пород размещены на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации. Наиболее крупные их массивы развиты в Севанском поясе и имеют преимущественно гарцбургитовый состав.

Малая Азия. Мезозойская преимущественно меловая "смешанная" ассоциация Северо-Анатолийской зоны [Brinkmann, 1972] особенно подробно изучена в районе г. Эрзинджана. В строении офиолитового меланжа — формации Караяпрак [Bergougnan, 1976] — определяются разные по размерам блоки, слагаемые чередованием радиоларитов и вулканитов, нередко шаровые лавы с линзами красных пелагических известняков. Радиолариты и известняки, чередующиеся с вулканитами, обнаруживают выдержанную слоистость, которая может быть прослежена на несколько километров. В линзах известняков среди вулканитов определяются глоботрунканы, а в радиоларитах установлен комплекс радиоларий низов коньякского яруса. Восточнее, у г. Байбурт, известняки с растительными остатками сеномана перекрывают шаровые лавы, возможно, домелового возраста. В прослоях мергелей среди шаровых лав восточнее г. Эрзерум известны находки аптских фораминифер [Bortolotti, Sagri, 1968].

"Смешанная" ассоциация развита и в секторе Анкара—Эрзинджан, и западнее, между Анкарой и Измиром [Brinkmann, 1976]. Эта ассоциация довольно обычна и на участках выходов позднеюрских офиолитов [Üsenmes, 1974].

На гипербазитах местами залегают плитчатые известняки титона, относящиеся, вероятно, к комплексу чехла. Аналогичные мощные известняковые толщи имеют развитие вдоль всей Северо-Анатолийской зоны и обнаружены также в Севанской и Зангезурской зонах Малого Кавказа [Книппер, 1975; Сатиан, 1979; Brinkmann, 1976], где они слагают основание среднемеловой офиолитовой ассоциации.

Крупные тела офиолитов размером до 20 x 100 км, сравнительно слабо нарушенные (серпентиниты, серпентинизированные дуниты или перидотиты, отчасти габбро), картируются в Южной Анатолии. Ограничены они разломами, основание их нигде не вскрыто, а местами над ними имеется покрывка из основных лав и туфов с радиоларитами и тонкослоистыми известняками. Дайки габбро, диоритов секут лишь офиолиты. К кровле разреза породы офиолитовой ассоциации сменяются флишевыми и вулканогенными образованиями палеоцена, в основании разреза местами определяются отложения тулона.

В офиолитовой ассоциации севернее гор Болкардаг [Gianelli et al., 1972] стратифицированную часть разреза (комплекс Чифтехан) слагают базальты, спилиты, чередующиеся с офиолитокластическими брекчиями и песчаниками флишевого типа, конгломератами, а также радиоларитами и микритовыми розовыми и красными известняками; среди обломочных пород встречаются линзы и прослои известняков с рудистами. Вверх по разрезу появляются андезиты, относимые к позднему мелу (?) и палеогену. Возраст нижней части комплекса Чифтехан определяется по микрофауне как сенонский.

"Смешанная" ассоциация представлена широко в Восточно-Таврской зоне в составе верхнего (Маденского) и нижнего (серия Джило) покровов [Ломизе, 1972; Rigo de Righi, Cortesini, 1964].

Иран. "Смешанная" ассоциация развита в Центральном Иране у г. Наин [Davoudzadeh, 1972]. Чередующиеся глоботрункановые известняки и радиолариты, блоки красных радиоларитов, а также диабазов в окружении серпентинизированных ультрабази-

¹ В их числе и марганцевистых силицитов, сходных с так называемыми умбрами Кипра (см. далее).

тов относятся к "цветному" меланжу. Подушечные лавы в его составе не обнаружены. Во внутренней структуре меланжа имеются признаки диапирового перемещения в конце сенона и начале палеогена.

Сходное строение имеет офиолитовая ассоциация к северо-востоку от Наина, а также южнее Кермана и в обрамлении Лутского массива [Steklin et al., 1972].

На юго-востоке Эльбурса, вблизи г. Себзевар, в составе офиолитовой ассоциации развиты базальты, нередко миндалекаменные мелкозернистые базальты со сплюснутыми и кливажированными подушками, а также чередующиеся с ними плотные красные известняки, туффиты, туфы базальтов, агломераты, розовые микритовые известняки и железистые радиоляриты, переходящие в красные глинистые кремни; в кровле отмечаются туфы дацитов [Forster, 1968].

"ОБОСОБЛЕННАЯ" АССОЦИАЦИЯ

Апеннины и Динаро-Эллиниды. Офиолитовый пояс Северных Апеннин — яркий представитель ассоциации "обособленного" типа. Сводный разрез зоны Бракко — Вара [Abbate et al., 1972; Elter, 1972; Forster, 1968] показателен развитием в его основании серпентинизированных гипербазитов (в основном лерцолитов); их кровлю слагают офикальциты, далее следуют толеитовые массивные и шаровые метабазальты, наконец, верхняя часть разреза состоит из силицитов (главным образом радиоляритов), выше постепенно сменяющихся микритовыми известняками с *Calpionella* (валанжин—берриас). Мощность свиты силицитов колеблется от нескольких метров на юге до 150—200 м на севере (г. Трегин). Местами базальты вмещают линзы силицитов (радиоляритов, район р. Моззени и др.), в кровле разреза отсутствуют известняки берриаса, а вулканиты с линзами силицитов перекрываются глинами с прослоями известняков альба—сеномана. Свита силицитов изредка непосредственно налегает на серпентиниты; базальты отсутствуют либо резко сокращены в мощности.

В Эллинидах наиболее близка к "обособленному" типу офиолитовая ассоциация зоны Отрис. Кремнистые радиоляриты и красные известняки перекрывают подушечные лавы, долериты, габбро и мощные ультрабазиты. Возраст осадочной части офиолитовой серии посткимериджский и заведомо досеноманский [Смит, Мурс, 1977]. Силициты и другие ассоциирующие с ними осадочные породы гораздо чаще обособлены от вулканитов и слагают верхнюю секцию разреза офиолитовой серии. Широко развиты силициты с градационной слоистостью, выпавшие, вероятно, из турбидитовых масс, снесенных с вулканических поднятий.

Позднеюрские глубоководные силициты — радиоляриты, яшмы широко развиты в Пиндской зоне, однако на большей ее части парагенез с офиолитами не наблюдается.

В Динаридах, в районе серпентинитового массива Златибор, на серпентинитах залегают мелководные глины, серпентинитокластические песчаники и конгломераты, выше их сменяют кремни, известняковые отложения с неритическими пелециподами и гастроподами средней — поздней юры [Bortolotti et al., 1971].

Офиолитовая ассоциация Динаро-Эллинид в ряде мест несет все же признаки, отличающие ее от "обособленной" ассоциации. Диабазово-яшмовая формация Внутренних Динарид, особенно в верхней части, состоит из переслаивающихся конгломератов, песчаников, аргиллитов, известняков и яшм с туфами и диабазами [Чирич, 1967]; на юге Вардарской зоны интервалами отмечается чередование силицитов с вулканитами и, кроме основных вулканитов, появляются кератофиры [Смит, Мурс, 1977; Mercier et al., 1975].

Кипр — Аманос — Загрос — Оман. На Кипре (Троодос) выше ультрабазитов следуют основные лавы, рассеченные мощным дайковым комплексом. На неровном рельефе верхних пиллоулав залегают силициты, содержащие в основании умбы — мелкозернистые кремнистые породы, которые обогащены марганцем, железом, а также малыми элементами семейства железа [Robertson, 1975]. Мощность умбр незначительна, обычно в пределах нескольких метров, но в западинах палеорельефа достигает 30—35 м. Для них характерны прослои туффитов и наличие признаков градационной слоистости.

Залегающие выше радиоляриты имеют отчетливую тонкую слоистость, которая подчеркивается глинистой примесью в чередующихся слоях. Триасовые породы покрова Мамония ранее ошибочно относились к автохтону, соответственно возраст формации Парапеди неправильно относился к юре. Более детальные исследования радиолярий позволили датировать возраст формации Парапеди кампанским временем [Robertson, Hudson, 1974].

На северо-восточном структурном продолжении кипрских офиолитов в горах Аманос в основании разреза офиолитовой ассоциации выступают перидотиты и серпентиниты, далее следуют габбро, габбро-пегматиты, долериты и диориты, секущие серпентиниты, затем подушечные лавы и туфы базальтов, реже — андезитов. Наконец, в верхней части разреза обособляются радиоляриты и кремнистые аргиллиты [Schwan, 1971].

В горах Бассита, а также по периферии Амануса имеются разрезы, где вулканиты содержат пачки и линзы радиоляритов и известняков, т.е. разрез здесь ближе к "смешанному".

В Загросе мощные толщи силицитов, в основном радиоляритов поздне мелового возраста, включают пачки обломочных силицитов, в которых нередко обнаруживается микрофауна триаса и юры. Однако пелагические известняки, чередующиеся с ними, включают многочисленные глоботрунканки [Штеклин, 1979; Wells, 1969], т.е. возраст их поздне меловой.

Вулканические основные и ультраосновные породы имеют ограниченное развитие.

В Омани так называемый комплекс Хавасина (радиоляриты, микритовые известняки с прослоями глин, в верхах разреза отмечаются спилиты) и комплекс Сумайль (серпентинизированные перидотиты, инъецирующие их габбро, диабазовые дайки, перекрытые подушечными лавами) трансгрессивно перекрыты известняками, конгломератами маастрихта. Как видно [Glennie et al., 1973], и здесь имеются примеры ассоциации "смешанного" типа.

ОБСУЖДЕНИЕ

Возникновение "обособленной" или "смешанной" ассоциации обусловлено прежде всего ритмичкой, длительностью проявления, в меньшей мере — интенсивностью вулканизма. Важно подчеркнуть несоизмеримо более медленные скорости накопления осадочных отложений и прежде всего силицитов этих формаций.

"Обособленная" ассоциация складывается при спокойных, почти непрерывных эффузиях основной магмы. Вулканизм отличается низкой эксплозивностью и дифференцированностью. После завершения вулканизма наступает длительный этап кремне накопления. Для силицитов характерны: широкое развитие органогенных и подчиненное — хемогенных силицитов, преобладающее развитие градационной слоистости и т.д. С накоплением свиты силицитов сокращается инфильтрация наддонных вод в толеитовые массивы и соответственно эксгальционного подтока — в этом одна из наиболее вероятных причин распределения концентраций металлов лишь на ограниченных стратиграфических уровнях офиолитовой ассоциации в основании силицитов и свите базальтов.

Ассоциация "смешанного" типа образовалась при прерывистой деятельности вулканизма. Силициты и прочие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие линзы либо пачки среди вулканитов, накапливались в эти перерывы. Продукты вулканизма по составу варьируют от базальтов до дацитов (кератофиры). Последние размещены в верхней части разреза.

Кремне накопление не только зависит от ритмичности вулканизма, но связано с вулканизмом и по источнику кремнезема: одна часть его усваивается радиоляриями, другая — осаждается в виде самостоятельных линз и прослоев глобулярных кремней и в виде примеси к органогенным силицитам. Попутно выносимые марганец, железо и другие компоненты накапливаются на многих стратиграфических уровнях офиолитовой ассоциации, образуя линзы и прослои окислов железа и марганца, а также являясь примесью к силицитам; формируется большой набор металлоносных отложений, по ряду признаков отличающихся от океанических металлоносных осадков [Сатиан, 1979].

К разным уровням формации приурочены и офикальциты. Образование их контролируется полями карбонатных пород (литологический фактор) и разломами, подводящими протрузии серпентинизированных гипербазитов, проникавших в известковые осадки, в разной мере литифицированные.

Условия развития офиолитовой ассоциации находятся в тесной преемственной связи с предшествующей историей развития региона. Остается дискуссионным существование палеозойского океана в области Средиземноморья (Палеотетис). Вопрос этот рассматривался неоднократно.

Не вызывает сомнений существование зон раздвига в среднем (?) — позднем триасе, которые обозначаются порфириново-кремнистыми толщами. Местами с ними пространственно сопряжены зоны развития позднеюрской офиолитовой ассоциации [Scandone, 1975]. Средне (?) — позднеюрские офиолитовые прогибы были, вероятно, заложены в областях утоненной коры, возникшей в связи с предшествующим этапом средне-позднетриасового рифтинга.

Вывождаются они в северо-восточной части акватории Средиземного моря (см. рисунок). Наиболее поздний (сенонский) для рассматриваемых регионов этап рифтинга маркируется "обособленной" и промежуточной к "смешанной" ассоциациями зоны Кипра — Омани. Поздне меловой рифтинг зоны Кипра — Омани характеризует особые условия растяжения "залеченной" регенерированной континентальной коры, и, как отмечалось, в составе офиолитовой ассоциации этой зоны немало признаков, исклю-

чающих океаническую ситуацию ее накопления: появление продуктов известково-щелочного и щелочного вулканизма [Miyasiro, 1973], более широкое развитие в верхней секции разреза мелководных отложений, переходы к "смешанной" ассоциации.

Сейсмическое профилирование на Малом Кавказе показало приуроченность офиолитовых поясов к зонам глубинных разломов, достигающих верхней мантии.

Сейчас не может быть сомнений в значительности этих данных [Асланян, Сатиан, 1977; Сатиан, 1979] при палеогеографических реконструкциях сопредельных пространств Малой Азии и Ирана, тем более что для них характерны связь сейсмической активности с офиолитовыми зонами, а также обособление глубинными разломами крупных структурно-формационных зон мезозоя, различающихся по строению доальпийского основания.

Все это приводит к следующему заключению.

В формировании "обособленной" и "смешанной" ассоциаций определяющим фактором являлись масштабы раздвига эпибайкальской континентальной коры, в пределах которой были заложены офиолитовые прогибы Передней Азии и Средиземноморья. Батиметрия и морфология офиолитовых прогибов, вулканизм, его тип и ритмика в конечном счете определялись масштабами раздвига и степенью проницаемости коры.

Офиолитовые прогибы, выполненные "смешанной" ассоциацией, — это особый класс ультракотловинных вулканических прогибов с новообразованием в осевой части в виде узкой и прерывистой полосы океанической или субокеанической коры. Эти прогибы характеризуют краевую часть Мезотетиса. Главный этап их возникновения — средне-поздне меловое время.

В пределах всего переднеазиатского сектора "смешанная" ассоциация подробнее всего изучена и типизирована на примере Малого Кавказа. Соответственно предлагается именовать этот тип офиолитовых прогибов малокавказским.

Офиолитовые прогибы, относимые к апенинскому типу, образовались при более значительном (вероятно, и длительном) раздвиге континентальной коры. Эти сравнительно более обширные и глубоководные прогибы, вместившие крупные поля новообразованной океанической коры, характеризуют более осевую часть Мезотетиса; при этом главный этап раздвига относится к позднеюрскому времени.

Промежуточное положение в этом гомологическом ряду, вероятно, может быть отведено сенонским офиолитовым прогибам кипрского типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1977, № 4/5.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М.: Наука, 1975.
- Ломизе М.Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — Геол. и разв., 1972, № 2.
- Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Сатиан М.А. Поздне меловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979.
- Смит А.Д., Мурс Э.М. Эллиниды. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977.
- Чирч Б.М. Развитие Динарид в альпийском цикле. — Геотектоника, 1967, № 6.
- Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Studies of mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic consideration on the ultramafic belts in the Mediterranean area. — Boll. Soc. geol. ital., 1972, vol. 91.
- Bergougnan H. Structure de la Chafne pointique dans la Haut Kalkit (Nord-Est L'Anatolie). — Bull. Soc. geol. France, 1976, vol. 18, N 3.
- Bortolotti V., Ficarelli G., Manetti P. et al. Studies of mafic and ultramafic rocks. 1. A Jurassic sequence on top of the Zlatibor ultramafic Massif (Jugoslavia). — Boll. Soc. geol. ital., 1971, vol. 90.
- Bortolotti V., Sagri M. Ricerche sulle ofioliti delle catene Alpine. 4. Osservazioni sull' eta e la giacitura delle ofioliti fra Smirne e Erzurum (Turchia). — Boll. Soc. geol. ital., 1968, vol. 87, N 4.
- Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
- Elter P. La zona ofiolitifera del Bracco nel Quadro Dell' Apennino Settentrionale. — In: Guide alle escursioni. Pisa: Pacini, 1972.
- Elter P. L'ensemble liqure. — Bull. Soc. geol. France, 1975, N 6.
- Forster H. Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran). — In: Intern. Geol. Congr. Rept. XXIII Session. Prague, 1968. Vol. 2, Proc. Sec. 2, Volcanism and Tectogenesis.
- Gianelli G., Passerini P., Sguazzoni G. Studies of mafic and ultramafic rocks. 3. Some observations on mafic and ultramafic complexes north of the Bolcardag (Taurus, Turkey). — Boll. Soc. geol. ital., 1972, vol. 91.
- Glennie K., Boeuf M., Clarke H. et al. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geological evolution. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, N 1.
- Mercier J., Vergely P., Bebién J. Les ophiolites helléniques "obductées" au Jarassigue sont — elles les vestiges dun, Ocean téthysien ou d'une mer marginale peri — europeenne? — Bull. Soc. geol. France, 1975, N 4.

- Miyasiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, N 19.
- Rigo de Righi M., Cortesini A.* Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey.— *Bull. Assoc. Petrol.*, 1964, N 12.
- Robertson A.* Cyprus umbers: Basalt — sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge.— *J. Geol. Soc.*, 1975, vol. 131.
- Robertson A., Hudson J.* Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of Cyprus.— In: *Pelagic sediments: On land and under the sea. Spec. Publ. Intern. Sediment.*, 1974, N 1.
- Scandone P.* Triassic Seaways and the Jurassic Tethys ocean in the central Mediterranean area.— *Nature*, 1975, vol. 256, N 5513.
- Schwan W.* Geology and tectonics of the Central Amanos Mountains of Turkey.— In: *History and geology of Turkey. Tripoli (Libya)*, 1971.
- Steklin J., Eftekhan — nezhand J., Hushmand-zadeh.* Central Lut Reconnaissance East Iran.— *Geol. Surv. Iran Rept.*, 1972, N 22.
- Üsenmes S.* Geology of the Gandir (Kalecik Area).— *Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk.*, 1974, N 83.
- Wells A.* The crush zone of the Iranian Zagros mountains and its implications.— *Geol. Mag.*, 1969, vol. 106.

УДК 551.24

Н.В. КОРОНОВСКИЙ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА КАВКАЗЕ И В АЛЬПИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

Кайнозойский период — это время окончательного формирования Альпийского складчатого пояса и превращения его в горно-складчатое и покровно-надвиговое сооружение. Хорошо известно, что во второй половине кайнозойской эры пояс в целом находится в обстановке общего всестороннего сжатия, хотя в его западной половине начиная с неогена возникает противоположный процесс растяжения, с которым связано формирование глубоководных впадин Средиземного моря. С позднего палеогена в Альпийском поясе начинается орогенный этап развития, характеризующийся дифференцированным горообразованием, накоплением моласс и проявлением разнообразного магматизма, преимущественно в вулканической форме. Однако этому вулканизму, объем которого около $135\ 000\ \text{км}^3$, предшествовал более мощный ($200\ 000\ \text{км}^3$) преимущественно эоценовый вулканизм, проявлявшийся почти исключительно в восточных сегментах пояса, начиная с Кавказского. Максимальная вспышка вулканизма приходится на эоценовую эпоху, а там, где есть возможность более детальной стратиграфической привязки разрезов, этот интервал сокращается до среднего эоцена, что подчеркивает синхронность вулканизма на обширных пространствах пояса.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи во всех районах залегают с разрывом и угловым несогласием на более древних отложениях, включая офиолитовые комплексы. Во многих местах вулканогенный эоцен ложится непосредственно на древние метаморфические образования. Даже в тех районах, где палеогеновому вулканизму предшествовал позднемеловой, отмечаются предэоценовые либо предэоценовые движения различной силы. Все это указывает на явную наложенность вулканических процессов. Палеогеновый вулканизм был приурочен к различным структурным зонам, характеризовался разным составом продуктов и проявлялся в различных условиях: подводных, мелководно-морских и континентальных. В одних случаях он был связан с позднеальпийскими прогибами геосинклинального типа, в других — с жесткими массивами, в третьих — с областями, подвергшимися складчатости и вступившими в орогенный этап развития [Адамия и др., 1974; Короновский, 1979].

Особенность палеогенового вулканизма состоит в подавляющем развитии эксплозивных процессов над собственно эффузивными. В большинстве случаев доля пирокластического материала составляет 70—80% и более от суммарного объема вулкаников, что указывает на богатство генерирующихся магм летучими компонентами. Преобладали извержения центрального типа, и гораздо реже имели место трещинные излияния. Вулканическая деятельность во многих случаях сопровождалась формированием гипабиссальных и субвулканических интрузий среднего и кислого состава. Становление этих интрузий происходило либо одновременно с вулканизмом, либо несколько запаздывало.

Данные по связи эоценового вулканизма с тектоническими движениями свидетельствуют о проявлении вулканизма в условиях растягивающих напряжений (или некоторого всестороннего расширения). В пределах Альпийского пояса неизвестно ни одного района, где бы вулканическая деятельность была достоверно связана со структурами сжатия. Вопрос о том, всегда ли сжатие на поверхности сопровождается таким же напряжением и на глубине, не может быть решен в настоящее время однозначно.

Для нас важно, что растяжение происходит на тех глубинах, на которых возможна генерация магматических расплавов, и глубины эти могут существенно различаться. Если эта посылка является правильной, то следует проанализировать, в условиях каких тектонических движений происходил эоценовый вулканизм.

Повсеместно вулканогенные толщи эоцена залегают на подстилающих породах, в том числе на древнем метаморфическом субстрате и породах офиолитовых комплексов с перерывом и резким угловым несогласием. Следовательно, перед началом вулканической деятельности имели место энергичные тектонические движения, характеризовавшиеся напряжениями сжатия и отсутствием вулканизма. Формирование цветного меланжа нередко рассматривается как "захлопывание" прогибов с океанической корой в результате движения плит. При этом образуются зоны субдукции, в причинной связи с которыми находятся палеозоны Беньюфа и вулканизм. В настоящее время по существу любой вулканизм (кроме раннегеосинклиналиного) в любых структурах, даже и на срединных массивах, часто объясняется активностью палеозон Беньюфа, полого проникающих под жесткие структуры на многие сотни километров. В таком понимании вулканизм есть функция горизонтальных перемещений отдельных микро- и макроплит. При подобном подходе следовало бы, естественно, ожидать проявления вулканической деятельности островодужного типа либо в момент тектонического сжатия, либо непосредственно за ним, т.е. в рассматриваемом случае в конце раннего—начале (или конце) позднего мела. Однако главная вспышка дифференцированного известково-щелочного (андезитового) вулканизма началась в эоценовую эпоху, значительно (на 7—20 млн. лет и более) оторванную во времени даже от самых поздних фаз сжатия и складчатости в офиолитовых зонах. Отметим также, что в пределах Анатолии и в более западных районах, там, где офиолиты развиты гораздо шире и фазы сжатия также происходили в позднем мелу, вообще нет никакого андезитового вулканизма.

В аспекте реконструкций палеотектонических напряжений важно подчеркнуть, что после эпохи энергичного повсеместного сжатия, которое могло быть вызвано различными, но неясными причинами, наступила своеобразная тектоническая пауза, характеризовавшаяся либо ослаблением сжимающих усилий, либо усилением (хотя и неравномерным) растягивающих напряжений. Подобное явление выражается различными геологическими признаками, но прежде всего мощной вспышкой эоценового вулканизма на Ближнем и Среднем Востоке. В каждом конкретном районе Альпийского пояса эти явления растяжения и сопутствующего вулканизма реализуются по-разному, однако существование эпох некоторого общего расширения между эпохами интенсивного сжатия доказывается убедительно. Тектоническая пауза приходится на отрезок времени примерно в 30 млн. лет и падает на ранний—средний эоцен. Фазы сжатия отвечают соответственно интервалам в 80—70 (конец позднего мела) и 37—26 млн. лет (поздний олигоцен—ранний миоцен). Именно в эпоху раннего—среднего эоцена в пределах Средиземноморского пояса не формируются олистостромы, связанные, как известно, с разрушением фронтальных частей покровов, т.е. структур сжатия [Леонов, 1976]. Быстрое ослабление сжимающих усилий после позднемеловой фазы привело к явлениям растяжения и частичного раздробления уже консолидированной складчатой структуры, что фиксируется в разных частях пояса несогласным залеганием вулканогенного эоцена на разнородном фундаменте. Наложность процессов эоценового вулканизма служит убедительным признаком повсеместных растягивающих напряжений. Возникновение глубоких расколов, снижение общего всестороннего давления и выплавление магмы могли полнее всего осуществляться в местах, подвергшихся наибольшему растяжению. Не последнюю роль играли и уже ранее ослабленные зоны. В ряде случаев растяжение компенсировалось сжатием в соседних зонах и общее расширение почти сводилось на нет.

Собственно орогенный вулканизм, сопровождавший повсеместное горообразование и накопление моласс, начался в разных районах Альпийского пояса несколько разновременно, но в среднем с позднего олигоцена. Наблюдается наложенность орогенного вулканизма на разнородные структурные элементы, в первую очередь на жесткие срединные и внутренние массивы и совсем незначительно на эпигеосинклиналиные складчатые сооружения [Милановский, 1969; Милановский, Короновский, 1973]. Обычно проявления вулканизма локализируются в пределах нескольких крупных смежных тектонических элементов, что лишний раз подчеркивает его наложенный характер. Проявления орогенного вулканизма на западе и востоке пояса существенно разновременны и различны по своему объему и составу, как и строение самого пояса. В западной половине, включая Карпаты, последний характеризуется крайней степенью криволинейности и петельчатостью своих простираний вследствие обтекания геосинклиналями срединных массивов или возникших на их месте глубоководных впадин внутренних морей (Альборанского, Алжиро-Прованского, Тирренского, Эгейского и др.), на месте которых могут предполагаться такие же массивы. В восточной поло-

вине пояса обладает более прямолинейными очертаниями, по крайней мере во внешних зонах, но зато обширные участки заняты массивами, между которыми также наблюдаются складчатые дуги.

Как и собственно орогенез, орогенный вулканизм оказывается не связанным с предыдущим геосинклинальным развитием каких-то конкретных геосинклиналей, а является наложенным, обязанным своему проявлению глубинным процессам. Причем глубинные возмущающие массы, с которыми связан вулканизм, нередко расположены дискордантно по отношению к простиранию основных структурных единиц пояса, например в Паннонской субпровинции (поперечно Внешним Карпатам), в Транскавказском ареале, в Сардино-Пантеллерийской зоне и ряде других. Показателен факт почти полного отсутствия орогенного вулканизма в складчатых эпигеосинклинальных горных сооружениях и в районах пережимов Альпийского пояса, где его ширина резко уменьшается. Следует отметить, что особенно активными в вулканическом отношении оказываются окраинные зоны глубоководных впадин, где магматизм наиболее разнообразен и намного мощнее, чем на суше. В рассмотренных случаях раздробление массивов зашло далеко и следует ожидать, что в дальнейшем они еще больше подвергнутся деструкции. Именно в этих районах мы наблюдаем реальный, идущий в настоящее время процесс преобразования континентальной коры в океаническую и вследствие некоторого общего расширения и погружения раздробление первой и обильное ее "пропитывание" субщелочной и толеитовой базальтовой магмой.

На более ранней стадии эволюции находится, по-видимому, Эгейская провинция, в целом наложившаяся на Македоно-Родопский, Мизийско-Галатский и Мендересский массивы, ранее составлявшие единый крупный массив, расчлененный узкими геосинклинальными зонами [Хаин, Левин, 1978]. Паннонский массив в настоящее время находится в существенно ином тектоническом режиме, определяемом другим, отличным от Эгейского региона, состоянием верхней мантии, характеризующимся большим покоем [Безр, Щукин, 1977; Щукин, 1978]. Хотя процессы тектонического раздробления на Паннонском массиве также имели место, но, во-первых, они были там раньше и, во-вторых, не зашли так далеко, как в Западном Средиземноморье или в Эгейском секторе. Раздробление срединного массива началось с образования анатектических очагов и извержения огромных масс кислых вулканитов, после которого эта часть массива испытала погружение. Снова мы наблюдаем антидромную эволюцию вулканизма. Но по неясным причинам на этом уровне процесс остановился и не достиг стадии, скажем, Эгейского или Тирренского региона.

Проявления орогенного вулканизма в Альпийском поясе связаны в большинстве случаев с районами, располагающимися в тылу горно-складчатых сооружений, как бы в межгорных понижениях [Милановский, 1969; Милановский, Короновский, 1973]. Существенную роль в подобной локализации вулканизма играет складчатость в геосинклинальных зонах, подвергающихся сжатию и, как следствие, растяжению в областях междугорий, как правило, срединных массивов. Классическим примером такой обстановки является Карпато-Динарское кольцо с Паннонским массивом в центре. Однако локализация орогенного вулканизма и его тектонический контроль в этом регионе оказываются сложнее, чем это представлялось ранее, и объясняются наличием узкой зоны северо-восточного простирания, пересекающей и Внешние Карпаты.

Похожая картина наблюдается в пределах восточной части Мендересского, Токатского и Киршехирского массивов, подвергшихся некоторому раздроблению в миоцене, что сопровождалось кислым вулканизмом, который в дальнейшем, уже в плиоцен-четвертичное время, сменился основным, местами с щелочным уклоном. Но процессы раздробления коры здесь прекратились довольно рано, хотя их первые признаки на орогенном этапе (образование наложенных грабенов, вулканизм) имели место. В пределах Средиземного моря существуют и другие глубоководные котловины с утоненной корой и мощной толщей осадочных отложений, в которых присутствуют кайнозойские вулканиты. Впадины типа Ионической, Левантийской и Алжиро-Прованской возникли гораздо раньше, чем Тирренская, Альборанская, Эгейская, Болеарская, и тектонические и вулканические процессы сейчас в них идут значительно менее активно.

В определенной степени сходная с описанными выше ситуация имеет место и в зоне давно известного Транскавказского поперечного поднятия, в пределах которого сосредоточен почти весь орогенный вулканизм исключительно поздней эпохи. В глубинном отношении эта зона выражена разуплотнением в верхней мантии [Винник, 1978], неравномерным, но повышенным тепловым потоком, меридионально вытянутой полосой положительных изостатических аномалий [Артемьев, 1971], т.е. прыжками, которые весьма напоминают таковые и в других районах. Вероятно, верхняя мантия местами была близка к плавлению, однако вулканизм реализовывался не везде, а лишь в пределах жестких и хрупких структур типа внутренних и краевых массивов, там, где существовала большая проницаемость, чем в складчатых зонах, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Наиболее отличительной чертой этой зоны в

кавказском секторе является ее наложенность на все разнородные субширотные структурные элементы складчатого пояса, что совершенно исключает возможность связывания неоген-четвертичного вулканизма с палеозонами Беньюфа.

Таким образом, в Центральном и особенно Западном Средиземноморье намечается определенный ряд структур, в пределах которых в основном и проявлялся орогенный вулканизм. Часть из них дискордантна по отношению к простиранию главных тектонических зон в Средиземноморском поясе. Для всех для них характерны высококи тепловой поток и пониженная скоростная характеристика верхней мантии, а также аномальная электропроводность, положительные изостатические аномалии и активный вулканизм. Это указывает на существование под этими структурами в верхней мантии неоднородностей, выразившихся в наличии астеносферы. Все эти структуры начали разрываться почти одновременно: где с позднего поднятия, где с миоцена, но некоторые из них остановились на какой-то ранней стадии и не продвинулись вперед в своем развитии. Все эти структуры, по-видимому, более глубинны, чем уровни заложения отдельных геосинклиналей, а вулканизм оторван от последних во времени и несогласно наложен на структурный план пояса. Иными словами, он генетически связан с локальными процессами деструкции континентальной коры разной интенсивности, во времени совпадающей с орогенным этапом.

В восточной части Альпийского пояса ситуация иная, чем в западной и центральной. В неоген-четвертичное время там не произошло такого раздробления срединных массивов, как в Западном Средиземноморье, поэтому и неоген-четвертичный вулканизм подавлен и обладает ничтожными объемами (5000 км^3). Весь послезоценовый вулканизм восточных секторов — это лишь затухание эоценового вулканизма, объем которого (около $200\,000 \text{ км}^3$) превышает объем собственно орогенного вулканизма всего пояса. Следует отметить, что во многих районах восточных секторов пояса орогенные условия наступили раньше, чем в западных. Орогенный вулканизм в Альпийском поясе связан с орогенезом лишь в самом общем плане.

Для орогенного вулканизма отмечается достаточно определенная связь с конкретными геологическими структурами разных порядков, несмотря на общий наложенный характер вулканических процессов. Эта наложенность относится, скорее, к категории общей причины вулканизма — наличия зон разуплотнения в верхней мантии, конфигурация которых и ориентировка по отношению к основным структурным элементам пояса могут быть различными. Реализация же существования подобных мантийных диапиров происходит уже в зависимости от тектонических условий проницаемости, существовавших в пределах частных структур. Однако не следует полагать, что условия, благоприятные для разогрева верхней мантии, существовали в пределах всего пояса. Напротив, процессы разуплотнения возникли на довольно ограниченных пространствах и главным образом под такими структурами, которые на альпийском этапе развития не испытывали геосинклинального режима. Правда существуют зоны разуплотнения, пересекающие весь пояс (Транскавказская, Рейнско-Ливийская). Такая же глубинная обстановка должна была, очевидно, существовать в эоценовое время в восточных секторах Альпийского пояса, но там подобными процессами были охвачены значительно большие площади, практически вся центральная часть пояса, подвигаясь растяжению с образованием грабенов, наложенных впадин, систем сбросов и т.д. Накладываясь на различные структурные элементы, в первую очередь на более жесткие, разломы служили подводными каналами для магмы, поступавшей на поверхность на огромной территории. Эта фаза некоторого общего растяжения предшествовала основным фазам складчатости и образованию надвигов и покровов в соседних геосинклинальных прогибах. В то же время замыкание и складкообразование в среднеальпийских прогибах происходили перед эоценовым вулканизмом, т.е. обстановка сжатия спясть-таки была неблагоприятной для проявления вулканической активности.

Связь орогенного вулканизма в пространстве и во времени с процессами складчатости была рассмотрена раньше [Милановский, Короновский, 1973]. Относительно существования островодужных обстановок, близких к современному, и наличия палеозон Беньюфа в кайнозойское время в пределах Альпийского пояса говорилось в ряде статей автора [Короновский, 1979], и здесь не место подробно анализировать этот вопрос. Хотелось лишь еще раз подчеркнуть, что в подавляющем большинстве случаев такие обстановки в кайнозойское время, особенно в орогенный этап, не существовали, а в эоценовое время в ряде районов (пояс Урмия Дохтар) речь может идти лишь о предположительных наклонных сейсмофокальных зонах, с которыми, возможно, (но не обязательно!), мог быть связан вулканизм.

В заключение хочется подчеркнуть, что, несмотря на общее сжатие и сокращение пространства в Альпийском поясе в кайнозойское время главным образом начиная с позднего олигоцена, в отдельные моменты этого периода существовали этапы ослабления сжимающих усилий или даже обстановки некоторого растяжения, которые

и способствовали проявлению вулканической деятельности, реализовавшейся преимущественно в хрупких структурах. Но само возникновение магматических расплавов было обусловлено более глубинными причинами — быстрым формированием участков разуплотнения в верхней мантии и прогревом различных горизонтов континентальной коры. Не все такие участки связаны непосредственно с Альпийским поясом, но все-таки они расположены вблизи последнего. О причинах подобного процесса в настоящее время можно лишь догадываться.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974, № 1.
- Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 4.
- Безр М.А., Щукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность Карпато-Динарской системы.— В кн.: Анализ сейсмичности и сейсмический риск: Тр. симпозиума. Либлице, 1977.
- Винник Л.П. Неоднородности верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса по данным сейсмологии.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Короновский Н.В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 2, 3.
- Леонаев М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Милановский Е.Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе Юго-Западной Евразии.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
- Хайн В.Е., Левин Л.Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой.— Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, 1978, № 6.
- Щукин Ю.К. Сейсмогенные движения литосферы Средиземноморского складчатого пояса. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 11.

УДК 551.24

Г.И. БАРАНОВ, И.И. ГРЕКОВ

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Геодинамическая интерпретация истории геологического развития Большого Кавказа выполнена с учетом основных положений новой глобальной тектоники. Тектонические процессы — образование геосинклинальных прогибов, их отмирание, складчатость, надвигообразование, магматизм и др. — рассматриваются как следствие взаимодействия разновозрастных литосферных плит, реликты которых установлены в структуре Большого Кавказа практически для всех этапов его развития.

В доверхнепалеозойском ядре Большого Кавказа по вещественному составу, степени метаморфизма, особенностям проявления магматизма с учетом новейших стратиграфо-палеонтологических и радиологических данных различаются реликты трех догерцинских литосферных плит (двух континентальных и одной океанической) и фрагменты таких структурных элементов раннегерцинской островодужной системы, как окраинное море и особенно островная дуга.

Реликт одной из континентальных плит, вероятнее всего, принадлежавшей краевой части эпибайкальской Восточно-Европейской плиты, представлен досилурийскими амфиболитами, биотитовыми гнейсами, реже — порфиروبластовыми плагиосланцами и мусковит—хлоритовыми сланцами (буульгенская серия в Главном хребте, балканская свита в Передовом хребте, бечасынская, шаукольская и чегемская свиты в Бечасынской зоне). Этот комплекс пород в дальнейшем выделяется в качестве догерцинского меланократового фундамента.

Весьма характерной чертой меланократного фундамента является слабое развитие в нем процессов метасоматической гранитизации.

Реликт второй континентальной плиты представлен сиалическими кристаллическими сланцами макерской серии в зоне Главного хребта и ее стратиграфическими аналогами в Передовом хребте (ацгаринская и аманчатская свиты). От предыдущей рассматриваемая плита отличается присущим только ей составом отложений (высокоглиноземистые сланцы, лейко- и мезократовые гнейсы, мигматиты) и глубоким догранитным метаморфизмом, в отдельных местах достигшим уровня гранулитовой фации.

Реликт океанической догерцинской плиты достоверно установлен только в Передовом хребте. Представлен он офиолитовым комплексом пород [Баранов, Греков, 1978, 1980], включающим все члены классической триады, в том числе (в направлении сверху вниз) гипербазиты, габбро и базальты (қарабекская свита).

К формационному комплексу собственно островной дуги нами относятся вулканогенно-осадочные образования герцинской эвгеосинклинали, в составе которых присутствуют в различной степени метаморфизованные толеиты, известково-щелочные базальты, альбитофиры, иногда трахибазальты, туфы, турбидиты и карбонатно-терригенные породы (дамхурцевская свита в Главном хребте, кизилкольская, картджуртская, пастуховская и кыркольская свиты в Передовом хребте, малканская свита в Бечасынской зоне). Возраст данной вулканогенно-осадочной толщи, выделяемой в тырныауз-джентинскую серию, определяется в интервале от силура до нижнего карбона включительно.

Следующий формационный комплекс представлен кремнисто-вулканогенно-терригенной, вулкано-терригенной и терригенной формациями, которые, участвуя в строении тектонических покровов, расположены не только под, но и над островодужным комплексом формаций. На нижнем уровне в состав рассматриваемого комплекса в Бечасынской зоне включена верхнекубанская свита, в зоне Передового хребта — полянская, бахмуткинская и тоханская свиты, в зоне Главного хребта — уллучиранская свита. Верхний уровень представлен образованиями уллулахранской свиты (Бечасынская зона), большей части кольчубинской [Баранов, Греков, 1980] серии (зона Передового хребта) и лаштракской свиты (зона Главного хребта).

Среднепалеозойский возраст вулканогенно-терригенной (девон), терригенной (девон—нижний карбон) и части кремнисто-вулканогенно-терригенной (силур) формаций доказан палеонтологически. Что касается остальной части кремнисто-вулканогенно-терригенной формации, то принадлежность ее к среднему палеозою не везде подтверждается сборами органических остатков. Однако совершенно идентичное структурное положение по отношению к породам догерцинского меланократового фундамента палеонтологически охарактеризованному силуру, сходная с силурийскими толщами насыщенность протрузивными телами гипербазитов, черными кварцитами и продуктами их размыва, а также размыва офиолитов (гальки гипербазитов и габбро, хромшпинелиды), присутствие горизонтов, обогащенных терригенным микроклином, значительное количество циркона в породах делает облик рассматриваемого комплекса весьма специфичным и приводит к выводу об их одновозрастности и формировании в условиях единого морского бассейна, вероятнее всего типа окраинного моря.

Догерцинский меланократовый фундамент выступает на поверхность только в ядрах антиклинальных структур во всех тектонических зонах Большого Кавказа (Главном и Передовом хребтах и Бечасынской) и слагает самые нижние части разреза доверхнепалеозойского субстрата.

Более высокое положение в разрезе занимают формационные комплексы герцинской островодужной системы, которые вместе с тесно ассоциирующим с ними офиолитовым комплексом пород образуют краевой офиолитовый аллохтон. В основании последнего расположен окраинно-морской комплекс отложений. Разлит он во всех тектонических зонах доверхнепалеозойского ядра Большого Кавказа, залегает, как правило, непосредственно на породах меланократового фундамента и, вероятно, парагенетически связан с ним. Исключением является район Блыбского антиклинального поднятия, в котором толща окраинно-морского формационного комплекса практически не сохранилась, представлены тектонически изолированными линзами и пластинами филлитов и хлоритовых сланцев, отделенных от меланократового фундамента (балканской свиты) мощной толщей гранато-сланцевых сланцев, пара- и ортогнейсов неясного, возможно докембрийского, возраста (армовская свита по А.А. Самохину [1962]). Отличительной особенностью строения окраинно-морского формационного комплекса является его насыщенность протрузивными телами гипербазитов, линзовидные обособления которых тяготеют к нижним частям комплекса (кремнисто-вулканогенно-терригенная формация).

Более высокое положение в геологическом разрезе краевого офиолитового аллохтона занимают формации островодужного комплекса, в ряде мест тектонически несогласно перекрывающие среднепалеозойские отложения окраинно-морского типа и повсеместно характеризующиеся нормальной (а не опрокинутой) стратиграфической последовательностью толщ.

Венчается разрез краевого офиолитового аллохтона офиолитовым комплексом и захваченными при его шарьировании формациями окраинно-морского комплекса.

Описанное строение краевого офиолитового аллохтона позволило Г.И. Баранову и И.И. Грекову [1978, 1980] выделить в его составе три системы тектонических покровов, нижние из которых (Тоханский и Верхнекубанский) представляют собой сорванные с меланократового фундамента отложения окраинного моря, средние (Кизилкольский, Дамхурцевский и Хасаутский) — тектонически перемещенные островодужные комплексы пород, а верхние (Марухский, Паштракский и Лахранский) — шарьированный и опрокинутый при надвигообразовании реликт океанической коры и захваченные при этом шарьировании фрагменты формационного комплекса окраинного моря. Ранее Лахранский покров относился нами к системе нижних покровов, для которых особенно

типичны отложения окраинного моря. После изменения представлений о первоначальной ориентировке герцинских тектонических зон в геосинклинальный этап развития более обоснованным выглядит его включение в систему верхних покровов.

Самое высокое положение в геологическом разрезе доверхнепалеозойского субстрата занимают докембрийские кристаллические сланцы сиалической литосферной плиты континентального типа, образующие систему тектонических покровов сиалического аллохтона (Макерский, Ацгаринский, Кыртыкский). В Главном хребте породы плиты залегают на уллучиранской свите, местами на породах буульгенской серии, и, возможно, ранее перекрывали аллохтонный комплекс Лаштракского тектонического покрова.

В Передовом хребте докембрийские кристаллические сланцы (ацгаринская и аманчатская свиты) залегают на офиолитах либо на формационном комплексе окраинного моря Марухского тектонического покрова, реже можно наблюдать их налегание на породы островодужного комплекса Кизилкольского тектонического покрова (р. Кыртык).

Описанные выше соотношения догерцинского меланократового фундамента (Восточно-Европейская плита) с сохранившимися фрагментами двух других плит (океанической и континентальной) и окраинно-морскими и островодужными комплексами позволяют допускать, что в герцинский эвгеосинклинальный этап она была отделена от сиалической плиты, образованной толщами макерской серии, пространством с океаническим типом коры, в пределах которого на участке, прилегающем к Восточно-Европейской плите, функционировала энсиматическая островная дуга. В раннекаменноугольное время островодужная обстановка сменилась на территории Большого Кавказа обдукционной, когда в результате блокировки зоны субдукции и столкновения плит произошло надвигание пластин океанической коры и островодужных комплексов на относительно пассивную континентальную окраину Восточно-Европейской плиты.

Решение вопроса об ориентировке зон субдукции и тектонических напряжений в зоне столкновения фемической и сиалической плит сопряжено с некоторыми трудностями. Имеющиеся данные о полярности островодужного вулканизма (в зоне Передового хребта щелочность вулканитов повышается с юга на север) не могут быть использованы для этих целей в связи с весьма вероятной переориентировкой тектонических чешуй в процессе шарьирования. Поэтому авторы сочли возможным воспользоваться для этих целей современным планом размещения островодужных и океанических комплексов, которые, как было показано ранее, фиксируют фронтальную часть сиалической аллохтонной плиты.

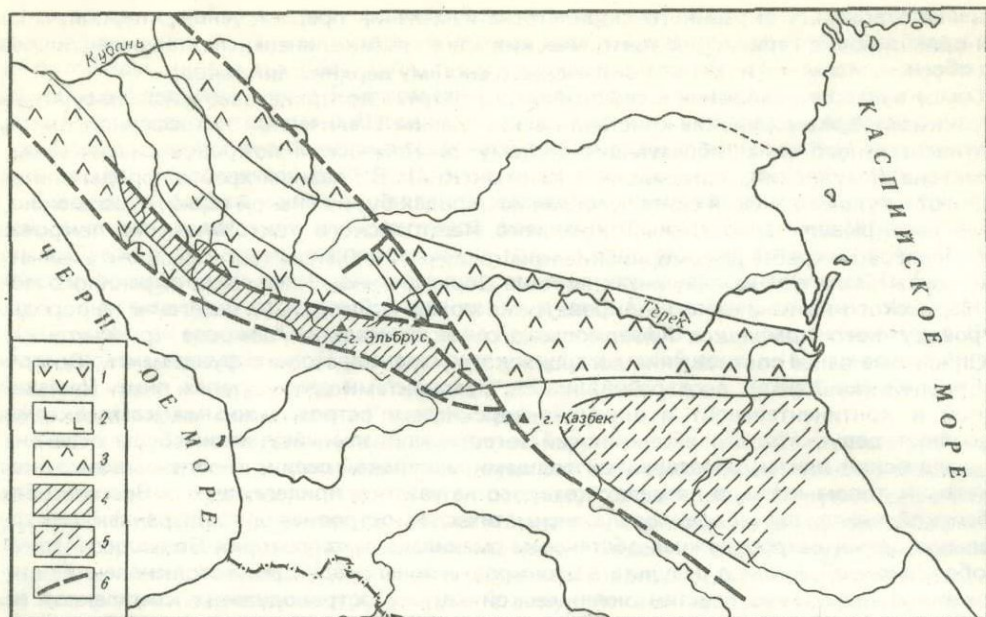
Реставрация особенностей размещения комплексов краевого офиолитового аллохтона, а также фемических и сиалических комплексов континентальных плит была выполнена с широким использованием геофизических материалов.

Исходя из установленной закономерности в размещении выступов догерцинского меланократного фундамента, гипербазитов и герцинских эвгеосинклинальных комплексов в обнаженной части палеозойской структуры, можно предположить, что все гравитационные максимумы, расположенные рядом с положительными аномалиями магнитного поля, обусловлены выходами на допалеозойскую или доверхнепалеозойскую поверхность пород догерцинского меланократового фундамента. Сопряженные с ними магнитные максимумы могут быть объяснены наличием под осадочным чехлом мощных вулканогенно-осадочных толщ и гипербазитов (рис. 1).

Фундамент центральной части Восточного Кавказа характеризуется отрицательными магнитным и гравитационным полями и по аналогии с Центральным Кавказом, возможно, сложен сиалическими кристаллическими сланцами макерской серии и гранитами.

На схеме (см. рис. 1) заметна некоторая хаотичность в размещении герцинских эвгеосинклинальных комплексов в структуре фундамента, что может быть объяснено значительными амплитудами перемещения их по надвигам и сдвигам. Примером сдвигов могут служить Пшекиш-Тырнаузский с левосторонней составляющей и Армави́ро-Невинномы́сский правосторонний (рис. 2).

Если провести палинспастические построения по Армави́ро-Невинномы́сскому сдвигу, совместив береговые линии плинсбахского моря и ареалы развития триасовых вулканогенных пород, то совместятся Пятигорско-Махачкалинский и расположенные южнее г. Армави́ра магнитные максимумы, т.е. поля развития гипербазитов и среднепалеозойских эвгеосинклинальных толщ (рис. 3). Полученная при этом схема досдвигового размещения эвгеосинклинальных комплексов вполне согласуется с наблюдаемыми в обнаженной части палеозойского ядра изгибами в плане полосы выходов эвгеосинклинальных толщ (см. рис. 1). Отсутствие пород, слагающих сиалический аллохтон, на южном склоне Кавказа и в Закавказье, а также определенное сходство геологического строения Дзирульского кристаллического массива и Бечасынской зоны (наличие реликтов меланократового догерцинского фундамента, прорванного гранитоидами, и шарьированного герцинского эвгеосинклинального комплекса) позволяют предположить, что породы сиалического аллохтона переместились в пределы Большого Кавказа по системе правосторонних сдвигов с востока или юга-востока, чем и была вызвана наблюдаемая дефор-



Р и с. 1. Схема расположения аллохтонных герцинских эвгеосинклинальных и метаморфических сиалических комплексов

1 — островодужные и окраинно-морские комплексы в обнаженной части палеозойского структурного яруса; 2 — офиолитовые океанические комплексы там же; 3 — герцинские эвгеосинклинальные комплексы, возможно с офиолитами, под осадочным чехлом более молодых отложений; 4 — обнаженная часть сиалического аллохтона; 5 — перекрытая осадочным чехлом часть сиалического аллохтона; 6 — разломы

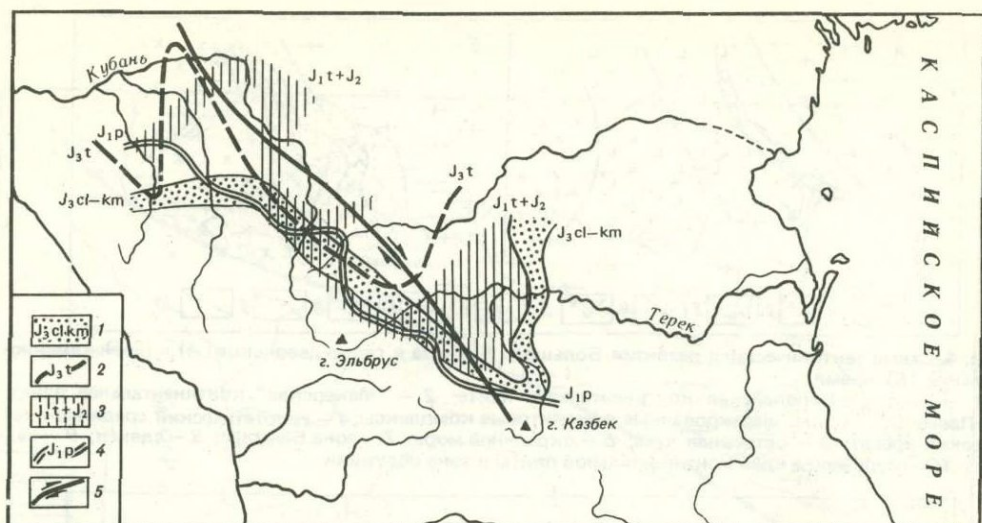
мация в плане шарьированных эвгеосинклинальных среднепалеозойских комплексов. При этом первоначальное простирание герцинских тектонических зон (островной дуги, окраинного моря и др.), скорее всего, было перпендикулярно направлению движения сиалической плиты, и лишь последующие тектонические процессы после изменения направления максимального сжатия с северо-западного на северо-восточное (субмеридиональное) создали современный структурный план палеозойского ядра Большого Кавказа. Представить это можно так. В силуре к востоку и юго-востоку от Восточно-Европейской плиты существовал океанический бассейн, возможно, являвшийся продолжением Палеоурала (рис. 4). В конце силура вблизи края плиты возникла энсиматическая островная дуга, в тылу которой располагалась впадина окраинного моря. В начале карбона океаническая впадина замкнулась, островная дуга перестала существовать, а островодужные формации под динамическим воздействием ранее обрамлявшей океан с востока континентальной плиты были шарьированы на формации окраинного моря.

После столкновения Макерской плиты с островной дугой, шарьирования окраинно-морских, островодужных и офиолитовых комплексов на краевую часть Восточно-Европейской плиты, вероятно, в конце раннего карбона, произошло изменение направления максимального сжатия с субширотного на субмеридиональное. Создававшаяся к этому времени структура подверглась дополнительной деформации, клинья Макерской плиты были выжаты и шарьированы в обе стороны на окружающие офиолитовые и островодужные комплексы, которые были дополнительно шарьированы и смяты в складки уже кавказского простирания (рис. 5).

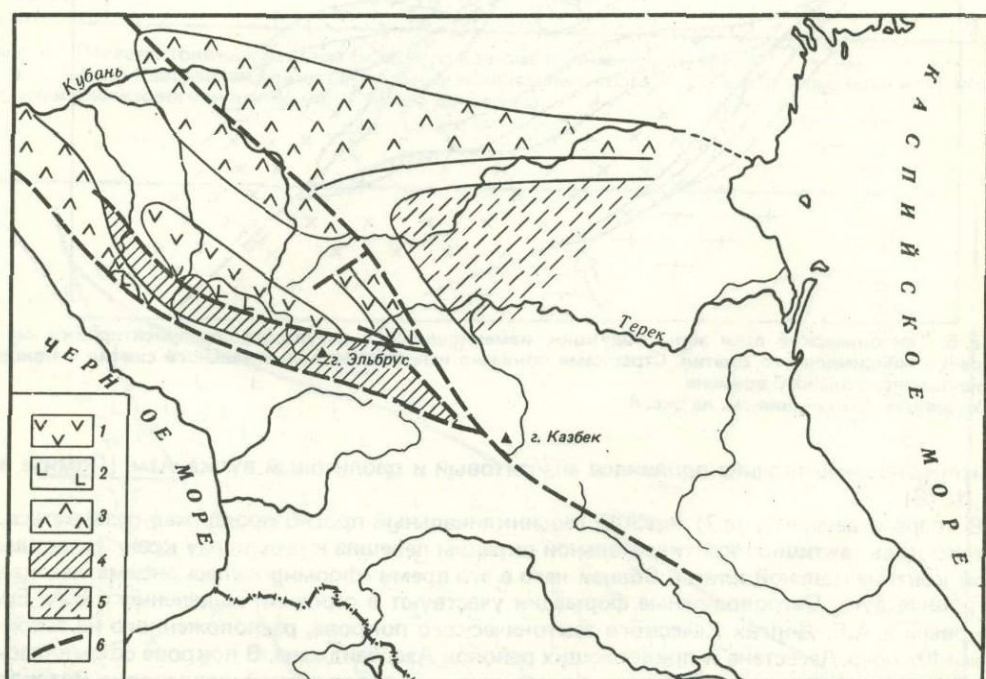
Смену направления максимального сжатия можно связать с тем, что герцинские эвгеосинклинальные комплексы формировались в южной части Палеоурала, где могли проявиться напряжения, связанные с раздвигом субширотного ориентированного Палеотетиса.

Особенности размещения позднепалеозойских и триасовых осадочных и магматических комплексов позволяют реставрировать в доюрском фундаменте Большекавказского региона окраинные части двух позднегерцинских, возможно, не вполне стабильных, литосферных плит континентального типа и фрагмент расположенного между ними Сванетского прогиба (десская серия).

Широкое развитие на северной из них (Северо-Кавказской) верхнепалеозойских масс, тесно ассоциирующих с наземными вулканическими толщами известково-щелочного ряда (липариты, дациты, андезиты), а также крупных гранитных плутонов позволяет допускать принадлежность рассматриваемого региона к активной континентальной окраине.



Р и с. 2. Схема смещения границ распространения юрских отложений (1-4) Армави́ро-Невинномы́ским разломом (5)



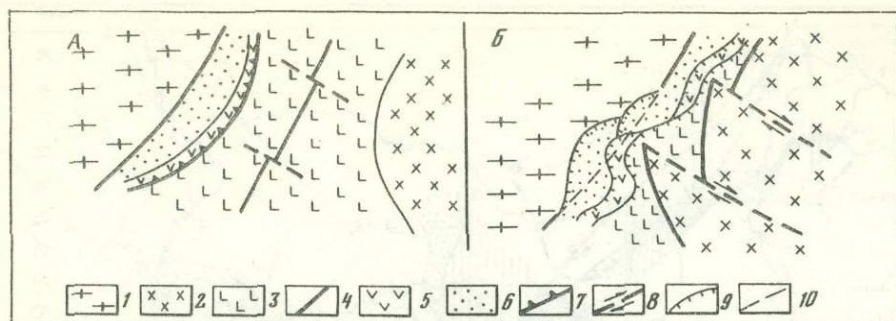
Р и с. 3. Схема расположения аллохтонных герцинских эвгеосинклинальных и метаморфических силлических комплексов, реконструированная с учетом смещений по Армави́ро-Невинномы́сскому правому сдвигу

Условные обозначения см. на рис. 1

Геологические комплексы позднепермского и триасового возрастов (в основном мелководные терригенные карбонатные отложения) в целом указывают на стабилизацию тектонического режима на Большом Кавказе, большая часть территории которого, расположенная севернее Сванетского прогиба, вероятно, представляла пассивную континентальную окраину. При этом остается неясной геодинамическая обстановка проявления триасового вулканизма в Предкавказье.

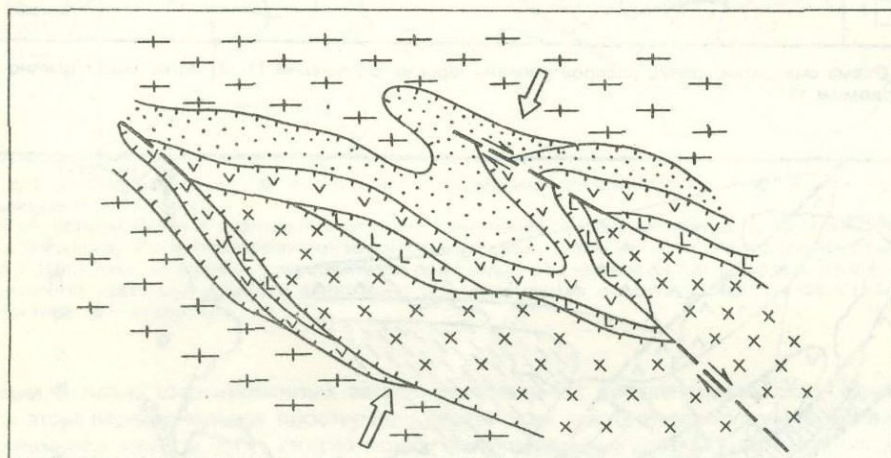
В конце триаса в результате сближения Северо-Кавказской и Закавказской плит замкнулся Сванетский прогиб, на месте которого сформировалась раннекиммерийская зона складчатости [Белов, 1979].

В ранней юре (рис. 6) к югу от Северо-Кавказской плиты снова возник геосинклинальный прогиб, а вдоль южного края плиты образовалась зона субдукции. На активной



Р и с. 4. Схема тектонического развития Большого Кавказа в силур-девонское (А) и раннекаменноугольное (Б) время

1 — Восточно-Европейская континентальная плита; 2 — "Магерская" континентальная плита; 3 — Палеоурал (?), или шарьированные офиолитовые комплексы; 4 — гипотетический срединно-океанический хребет; 5 — островная дуга; 6 — окраинное море; 7 — зона Беньюфа; 8 — сдвиги; 9 — надвиги; 10 — положение края континентальной плиты в зоне обдукции



Р и с. 5. Тектонический план зоны обдукции, изменившийся в результате переориентировки направления максимального сжатия. Стрелками показано направление максимального сжатия в конце раннекаменноугольного времени

Условные обозначения см. на рис. 4

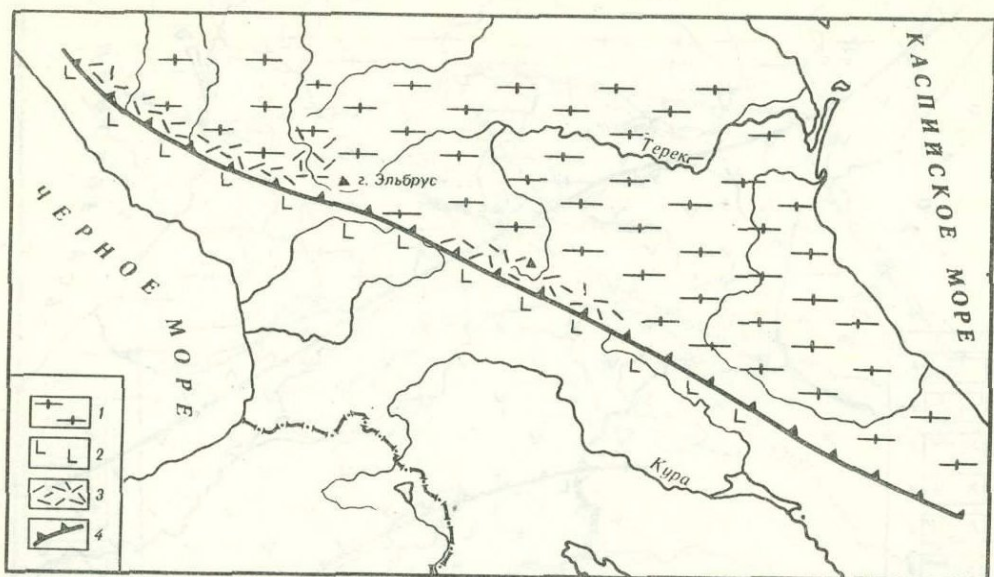
континентальной окраине проявился андезитовый и риолитовый вулканизм [Ломизе и др., 1978].

В тоаре и аалене (рис.7) юрский геосинклиальный прогиб продолжал развиваться, однако роль активной континентальной окраины перешла к северному краю Закавказской континентальной плиты. Вблизи него в это время сформировалась энзиматическая островная дуга. Островодужные формации участвуют в строении выделенного В.А. Ермаковым и А.Г. Долгих Хеческого тектонического покрова, расположенного на территории Южного Дагестана и прилегающих районов Азербайджана. В покрове сохранилась латеральная зональность в размещении изверженных пород разной щелочности, которая позволяет сделать вывод о южном падении сопряженной с островной дугой зоны Беньюфа [Гусев, 1980]. Об этом же говорит факт увеличения роли турбидитов в разрезе синхронных вулканических отложений в южном направлении.

В западной части юрского геосинклиального бассейна, вероятно на сиалическом основании, сформировался липарит-дацитовый комплекс свиты горы Индюк, имеющей верхнеааленский возраст [Ломизе, 1969]. Можно предположить, что этот комплекс располагается на окраине Закавказской плиты.

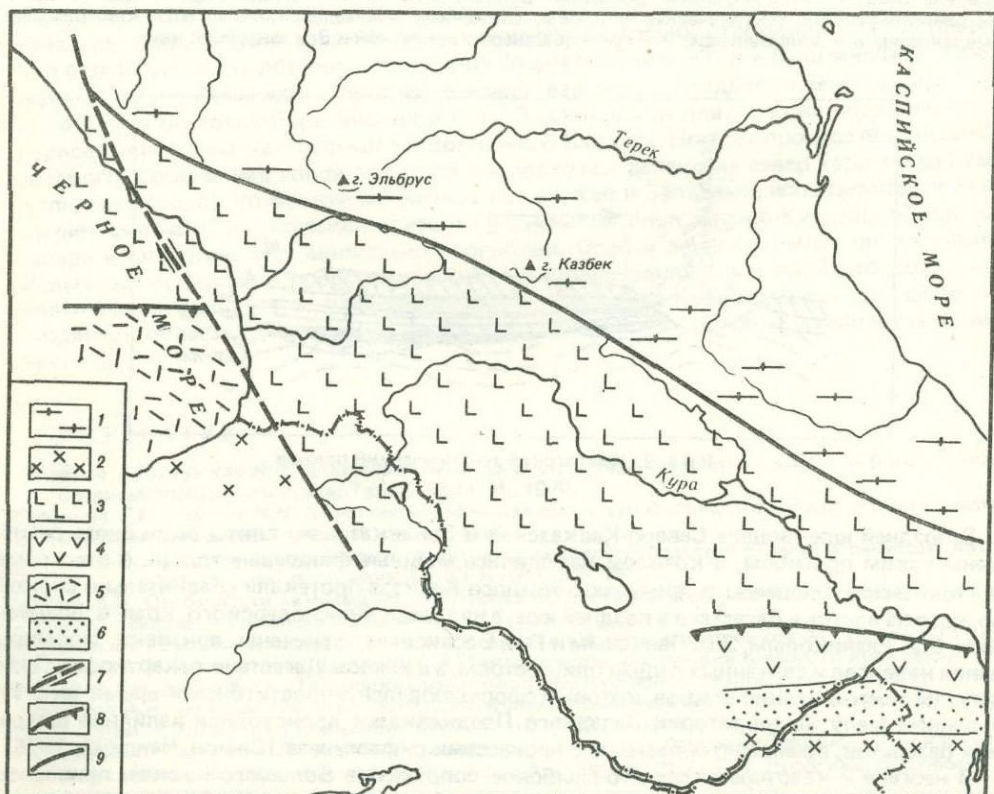
В байосе произошло сближение и столкновение Северо-Кавказской и Закавказской плит. В результате ранне-среднеюрский геосинклиальный прогиб замкнулся, осадки, выполнявшие его, были смяты в складки и выжаты в виде тектонических покровов на южный край Северо-Кавказской плиты (рис. 8).

Воссоединение Северо-Кавказской и Закавказской плит в средней юре было, вероятно, связано с раскрытием океанической впадины Тетиса в районе Эрзинджан-Севанского офиолитового шва. Вдоль южного края воссоединенной плиты в байосе и бате функционировала зона субдукции, с которой связано широкое развитие в более северных районах байосских известково-щелочных эффузивов и туфов, а в отдельных районах — гранитоидного магматизма.



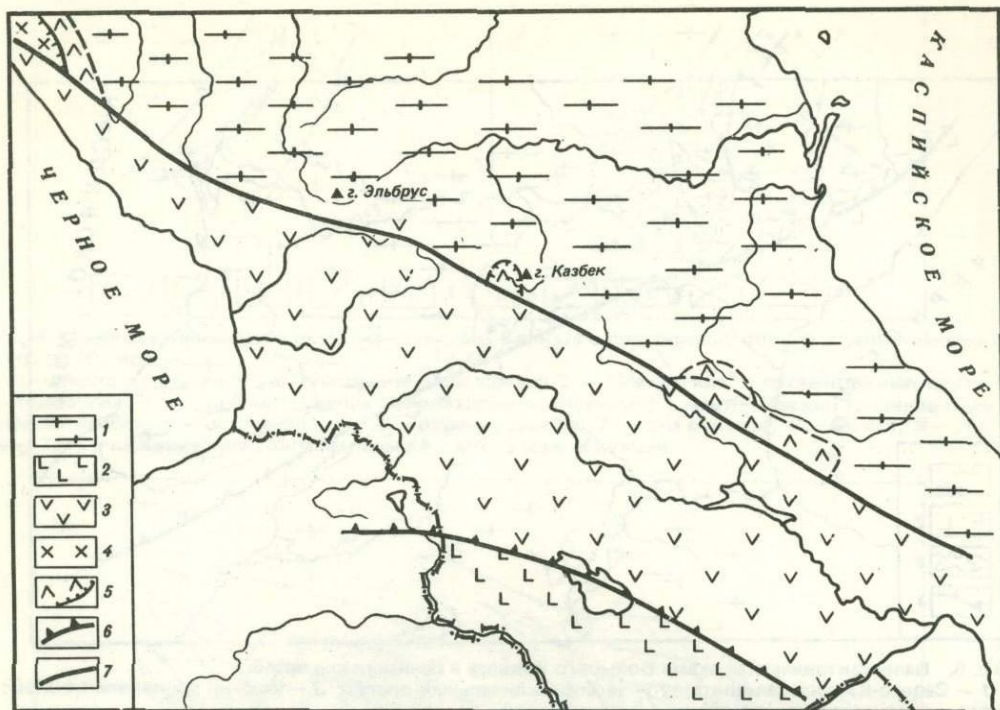
Р и с. 6. Палеотектоническая схема Большого Кавказа в раннеюрское время

1 — Северо-Кавказская плита; 2 — эвгеосинклиальный прогиб; 3 — участки проявления андезитового и риолитового вулканизма; 4 — зона Беньюфа



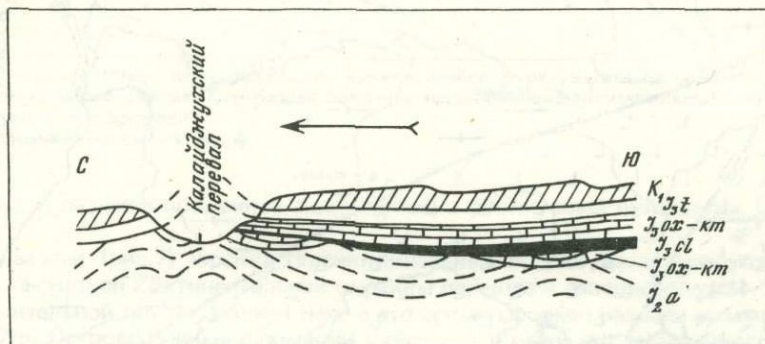
Р и с. 7. Палеотектоническая схема Большого Кавказа в тоар-аланское время

1 — Северо-Кавказская плита; 2 — Закавказская плита; 3 — эвгеосинклиальный прогиб; 4 — островная дуга; 5 — участки проявления вулканизма; 6 — окраинное море; 7 — сдвиги; 8 — зоны Беньюфа; 9 — граница пассивной континентальной окраины



Р и с. 8. Палеотектоническая схема Большого Кавказа в байосское время

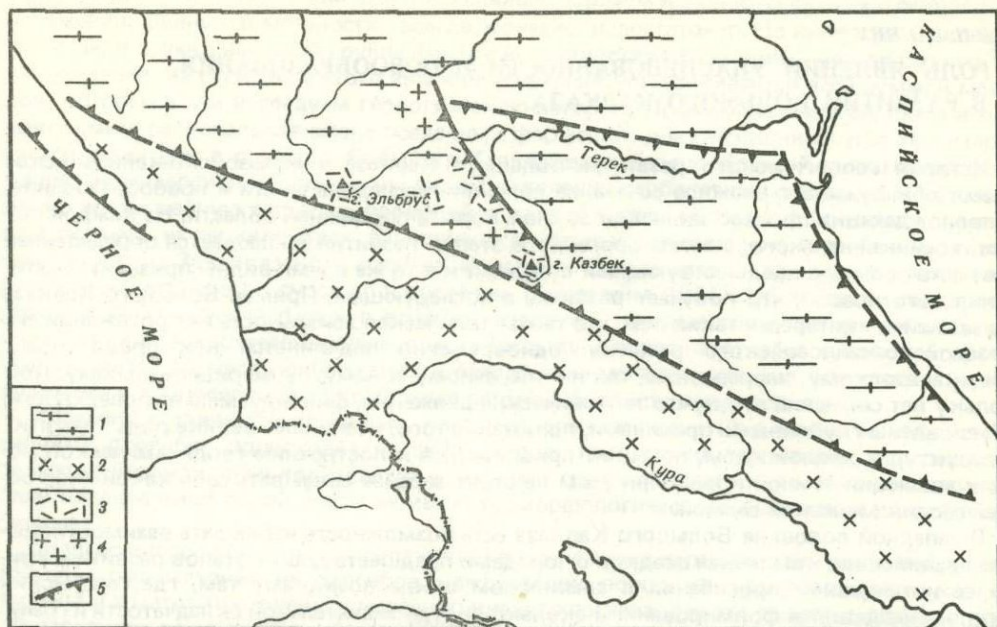
1 — Северо-Кавказская плита; 2 — Мезотетис; 3 — участки проявления вулканизма; 4 — шарьированные осадочно-вулканогенные формации Закавказской плиты (свита горы Индию и др.); 5 — раннеальпийские тектонические покровы, сложенные тоар-валенскими эвгеосинклинальными комплексами; 6 — зона Беньофа; 7 — граница Северо-Кавказской и Закавказской плит



Р и с. 9. Шахдагский тектонический покров

В поздней юре—эоцене Северо-Кавказская и Закавказская плиты были вновь разобщены узким прогибом, в котором накопились мощные флишевые толщи. В это время тектонические процессы в пределах Большого Кавказа протекали сравнительно спокойно, хотя на востоке Дагестана в поздней юре, а на западе Краснодарского края в позднем мелу В.И. Резниковым, Э.С. Паниевым и Г.И. Барановым отмечены признаки формирования надвигов и связанных с ними олистостром, а в Южном Дагестане откартирован Шахдагский тектонический покров, который сформировался в предтитонское время (рис. 9). В раннем мелу на территории Западного Предкавказья происходили излияния щелочных базальтов, возможно связанные с процессами рифтогенеза [Симон, Чаицкий, 1976].

В неогене и кватерне складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа приобрело современный структурный план (рис. 10). Он обусловлен взаимодействием Черноморской, Восточно-Европейской и Закавказской плит. В результате поддвигания Черноморской плиты под Западный Кавказ возникла Новороссийско-Лазаревская складчатая зона, а в ней — серия параллельных поддвигов с образованием напряженной, часто наклоненной на юг складчатости, с поддвиганием складчатого субфлиша под платформенные



Р и с. 10. Схема расположения наиболее крупных поддвигов на Центральном и Восточном Кавказе в позднеальпийское время

1 — Северо-Кавказская плита; 2 — Закавказская плита; 3 — участки проявления наземного вулканизма; 4 — неогеновые гранитоиды; 5 — зоны поддвигов

верхнемеловые осадки серии Котх и ниже-среднеюрских отложений под платформенные верхнеюрские отложения горы Фишт (параавтохтоны Котх и Фиштинский). Образование Западно-Кубанского прогиба связано, вероятно, с поддвижением с севера Азовского блока Восточно-Европейской плиты. Закавказская плита также поддвигается под горное сооружение Центрального и Восточного Кавказа. Но если процесс поднятия Центрального Кавказа над зоной поддвига продолжался далеко на север (вплоть до Ставропольского свода), то Восточный Кавказ так же, как и Западный, испытывающий двустороннее сжатие (Закавказская плита и Грозненский блок Северо-Кавказской плиты), с севера и юга ограничен молодыми прогибами. Особое значение имеет так называемый Нальчикский разлом, представляющий активизированную и несколько более круто ориентированную часть раннеальпийского Армавири-Невинномысского сдвига. Он разделяет область Центрально-Кавказского поднятия и Терско-Каспийского краевого прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Г.И., Греков И.И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
- Белов А.А. История тектонического развития альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979.
- Гусев А.И. Особенности химизма магматических образований Белокано-Андийского района Восточного Кавказа. — Геохимия, 1980, № 4.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Тектоническая обстановка северного края юрского Тетиса на Кавказе. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Самохин А.А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. — Тр. Кавказ. экспедиции ВАГТ и МГУ, 1962, т. 3.
- Симон А.К., Чацкий В.П. Формация щелочных оливиновых базальтов Западного Предкавказья. — В кн.: Материалы к V Всесоюз. совещ. Алма-Ата: Наука, 1976. Т. 1. Проблемы петрологии (геологические аспекты).

В.Н. ШОЛПО

РОЛЬ ЯВЛЕНИЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НОВООБРАЗОВАНИЯ В РАЗВИТИИ БОЛЬШОГО КAVKAZA

История геологического развития Большого Кавказа в мезозойско-кайнозойское время обнаруживает сложное сочетание явлений унаследованности и новообразования, сопровождающих процесс эволюции земной коры в подвижной области. На каждой стадии геосинклинального, а затем орогенного этапов развития наблюдается определенная преемственность с предшествующими стадиями и в то же время видны признаки зарождения того нового, что получает развитие в последующем. Пример Большого Кавказа чрезвычайно интересен также тем, что геотектоническая зональность на протяжении его мезозойско-кайнозойского развития одновременно подчиняется как продольному, общекавказскому, направлению, так и поперечному к нему, субмеридиональному. Поскольку нет сомнений в том, что тектонические движения, фиксируемые на поверхности, обусловлены глубинными причинами, понимание того, насколько велика роль "памяти" в структурах земной коры, позволит приблизиться к построению геодинамической модели эволюции земной коры. При этом не стоит заранее связывать себя какой-либо общей геодинамической схемой.

В западной половине Большого Кавказа есть возможность наблюдать взаимоотношение альпийского комплекса осадков с породами предшествующих этапов развития. Наиболее интенсивные прогибания в альпийском цикле возникают там, где герцинский цикл не завершился формированием сколько-нибудь значительной складчатости и гранитоидным магматизмом в Сванетии¹ [Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1971]. Здесь в альпийское время начинается процесс геосинклинального прогибания и располагается осевая зона прогиба. Севернее, в зоне Главного хребта, которая в конце герцинского цикла испытала гранитоидный магматизм, альпийское прогибание было значительно меньшей интенсивности, а фации начала альпийского цикла носят переходный характер. Еще более северные зоны — Передового хребта и Лабино-Малкинская — завершили свое развитие в герцинском цикле интенсивными деформациями пород с образованием сложной складчатости и покровов. Это сопровождалось метаморфизмом пород и гранитоидным магматизмом. А в альпийское время эти зоны испытывали движения незначительной интенсивности, являясь по существу краем эпигерцинской Скифской платформы, вовлеченной в опускания альпийского прогиба [Панов, 1976].

Таким образом, к началу альпийского цикла земная кора Большого Кавказа оказалась неоднородной и разделенной на продольные зоны, различающиеся своей подвижностью. И степень подвижности различных зон predeterminedена их предшествующей историей. Блоки земной коры, не прошедшие прежде полного геосинклинального цикла, оказались наиболее подвижными в альпийское время. Там же, где земная кора была консолидирована процессами гранитизации, метаморфизма и деформациями, она осталась относительно стабильной.

По аналогии можно оценить ситуацию и в восточной половине Большого Кавказа, куда распространялся раннеальпийский геосинклинальный прогиб. Осевая часть Восточного Кавказа — зоны Главного и Бокового хребтов, где располагалась наиболее интенсивно опускающаяся часть прогиба, может быть сопоставлена со Сванетией². Можно думать, что герцинский цикл здесь также, видимо, остался незавершенным. Северная окраина Сланцевого Дагестана и Известняковый Дагестан будут соответствовать зоне Главного хребта и Лабино-Малкинской зоне Центрального Кавказа. Они пассивно вовлечены в прогибания, центры которых располагались южнее.

На протяжении раннеальпийского этапа ярко проявилась поперечная зональность Большого Кавказа — западная половина региона испытывает меньшие прогибания, чем восточная, т.е. мы видим прямое отражение влияния Транскавказского поднятия в это время.

Закономерности развития, устанавливаемые в течение альпийского геотектонического цикла, подчеркивают преемственность и predeterminedенность поведения различных геотектонических зон предшествующими стадиями развития. Центральное поднятие, возникшее на инверсионной стадии альпийского цикла (на рубеже средней и поздней юры), приурочено к осевым частям раннеальпийских прогибов.

Хотя в последнее время были высказаны сомнения в реальности частной инверсии на Большом Кавказе [Резанов, Шевченко, 1978], все же они не опровергают всей суммы

¹ Наиболее интенсивные прогибания в альпийском цикле возникают не в Сванетии, а в западном и восточном флишевых бассейнах. (Прим. ред.).

² Отмеченные зоны расположены по разные стороны восточного флишевого бассейна и представляли собой соответственно его северный и южный борты. (Прим. ред.).

накопленных и установленных ранее фактов. Эти сомнения основаны на одностороннем и формальном использовании фактов, главным образом неполноты данных о мощностях отложений. Данных о мощностях всегда, конечно, недостаточно. Но инверсия — явление сложное, и только на одной группе фактов — мощностях отложений — нельзя строить ни утверждение, ни отрицание этого явления. Инверсия устанавливается всей суммой методов, которыми мы исследуем геологическую историю. Помимо мощностей, важное значение имеет региональная смена осадочных формаций: доинверсионный этап характеризуется развитием в пределах Большого Кавказа единой однообразной терригенной формации; на инверсионной стадии мы видим появление карбонатных формаций и одновременно чрезвычайную пестроту формаций в разных частях области: флишевые — на южном склоне и на периклиналях, парагеосинклинальные — в северном прогибе и на прилегающих частях Закавказского массива. Инверсия подтверждается данными о роли и распределении источников сноса до и после нее [Гроссгейм, 1961]. Об инверсии свидетельствует и региональный перерыв осадконакопления, повсеместно отмечаемый на Большом Кавказе. А соответствующее этому перерыву угловое несогласие, размер которого увеличивается по мере приближения к осевой зоне мегантиклинария, показывает, что в это время в доинверсионном комплексе осадков формируется складчатость.

Инверсия развивается длительно, рост центрального поднятия в осевой зоне доинверсионных прогибов происходит на фоне общего погружения территории, центральное поднятие неоднократно поддается крупными трансгрессиями и, постоянно оставаясь геосинклинальной зоной, часто не имеет геоморфологического выражения как область размыва.

Процесс инверсии не только выражается в смене знака вертикальных движений в осевой зоне раннеальпийских прогибов и деформации пород, но и сопровождается характерным магматизмом, преимущественно кислого состава. Все это свидетельствует о преобразованиях вещества в глубоких частях земной коры региона.

Режим геосинклинального прогибания не исчезает с территории Большого Кавказа после инверсии раннеальпийских прогибов, он сохраняется в узкой зоне вдоль южного крыла современного мегантиклинория и на периклиналях, где накапливается флишевая формация. Однако следует подчеркнуть, что в поперечной полосе Транскавказского поднятия флишевый прогиб прерывается и области максимальной прогибания смещены отсюда на восток — Чаууро-Дибрарский прогиб — и запад — Новороссийский прогиб (рис.1). Таким образом, и на среднеальпийской стадии развития преобладающая продольная зональность Большого Кавказа сочетается с устойчивой поперечной зональностью, унаследованной от предыдущих стадий развития.

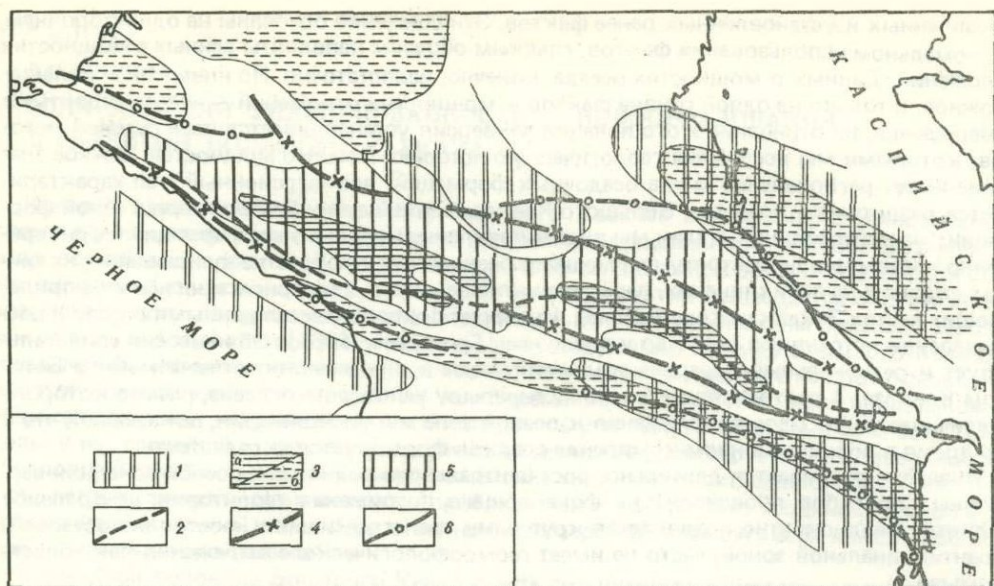
По структурным данным, характеризующим строение западного участка Чаууро-Дибрарского прогиба (бассейны Риона—Лиахвы), можно предположить, что флишевый прогиб испытывает собственную частную инверсию, которая совпадает по времени с началом общего воздымания всего Большого Кавказа (конец эоцена—олигоцен). Эта частная инверсия флишевой зоны остается недоразвитой — прогиб остается синклиниорием, однако образование веерообразной антиклинали в центре прогиба с максимальной интенсивностью деформаций в ней делает такое предположение весьма вероятным.

Таким образом, анализ альпийского геосинклинального развития Большого Кавказа позволяет прийти к заключению, что земная кора сохраняет свою подвижность и способность к интенсивному прогибанию до тех пор, пока она не пройдет через преобразования, связанные с процессом инверсии. Этот процесс последовательно на протяжении альпийского цикла отчленяет от подвижной полосы участки, которые после этого теряют свою мобильность и становятся относительно устойчивыми.

Орогенные движения, начавшиеся на Большом Кавказе с конца среднего сармата и продолжающиеся до антропогена, характеризуются резким возрастанием интенсивности и контрастности вертикальных движений, проявленных на фоне резкого преобладания воздыманий. Движения этого этапа имеют преимущественно блоковый характер — в это время возобновляются движения по древним шовным зонам, возникают новые разломы и максимум контрастности приурочен обычно к этим швам. Только в обрамляющих Большой Кавказ впадинах и на периклиналях развиваются в это время складчатые пластические деформации. При этом происходит последовательное ослабление роли продольной зональности и усиление значения поперечной в структуре мегантиклинория. Движения положительного знака концентрируются и возрастают в полосе Транскавказского поднятия, а отрицательного — в поперечных Каспийской и Азово-Черноморской впадинах.

Установленные закономерности проявления вертикальных тектонических движений не связаны с какой бы то ни было геодинамической моделью глубинных процессов и не зависят от нее, однако обязательно должны учитываться и быть объяснены любой моделью, которую мы захотим предложить.

Сопоставление тектонических движений с проявлениями магматизма в течение альпийского цикла позволяет наметить некоторые существенные причинно-следственные связи поверхностных явлений с глубинными процессами преобразования вещества.



Р и с. 1. Схема распределения поднятий и прогибов на разных стадиях альпийского геотектонического цикла на Большом Кавказе

1 — поднятия ранней (доинверсионной) стадии; 2 — ось максимального прогибания доинверсионной стадии; 3 — поднятия средней (инверсионной) стадии; а — новообразованные центральные, б — унаследованные окраины; 4 — осевые зоны прогибов средней стадии; 5 — орогенные поднятия поздней стадии; б — осевые зоны передовых и межгорных прогибов поздней стадии

Прежде всего вслед за А.М. Борсуком мы принимаем разделение магматического цикла в мезозое — кайнозое на два этапа [Борсук, 1979]. Для первого характерна продольная зональность магматических формаций, согласующаяся с зональностью тектонической, — каждой историко-тектонической зоне соответствует свой набор магматических формаций. Важно подчеркнуть, что по нарастанию калиевой щелочности в направлении от подвижной области к платформе устанавливается углубление в этом направлении магмообразующих очагов (рис. 2).

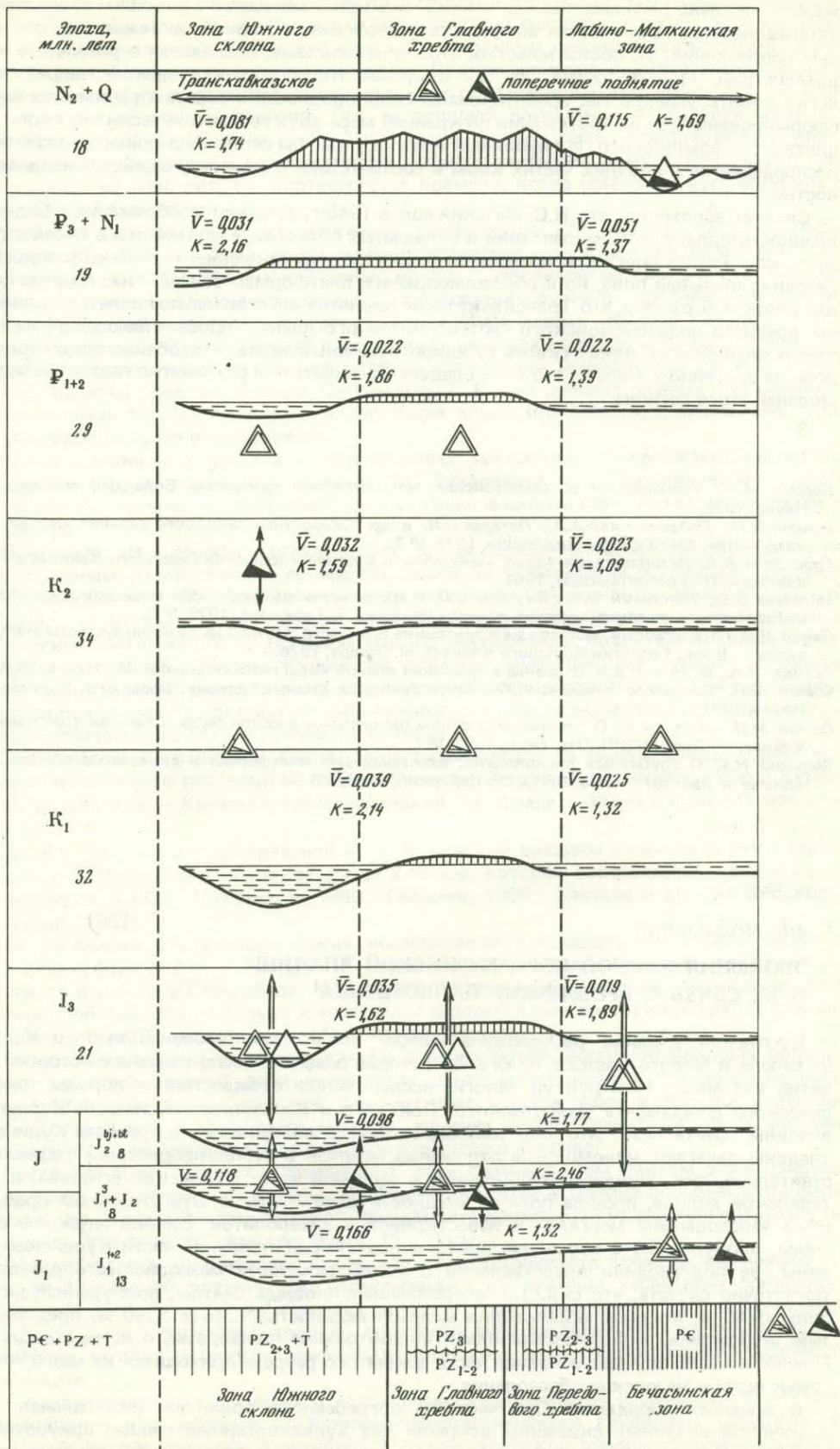
На втором этапе характерной чертой является однообразие основных петрологических характеристик магматических формаций во всех геотектонических зонах — это основные породы повышенной щелочности, образующие эссексит-тешенитовую и андезит-трахиандезитовую формации. В целом по петрохимическим данным получается, что на втором этапе происходит активизация более глубоких подкорковых горизонтов, чем на первом этапе — ранне- и среднеальпийском.

Существенно, что если на начальном этапе тектоно-магматического цикла не только состав, но и размещение магматических продуктов подчинено продольной зональности, то на орогенном этапе основные проявления магматизма сосредоточены в полосе Транскавказского поднятия. Эти обстоятельства приводят к следующим заключениям. Во-первых, геосинклинальный режим, испытанный Большим Кавказом в альпийском цикле, и орогенные движения связаны с разными глубинными энергетическими импульсами, полученными земной корой, и в этом смысле геосинклинальный и орогенный режим независимы и не являются следствием один другого. Во-вторых, распределение энергии в этих независимых глубинных импульсах было ориентировано по-разному: геосинклинальное развитие связано с подачей энергии по зоне общекавказского простирания, а во время орогенной стадии нарастание и убывание энергии, полученной земной корой, происходит в меридиональном направлении.

Такую горизонтальную неоднородность верхней мантии региона на современной стадии развития подтверждают многочисленные и разные геофизические и гидрогеохимические данные [Винник и др., 1978; Матвеева и др., 1978]. В полосе Транскавказского поднятия, по этим данным, верхняя мантия относительно приподнята, разогрета и, воз-

Р и с. 2. Схема сопоставления вертикальных тектонических движений и магматизма в альпийском геотектоническом цикле на Большом Кавказе. Составили А.М. Борсук и В.Н. Шолпо

Треугольники обозначают магматические формации: черные — кислые, светлые — основные, заштрихованный сектор внутри условно отвечает размеру калиевой щелочности: чем ближе сектор к горизонтальному основанию треугольника, тем выше щелочность; вертикальные стрелки у треугольников показывают возрастные пределы магматических формаций; даны значения интенсивности и контрастности вертикальных движений



можно, частично расплавлена. Так что независимыми методами с хорошим совпадением устанавливается повышенная активность на орогенном этапе антикавказских поперечных направлений. То обстоятельство, что горная система, возникшая в результате этих воздействий, ориентирована все же в субширотном общекавказском направлении, легко понять. Именно так ориентированы неоднородности в верхних горизонтах коры, сформировавшиеся на протяжении по крайней мере двух геотектонических циклов: герцинского и альпийского. И глубинный импульс, как бы он ни был ориентирован, перераспределяется в верхних частях коры в соответствии с существующей там неоднородностью.

Следует вспомнить, что Н.С. Шатский еще в 1948 г. высказал соображения о большой древности поперечных направлений в складчатых областях, в частности и в такой структуре, как Транскавказское поперечное поднятие, пересекающей не только подвижный геосинклинальный пояс, но и обрамляющие его платформы. Сейчас у нас гораздо больше оснований считать, что Транскавказское поднятие действительно является отражением древнего дофанерозойского геотектонического плана, "просвечивающего" на всех этапах альпийского цикла сквозь субширотную зональность, и особенно ярко проявилось на орогенном этапе. И это тоже следует учитывать при разработке геодинамических моделей этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.
- Винник Л.П., Годзиковская А.А., Патарая Е.И. и др. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 7.
- Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961.
- Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа). — Геохимия, 1978, № 3.
- Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978.
- Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Сомин М.Л., Белов А.А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванети (Центральный Кавказ). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 1.
- Шатский Н.С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

УДК 551. 24

А.Б. МОШАШВИЛИ

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ СВЯЗЬ С ПРОБЛЕМОЙ ПАЛЕОТЕТИСА

Куринская впадина расположена между мегантиклинориями Большого Кавказа на севере и Малого Кавказа на юге. Ее история развития тесно связана с историей развития указанных геоструктур. Многие исследователи отождествляли породы кристаллического фундамента Дзирульского, Локского и Храмоского массивов и Куринской впадины. Считалось, что под кайнозойскими отложениями в пределах Куринской впадины залегают маломощные отложения мезозоя в субплатформенной фации. Действительно, скв. Шиндиси, пробуренная в западной части Куринской впадины, в Карталинской долине, прошла полную мощность мела — 370 м. Эти отложения представлены чередованием мергелей и известковистых алевролитов. Однако глубокие скважины, пробуренные в последнее время в пределах центральной части Куринской впадины, не подтвердили представлений о малой мощности мезозойских образований. Достаточно сказать, что скв. 1 — опережающая, площадь Саатлы, пробуренная до глубины 6240 м, вскрыла образования мезозоя мощностью свыше 3200 м, представленные андезитами, андезито-базальтами, андезитовыми порфирами, и не вышла из них. Причем во всех случаях основная часть вскрытого разреза приходится на мел и только самые низы — на юрские образования.

В пределах Кюрдамиро-Саатлинского погребенного поднятия (центральная часть Куринской впадины) скважины вскрыли две вулканогенные толщи, приуроченные к двум различным возрастным интервалам. Нижняя часть верхней вулканогенной толщи и нижняя вулканогенная толща приурочены к среднеюрско-туронским образованиям и представлены андезитами и андезито-базальтами. Среднеюрско-туронские вул-

каногены относятся к щелочной серии и по составу отвечают вулканогенным образованиям островных дуг, находящихся на ранней стадии развития. Породы верхней части верхней вулканогенной толщи приурочены к верхнему сенону и представлены в основном трахибазальтами и трахиандезитами. Верхнесенонские вулканогены относятся к щелочной серии и отвечают вулканогенным образованиям островных дуг, находящихся на зрелой стадии развития. Так, на площади Караджалы, в пределах центральной части Куринской впадины, скв. 1 и 3 вскрыты интрузивы, представленные кварцевым сиенит-диоритом и гранодиоритом. Радиометрический возраст кварцевого сиенит-диорита 90 млн. лет, т.е. соответствует времени, когда островная дуга вступила в зрелую стадию развития.

Учитывая, что подобный же вулканизм характерен и для Вандамской зоны [Афанасьев и др., 1977], а Алазано-Агричайская депрессия и зона Аджиноура являются погруженными частями Вандамской зоны, можно с уверенностью сказать, что большая часть современной Куринской впадины, во всяком случае в средней юре—сеноне, представляла собой островную дугу (районы Мурадханлы, Зардоб, Караджалы, видимо, Аджиноур). В то же время в некоторых участках центральной части Куринской впадины островодужные условия характерны для средней (а возможно, ранней) юры—турона (районы Джарлы, Сорсор, Саатлы и др.). В этих районах развита лишь нижняя вулканогенная толща; верхняя вулканогенная толща отсутствует, и сенон характеризуется карбонатными отложениями.

Вывод о наличии островной дуги в пределах Закавказско-Понтийского срединного массива был ранее сделан Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе [1977], но время существования островной дуги указанные авторы определяют ранней юрой — неокомом.

Основание, на котором закладывалась эта островная дуга, было, по видимому, неоднородным. Одни участки ее закладывались на сиалическом основании, другие — на симатическом. К первым относятся территории Аджиноура, Нижнекуруинской впадины, ко вторым — центральная часть Куринской впадины, а именно территории Кюрдамиро-Саатлинского и Предталышского погребенных поднятий и Евлах-Агджабединского прогиба. Районы Куринской впадины, имеющие сиалическое основание (Аджиноур, Нижнекуруинская впадина), очевидно, надо рассматривать как часть зоны, консолидированной в результате раннекеммерийской складчатости при замыкании позднепалеозойского Тетиса [Белов и др., 1980].

Современными границами блока, закладывающегося на симатическом основании, являются глубинные разломы: на севере Мингечаур-Геокчайский, на юге — Южно-Куринский, на востоке — Кюровдаг-Нефтечалинский, на западе — Шеки-Евлахский поперечный (рис. 1).

Дело в том, что для центральной части Куринской впадины характерна очень малая мощность "гранитного" слоя, зачастую 2—4 км, которая определяется на основании гравиметрии и ГСЗ [Цимельзон, 1959; Гаджиев, 1965; Ализаде и др., 1968; Шекинский и др., 1967].

На основании микросейсмических исследований в пределах Куринской впадины Р.А. Агамирзоев и Э.К. Гюль [1971] сделали вывод о том, что "гранитный" слой отсутствует в районах Сабирбада, Кюрдамира, Имишлы, Геокчая, Саатлы, Уджар. Указанный слой появляется только к востоку от разлома вдоль линии Кюровдаг-Нефтечала и к северу от разлома вдоль линии Мингечаур—Геокчай.

Естественно возникает вопрос, какова причина малой мощности или даже полного отсутствия "гранитного" слоя в пределах центральной части Куринской впадины? Если центральная часть Куринской впадины представляла собой в палеозое и мезозое часть Закавказского срединного массива, то куда делся "гранитный" слой, сформировавшийся во время консолидации этого срединного массива?

Предположение о размыве "гранитного" слоя снимается тем фактом, что в Дзирульском массиве, который испытывал устойчивое поднятие в течение большей части фанероза и где породы кристаллического фундамента обнажаются на дневной поверхности, мощность "гранитного" слоя составляет 15—20 км.

Поскольку, как указывалось выше, для юрско-туронского времени, а в некоторых районах Куринской впадины для юрско-сенонского времени характерна обстановка островной дуги, то в таких участках впадины, где "гранитный" слой маломощный (до 5 км) или отсутствует вообще, островная дуга закладывалась на симатическом основании, возраст которого должен быть доюрским, скорее всего среднепалеозойско-триасовым.

Так как мощность "гранитного" слоя резко увеличивается к северу от Мингечаур-Геокчайского и к востоку от Кюровдаг-Нефтечалинского глубинных разломов, то островная дуга в пределах Аджиноура и Нижнекуруинской впадины закладывалась на сиалическом основании. Так, на профиле ГСЗ-1, составленном Б.Д. Требуковой по линии Агджабеды—Бяндован, хорошо видно, что к востоку от Кюровдаг-Нефтечалин-

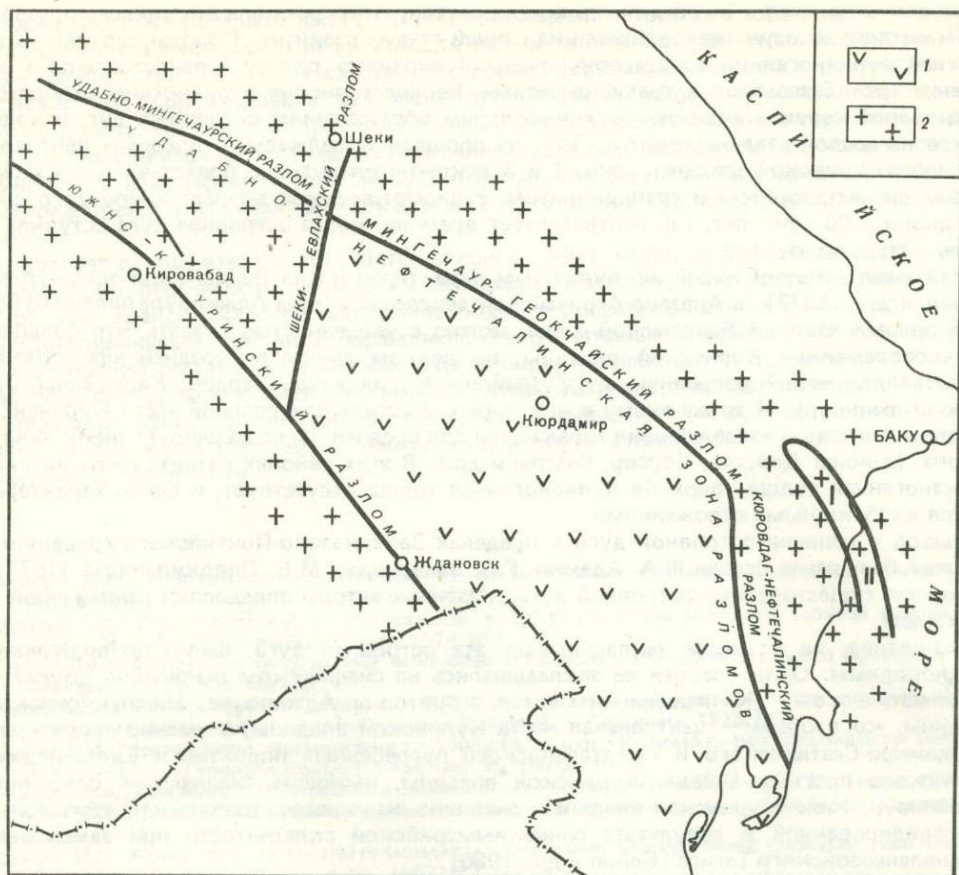


Рис. 1. Схема расположения энсиматического (1) и энсиалических (2) блоков в пределах Куринской впадины

Блоки: 1 — энсиматический, II — энсиалические. Гравитационные максимумы: 1 — Явндаг-Сангачальский, 2 — Бакинского архипелага

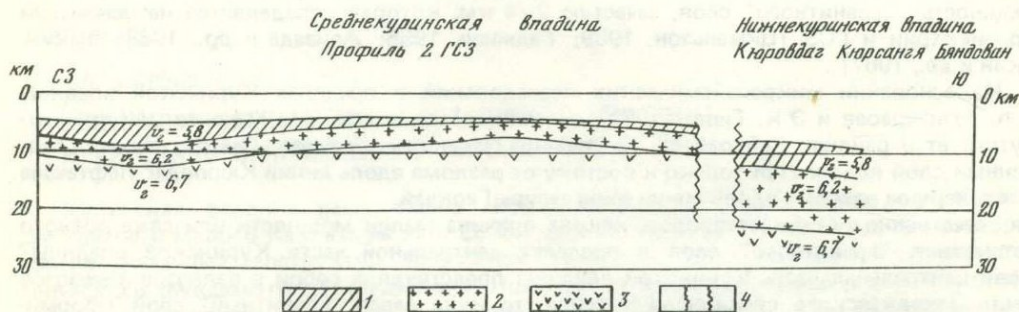


Рис. 2. Схема глубинного строения вдоль регионального профиля 1 Агджабеды — мыс Бяндован по В.Д. Требуковой

1 — осадки; 2 — "гранитный" слой; 3 — "базальтовый" слой; 4 — Кюровадг-Нефтечалинский глубинный разлом

ского глубинного разлома мощность "гранитного" слоя уже в пределах Нижнекуринской впадины составляет 10–12 км, в то время как к западу от этого разлома — 2–4 км (рис. 2). К северу от Мингечаур-Геокачайского глубинного разлома, уже в пределах Аджиноура, также происходит резкое увеличение мощности "гранитного слоя" [Балавадзе, Твалтвадзе, 1961]. "Гранитный" слой мощностью 2–4 км, характерной для центральной части Куринской впадины, по-видимому, формировался в стадию островной дуги.

Н.А. Штрейс [1967] пришел к весьма важному и интересному выводу о том, что суть геосинклинального процесса заключается в превращении океанической коры в кору континентальную, что происходит в результате образования "гранитного" слоя. Этот процесс имеет переходную стадию — стадию островной дуги. В центральной части

Куриной впадины образование "гранитного" слоя остановилось на стадии островных дуг. Малая мощность "гранитного" слоя связана с тем, что на орогенном этапе развития центральная часть Куриной впадины не превратилась в складчатое сооружение, образование которого сопровождается интенсивным наращиванием "гранитного" слоя, а стала молассовым прогибом.

В.М. Цейслер [1973] в составе отрицательных структур, развитых в пределах геосинклинальной области на орогенном этапе развития, выделяет четыре типа молассовых структур: наложенные мулды, синклиории, грабены и вулкан-плутонические впадины. Он приходит к выводу о геосинклинальной природе молассовых синклиориев. Один из примеров внутреннего молассового синклиория, по мнению В.М. Цейслера, Среднекуринский прогиб. Е.Е. Милановский [1968] также считает, что Среднекурильская впадина представляет собой геосинклинальный прогиб: "Ширакско-Аджиноурское сооружение принадлежит к весьма своеобразному и еще малоизвестному типу тектонических элементов складчатой области, который совмещает в себе генетические и структурные черты геосинклинали и создающегося в итоге ее развития складчатого сооружения с формационными чертами (заполнение молассаами) межгорных прогибов.

Приобретение ряда признаков межгорного прогиба, очевидно, неизбежно для геосинклинального прогиба, период погружения которого затянулся почти до самого конца орогенного этапа, завершающего альпийский цикл геотектонического развития геосинклинального Тетиса".

Все сказанное, на мой взгляд, относится в полной мере лишь к центральной части Куриной впадины, т.е. к энсиматическому блоку (см. рис. 1). Естественно, что в условиях практически непрерывного прогибания и роста локальных конседиментационных складок, происходящего на фоне этого прогибания, не было условий для интенсивного наращивания "гранитного" слоя. В то же время для Нижнекуринской впадины, которая, по классификации В.М. Цейслера [1973], относится к категории наложенных мульд, должны быть характерны перерывы между отложениями мезозойского и молассового комплексов и сокращенный разрез мезозоя.

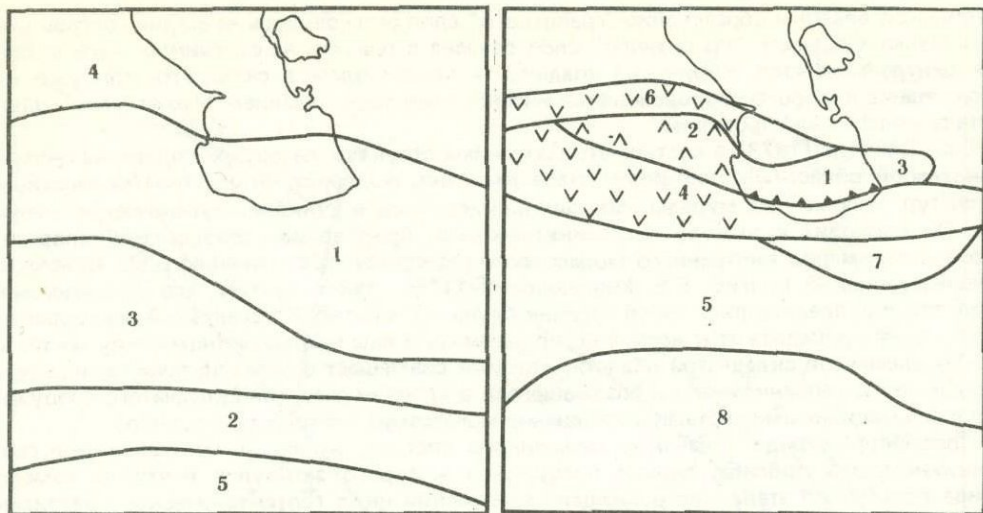
А.В. Пейве, Н.А. Штрейс и др. [1972] сообщают, что в Тагильском синклиории Урала (на западе) ордовикская толща представлена мощной однообразной серией диабазов, в нижней части чередующихся с алевролитами, глинистыми сланцами и кремнями (океаническая стадия). В ландовери наряду с диабазами появляется большое количество альбитофиров, горизонты известняков и песчаников, свидетельствующих о начале переходной стадии. Выше залегает сложно построенный комплекс верхнего ландовери — нижнего девона, включающий андезиты, андезито-дациты (вплоть до липаритов), их туфы, граувваки и толщи известняков.

Таким образом, в данном случае фиксируются в автохтонном залегании образования промежуточной стадии, залегающие на образованиях океанической стадии.

По всей вероятности, в центральной части Куриной впадины нужно ожидать такую же последовательность пород, т.е. под образованиями стадии островной дуги будут залегать образования океанической стадии, которые и слагают "базальтовый" слой центральной части Куриной впадины. В таком случае центральная часть Куриной впадины является частью Палеотетиса, не замкнувшейся в результате раннекембрийской складчатости. Зона раннекембрийской складчатости, выделенная А.А. Беловым [1980], как указывалось выше, расположена к северу и востоку от реликтовой зоны Палеотетиса. Возраст симатического основания центральной части Куриной впадины, как уже говорилось, палеозойско-триасовый (возможно, средний палеозой — триас).

На палеозойский возраст базитового основания центральной части Куриной впадины, а также впадин Южного Каспия могут указывать выходы домезозойских офиолитов в Каспийском районе Ирана, вблизи Решта, а также в районе Мешхеда [Штеклин, 1979]. Как указывает Й. Штеклин, в северных предгорьях Биналуда гипербазиты встречаются в гальке нижнеюрских конгломератов, что говорит об их доюрском возрасте. Офиолиты связаны с выходами метаморфических пород в северных предгорьях поднятия Биналуд и в Восточном Эльбурсе. Эти метаморфические породы представлены филлитами и кристаллическими сланцами с отдельными прослоями кристаллических известняков. В то же время на южном фланге поднятия Биналуд обнажается карбонатная толща нижнего — среднего палеозоя, обладающая всеми чертами эпибайкальского платформенного чехла Ирана. Кристаллические сланцы и филлиты являют собой выходы допалеозойского фундамента, по всей вероятности, того же, что и в пределах Дзиркульского, Храмского и Локского массивов. Очевидно, в пределах Палеотетиса существовал блок с континентальной корой — Закавказско-Северо-Иранский микроконтинент, который на востоке достигал района расположения северного фланга поднятия Биналуд (рис. 3).

Выходы офиолитов в Каспийском районе Ирана, а также в районе Мешхеда маркируют южную ветвь Палеотетиса, которая прекратила существование в результате кол-



Р и с. 3. Геодинамическая ситуация в среднем палеозое—триасе

Океан Палеотетис: 1 — северная ветвь, 2 — южная ветвь; 3 — Закавказско-Северо-Иранский микроконтинент; 4 — окраина Русской платформы; 5 — Иранская эпибайкальская платформа

Р и с. 4. Геодинамическая ситуация в конце байоса — начале бата

1 — реликт океана Палеотетис (терраса между желобом и дугой); 2 — островная дуга на симатическом основании — Центрально-Курильская; 3 — западнотуркменский сегмент реликта Палеотетиса; 4 — Закавказско-Северо-Иранский срединный массив (в закавказской части — островная дуга на сиалическом основании); 5 — океан Мезотетис; 6 — активная окраина Русской платформы (Вандамская зона); 7 — малая плита Иранской эпибайкальской платформы; 8 — Иранская эпибайкальская платформа

лизи Закавказско-Северо-Иранского микроконтинента и малой плиты Иранской эпибайкальской платформы в конце байоса—бате. На западе, в Армении, на существование южной ветви Палеотетиса могут указывать отдельные фрагменты гипербазитов в пределах Арзакан-Апаранского массива. Образование упомянутой малой плиты Иранской эпибайкальской платформы, видимо, связано с раздроблением Иранской эпибайкальской платформы в результате образования бассейна с океанической корой в Сибирской зоне.

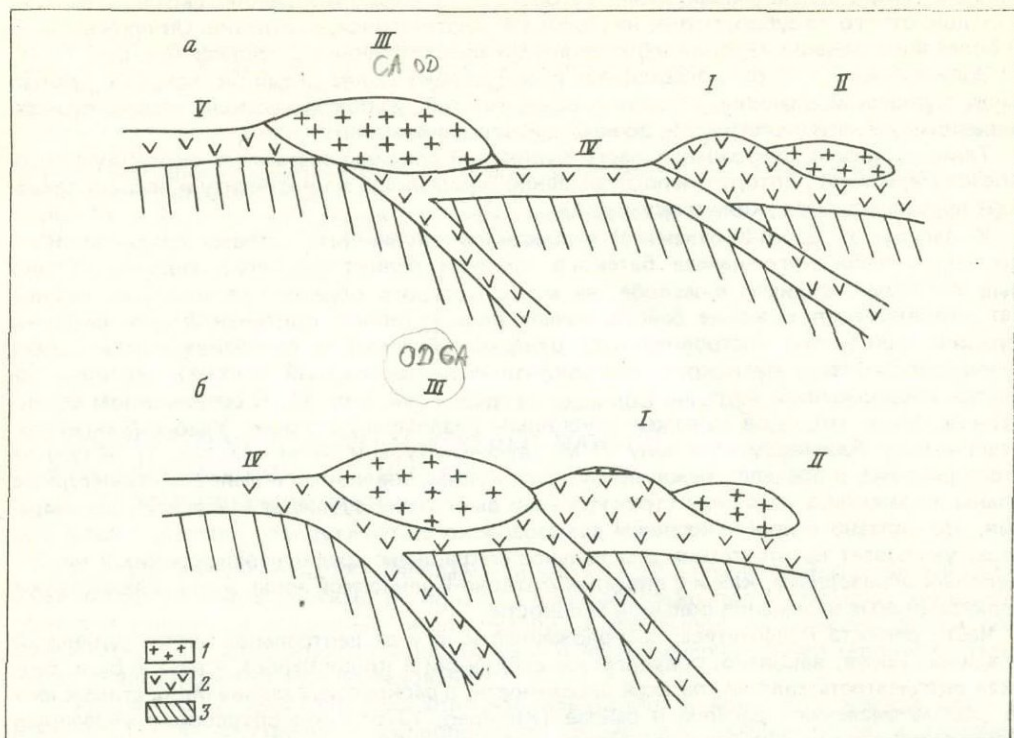
Северная зона субдукции Палеотетиса на востоке от Южно-Каспийской впадины может быть перекрыта отложениями мезозоя Копетдага, а на западе — Дзирульского массива. Возможно также, что под мезозойскими отложениями юго-западной зоны виргаций Копетдага будут залегать образования палеозойско-триасового возраста, к которым сложена океаническая кора ("базальтовый" слой) Палеотетиса на востоке, как и в пределах центральной части Куринской впадины на западе. Об этом говорит наличие зоны с малой мощностью "гранитного" слоя (до 5–6 км) в пределах Западно-Туркменской впадины [Беляевский, 1974].

Таким образом, там, где земная кора имеет сокращенный "гранитный" слой, процесс превращения океанической коры в континентальную (суть геосинклинального процесса) остановился на островодужной стадии. Это в равной степени относится к центральной части Куринской впадины и к Западно-Туркменской впадине. Земную кору этих областей можно охарактеризовать как субокеаническую.

Большая мощность "базальтового" слоя (26–27 км) в пределах центральной части Куринской впадины идентична мощности этого слоя о-ва Исландия, лежащего на продолжении Срединно-Атлантического хребта. Здесь мощность всей коры составляет 27–28 км, на долю осадочного слоя приходится 1–2, а на долю "базальтового" — 26–27 км, т.е. столько же, сколько в центральной части Куринской впадины.

Зона с сокращенным "гранитным" слоем на востоке от центральной части Куринской впадины и на западе от Западно-Туркменской впадины постепенно переходит в "безгранитную" зону Южного Каспия — реликт Палеотетиса (рис. 4). Поскольку в рассмотренном случае я понимаю образование небольшой мощности "гранитного" слоя как следствие этапа эволюции в стадии островной дуги, то отсутствие "гранитного" слоя в пределах впадины Южного Каспия можно связать с тем, что этот слой здесь не образовывался вообще и вся толща осадков (мощность 20–25 км) залегает на реликтовой палеозойской океанической коре.

Таким образом, в пространстве мы наблюдаем переход от коры переходного типа в кору океаническую — от коры, прошедшей стадию островной дуги, в кору, которая этой стадии не прошла.



Р и с. 5. Палеотектонические профили через центральную часть Куринской впадины для среднеюрского времени

а — начало и середина байоса: I — Центрально-Куринская островная дуга, II — активная континентальная окраина Русской платформы (Вандамская зона), III — Сомхито-Агдамская островная дуга, IV — реликт океана Палеотетис, V — океан Мезотетис;

б — конец байоса — начало бата: I — Центрально-Куринская островная дуга, II — континентальная окраина Русской платформы (Вандамская зона), III — Сомхито-Агдамская островная дуга, IV — океан Мезотетис.

1 — "гранитный" слой; 2 — "базальтовый" слой; 3 — верхняя мантия

Большая мощность осадков (20–25 км) в пределах Южно-Каспийской впадины, по всей вероятности, объясняется тем, что последняя в среднеюрско-туронское время представляла собой террасу между желобом и островной дугой. Этот элемент У. Диккинсон [1974] выделил как брешь между желобом и дугой. Он отметил, что на подобной террасе, расположенной между дугой и желобом, была отложена на различной глубине серия Грейт-Велли (Калифорния), которая из-за отсутствия в ней вулканических пород обычно описывается как миогеосинклиальная.

Терраса между желобом и дугой обычно сложена мощной (8–10 км) толщей, состоящей из глубоководных и мелководных отложений, и включает прослойки туфов и лав андезитового и базальтового состава. Если осадочная толща Южного Каспия имеет мощность 20–25 км и из них 10 км приходится на среднеюрско-туронские отложения, которые откладывались во время существования островной дуги, то остальные 10–15 км накопились уже после того, как островная дуга прекратила свое существование, т.е. после турона.

Островная дуга, ограничивающая впадину Южного Каспия с севера, представляла собой восточное продолжение энсиалической островной дуги, заложившейся, как указывалось выше, в пределах Вандамской зоны; в современном структурном плане ее отражением являются сангачальский субмеридиональный участок Явандаг-Сангачальского гравитационного локального максимума и локальный гравитационный максимум Бакинского архипелага. В современном структурном плане Нижнекуринской впадины отражением существовавшей энсиалической островной дуги является локальный гравитационный Навагинский максимум субмеридионального простирания. Этот максимум подчеркивает относительно неглубокое залегание плотных пород, слагающих островную серию (см. рис. 1).

Поскольку резкое увеличение мощности "гранитного" слоя происходит, как указывалось выше, к северу от Мингечаур-Геокчайского и к востоку от Кюровад-Нефтечалинского глубинных разломов, то эти разломы я рассматриваю как единый Мингечаур-Нефтечалинский глубинный разлом, который разграничивает энсиматический и

энсиалический блоки. Разлом имеет дугообразную форму и изменяет свое простирание с субширотного на субдолготное на кюровдаг-нефтечалинском отрезке. Он принадлежит к более протяженной Удабно-Нефтечалинской зоне глубинных разломов (см. рис. 1).

Энсиматический блок представляет собой реликт более широкой, чем центральная часть Куринской впадины, области с океанической (субокеанической) корой, существовавшей, по всей вероятности, до начала батского времени.

Таким образом, центральная часть Куринской впадины составляет окраинную часть океана Палеотетис, которая непосредственно примыкала к континенту и не была захвачена процессами субдукции и скупивания.

К западу от Шеки-Евлахского поперечного глубинного разлома сохранившийся до конца байосского—начала батского времени реликт позднепалеозойского Тетиса был поглощен, видимо, в желобе, на месте которого образовался шов как результат столкновения в конце байоса—начале бата активной континентальной окраины Русской платформы (островная дуга Вандамской зоны) и Азербайджанской глыбы Закавказско-Северо-Иранского микроконтинента (срединный массив), которая является продолжением Арвино-Болнисской глыбы (см. рис. 4). В современном структурном плане этот шов выражен глубинным разломом по линии Удабно-Мингечаур, отделяющим Аджиноурскую зону от междуречья Куры и Йори (см. рис. 1). К югу от этого разлома, в пределах междуречья Куры и Йори, эоценовый и меловой структурные планы выражены в основном структурными выступами субмеридионального простирания, что связано с просвечиванием домезозойского структурного плана и, в свою очередь, указывает на отсутствие или сильное сокращение средне-верхнеюрских и нижнемеловых образований, как и в пределах Арвино-Болнисской зоны. Здесь присутствуют верхнемеловые отложения большой мощности.

Часть реликта Палеотетиса, расположенная к югу от центральной части Куринской впадины, также, вероятно, подвергалась субдукции в конце байоса — начале бата. Батская складчатость связана, по всей вероятности, с раскрытием залива Мезотетиса к югу от рассматриваемого региона в байосе [Книппер, 1975], что обусловило указанную субдукцию и движение Сомхито-Агдамской островной дуги к северо-северо-востоку. При этом, как мне представляется, еще в байосе образовалась зона Беньофа, падающая под Куринскую впадину, и островная дуга на океанической коре, что сопровождалось превращением в островную дугу и части континентальной окраины (Вандамская зона) (см. рис. 4).

В таком случае рассматриваемый регион в средней юре представляет собой активную континентальную окраину антильского типа, когда часть островной дуги формируется на континентальной коре (например, Восточная Куба, береговой хребет Венесуэлы), а другая часть — на коре океанической [Хаин, 1971].

В связи с субдукцией реликта позднепалеозойского Тетиса к югу от центральной части Куринской впадины, о которой говорилось выше, по-видимому в конце байоса — начале бата, произошли столкновение и слияние Сомхито-Агдамской и Центрально-Куринской островных дуг. Столкновение в данном случае относится к типу дуга-дуга — фронт Сомхито-Агдамской островной дуги сталкивается с тылом Центрально-Куринской островной дуги (фронт к тылу) (рис. 5).

ЛИТЕРАТУРА

- Агамирзоев Р.А., Гюль Э.К. О глубинном строении Азербайджана по макросейсмическим данным. — В кн.: Материалы заседания комиссии по изучению сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики МССС АН СССР (сессия секции сейсмологии). М., 1971.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Ахмедов А.М. и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Кавказа. — Изв. АН АЗССР. Науки о Земле, 1968, № 5.
- Афанасьев Г.Д., Абдулаев Р.Н., Кондаков Л.А. Мезокайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. М.: Наука, 1977.
- Балавадзе В.К., Геалтадзе Г.К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. Проблема 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Белов А.А., Гатинский Ю.П., Мишина А.В. Тектоническая корреляция Альпийско-Гималайского и Бирманно-Индонезийского сегмента Палеотетиса. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
- Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Изд-во гос. изд-во, 1965.
- Диккинсон У. Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН СССР; Вып. 267).
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Кн. 1. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка.
- Цейслер В.М. Связь молассовых формаций и орогенных структур. — *Геотектоника*, 1973, № 1.
- Цимельзон И.О. К проблеме геологической интерпретации Талыш-Вандамского гравитационного максимума. — *Геология нефти и газа*, 1959, № 3.
- Шекинский Э.М., Раджабов М.М., Тумикян Г.Г. и др. Изучение строения земной коры в Азербайджане методом глубинного сейсмического зондирования. — *Изв. АН АзССР. Науки о Земле*, 1967, № 5.
- Штеклин Й. Древняя континентальная окраина в Иране. — В кн.: *Геология континентальных окраин*. М.: Мир, 1979, т. 3.
- Штрейс Н.А. Значение исследований Н.П. Хераскова в развитии учения о геосинклинальных формациях. — В кн.: *Херасков Н.П. Тектоника и формации*. М.: Наука, 1967.

УДК 551.24

Н.И. ПАВЛЕНКОВА

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Структура земной коры юга европейской части СССР изучена геофизическими методами по сравнению с другими регионами Союза довольно полно. Помимо детальных гравиметрических и магнитных исследований, здесь выполнен большой объем сейсмических работ, относительно хорошо, хотя и неравномерно изучен тепловой поток, имеются электромагнитные исследования.

В результате установлены существенная изменчивость мощности земной коры и значительная ее внутренняя неоднородность. Консолидированная кора внутренних морей оказалась тонкой и высокоскоростной, щитов и горных сооружений — утолщенной и относительно низкоскоростной. Пестротой и контрастностью отличаются и все другие поля.

Однако определение более тонких закономерностей в изменчивости структуры коры при переходе от одного региона к другому, и особенно определение неоднородности мантии такой большой территории, оказалось в методическом плане трудной задачей. Это связано с разнородностью, а иногда и противоречивостью полученного в разные годы и на разном уровне геофизического материала.

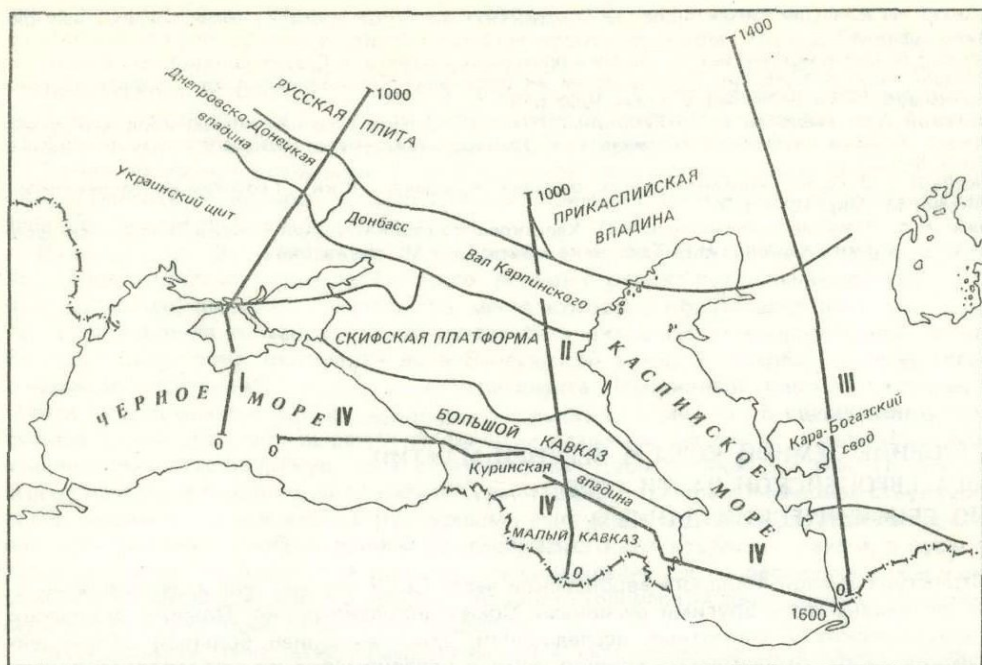
Сейсмические работы выполнялись еще в 50–60-е годы [Давыдова и др., 1966; Косминская и др., 1958; Краснопецева и др., 1967; Непрочнов и др., 1964]. Методика полевых исследований и интерпретации постоянно совершенствовались, произошли существенные изменения в представлениях о типах регистрируемых сейсмических волн и модели коры. Сопоставляя сейсмические разрезы разных лет, трудно было сказать, в какой мере кора отдельных регионов действительно различается по своим свойствам и не связаны ли эти различия с методикой работ и представлениями авторов о структуре коры.

Трудно было обобщить и результаты интерпретации других геофизических методов, которые не комплексировались, а лишь сравнивались между собой. В то же время каждый метод не может дать однозначных решений для таких сложных сред, как литосфера Земли, необходимо совместное решение задачи сразу по всем геофизическим полям.

Все это привело к необходимости пересмотра геофизических данных этой территории на основе единых методических позиций и выработки способов комплексирования геофизических методов для изучения общих закономерностей для больших площадей и деталей отдельных структур. Ниже приведены основные результаты такого обобщения для Кавказа и окружающих его структур, основанного на пересмотре материалов ГСЗ совместно с данными гравиметрии и теплового потока.

Работа выполнена коллективом геофизиков. Сейсмический материал пересматривался Е.П. Барановой и др. [1980], Г.В. Краснопецевой, И.А. Резановым [1979], Т.В. Смелянской [1972], Н.И. Павленковой [1974], М.М. Раджабовым [1974], Ю.Г. Юровым [1980] и др. Комплексирование геофизических методов по региональным профилям (рис. 1) осуществлено В.Б. Бурьяновым, В.В. Гордиенко, Н.И. Павленковой [1979; Павленкова и др., 1974].

На рис. 2 (см. вкл.) в качестве примера приведен сейсмический разрез по профилю II Волгоград–Нахичевань [Баранова и др., 1980]. По сравнению с традиционными разрезами он дополнен важной для последующих гравиметрических геодинамических построений информацией — на нем показаны не только сейсмические границы (пре-



Р и с. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, для которых проведена комплексная интерпретация геофизических данных

I — Черное море—Воронежский щит; II — Волгоград—Нахичевань; III — Атрек—Сагиз; IV — Сухуми—Массалы

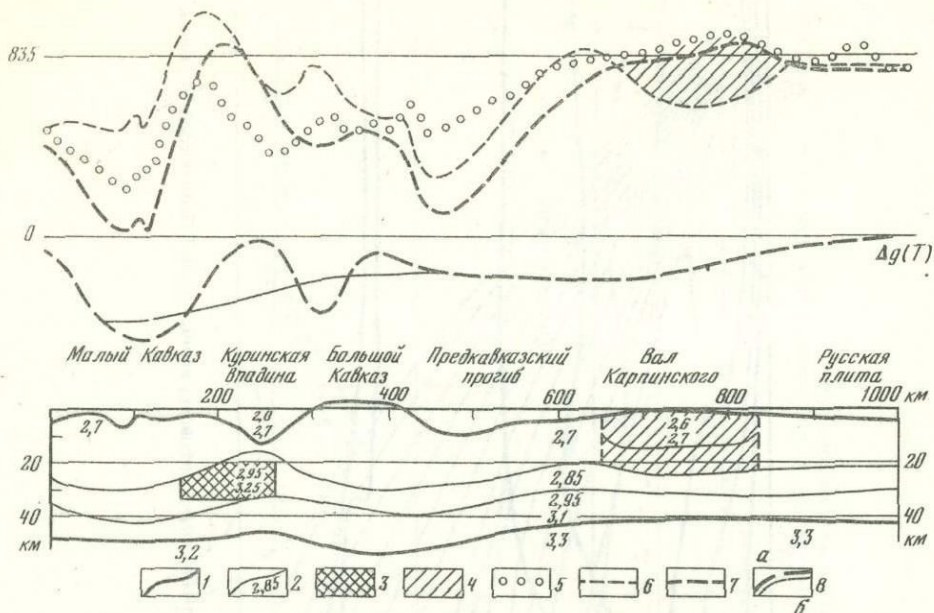
ломляющие и отражающие), но и изолинии пластовых скоростей, характеризующие распределения скоростных параметров среды с глубиной и по горизонтали. Этот разрез согласован со всем наблюдаемым полем путем решения прямой сейсмической задачи, т.е. расчета сейсмических лучей, времен пробега и амплитуд волн для каждого блока в двумерном варианте. Для таких расчетов использовались программы решения этой задачи как в кинематическом, так и в динамическом варианте [Павленкова, Пшенич, 1981]. Для определения скоростного разреза использовались все классы волн, преломленные и отраженные от границ в коре, проходящие и каналовые. Остальные сейсмические разрезы по профилям (см. рис. 1) приведены в работах Е.П. Барановой и др. [1980], Н.И. Павленковой [1974], Т.В. Смелянской [1972].

На основе этого пересмотра главные свойства земной коры, общие для всех структур региона, можно сформулировать следующим образом.

Повсеместно в коре выделяются только две резкие сейсмические границы — поверхность фундамента и граница М. Они устойчиво прослеживаются по преломленным и отраженным волнам и охарактеризованы скоростями 5,8–6,2 и 7,8–8,2 км/с соответственно. Скачок скорости на этих границах может достигать до 1 км/с, в среднем эта величина 0,2–0,5 км/с.

Внутри консолидированной коры выделяется большое число промежуточных границ, но ни одна из них не является региональной, т.е. прослеженной повсеместно в данном регионе. Это подтверждает факт, доказанный уже для других районов, что глобальное деление коры на отдельные слои на основе протяженных сейсмических границ (например, так называемой границы Конрада) невозможно. Промежуточные границы в коре чаще всего непротяженны и изменчивы по горизонтали.

Внутри консолидированной коры наблюдается общее увеличение скорости с глубиной, что позволяет в качестве основной модели рассматривать градиентную. Но изменение скорости происходит неравномерно. Значительный вертикальный градиент наблюдается в верхней части коры до глубин 10–15 км, малый (часто нулевой) — в средней ее части и снова большой — в нижней коре, вблизи границы М. По величинам градиентов и ряду других геофизических характеристик в консолидированной коре можно выделить три структурных этажа: верхний, промежуточный и нижний [Павленкова и др., 1974; Pavlenkova, 1979]. Два верхних этажа мало разнятся по величинам сейсмических скоростей, они изменяются от 5,8–6,4 для верхнего до 5,8–6,6 км/с для промежуточного. Но для промежуточного слоя характерны интервалы с пониженной скоростью, повышенная горизонтальная расслоенность, стирание границ вертикальных неоднородностей, типичных для верхнего слоя. Это может свидетельствовать



Р и с. 3. Плотностная модель по профилю II Волгоград—Нахичевань [Бурьянов и др., 1979]

1 — границы скачка плотностей; 2 — изолинии плотности, значения (в г/см³) показывают диапазон линейного нарастания скорости между границами и изолиниями; 3 — включения повышенной плотности в коре, выявленные сейсмическим методом; 4 — области нарушения основного закона скорости и плотности с избыточной плотностью в 0,1 г/см³ относительно показанных на разрезе и соответствующий им эффект в кривых Δg; 5—7 — кривые силы тяжести: 5 — наблюдаемая, 6 — расчетная относительно однородной мантии с плотностью 3,3 г/см³, 7 — с поправкой за температуру; 8 — эффект теплового разуплотнения мантии: а — расчетный [Бурьянов и др., 1979], б — усредненный

о несколько большей пластичности вещества средней части коры и о возможности горизонтальных перемещений внутри него. Нижний существенно отличается от верхних величинами сейсмических скоростей — 6,8—7,5 км/с. На профилях II и III он часто отделяется от верхнего этажа четким сейсмическим горизонтом, на других — лишь сменой вертикального градиента скорости.

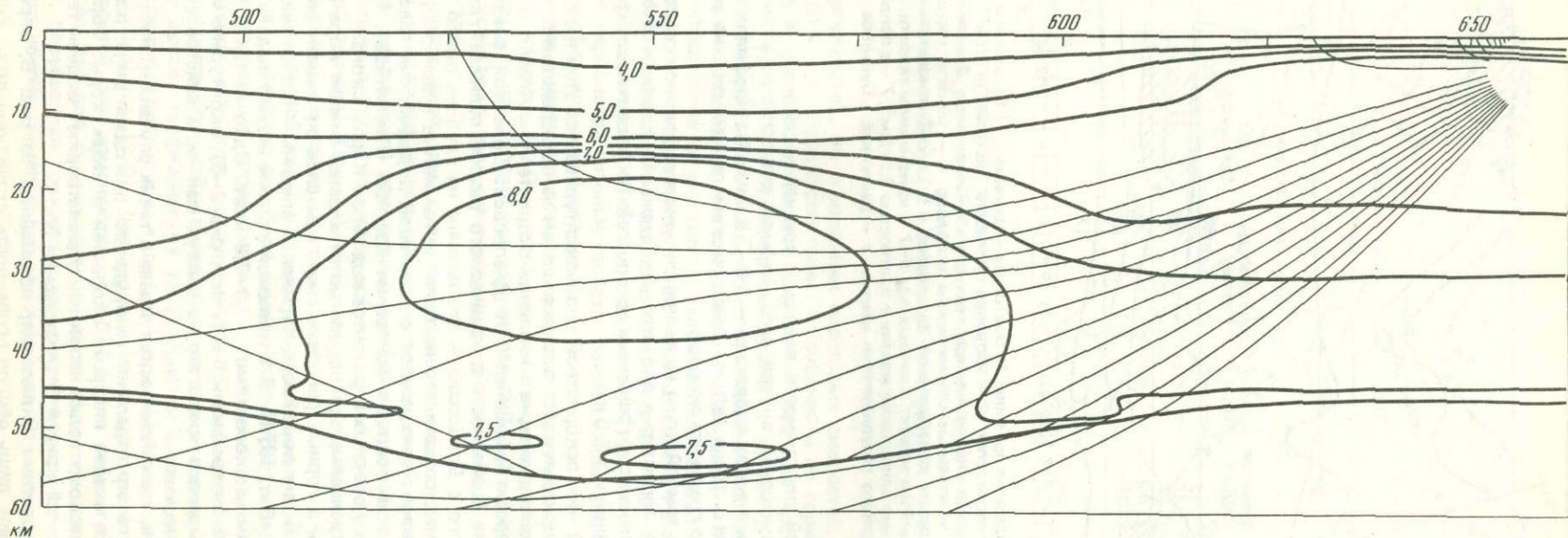
Выявленные этажи земной коры не являются однородными по горизонтали. Особенно четкая блоковость характерна для верхнего этажа. На профиле II (см. рис. 2) она проявляется в изменчивости граничных скоростей по поверхности фундамента и в сложной форме изолинии $v = 6,0$ км/с.

Наиболее крупный низкоскоростной блок оконтуривается этой изолинией в районе вала Карпинского. Поскольку этот вал расположен на непосредственном продолжении Донбасса, можно предположить, что изолинии скоростей очерчивают в данном случае древний авлакоген, протягивавшийся от Днепровско-Донецкой впадины далеко на юго-восток. Еще одна особенность сейсмического разреза сближает глубинную структуру вала Карпинского с Донбассом — это наличие на глубине около 20 км четкого отражающего горизонта, создающего наиболее интенсивные в данном регионе волны. В Донбассе этот горизонт связывается с подошвой дорифейской толщи, а именно с пластами базальтов, залегающих в основании прогиба [Павленкова, 1974]; такая же природа может быть и у опорных горизонтов под валом Карпинского.

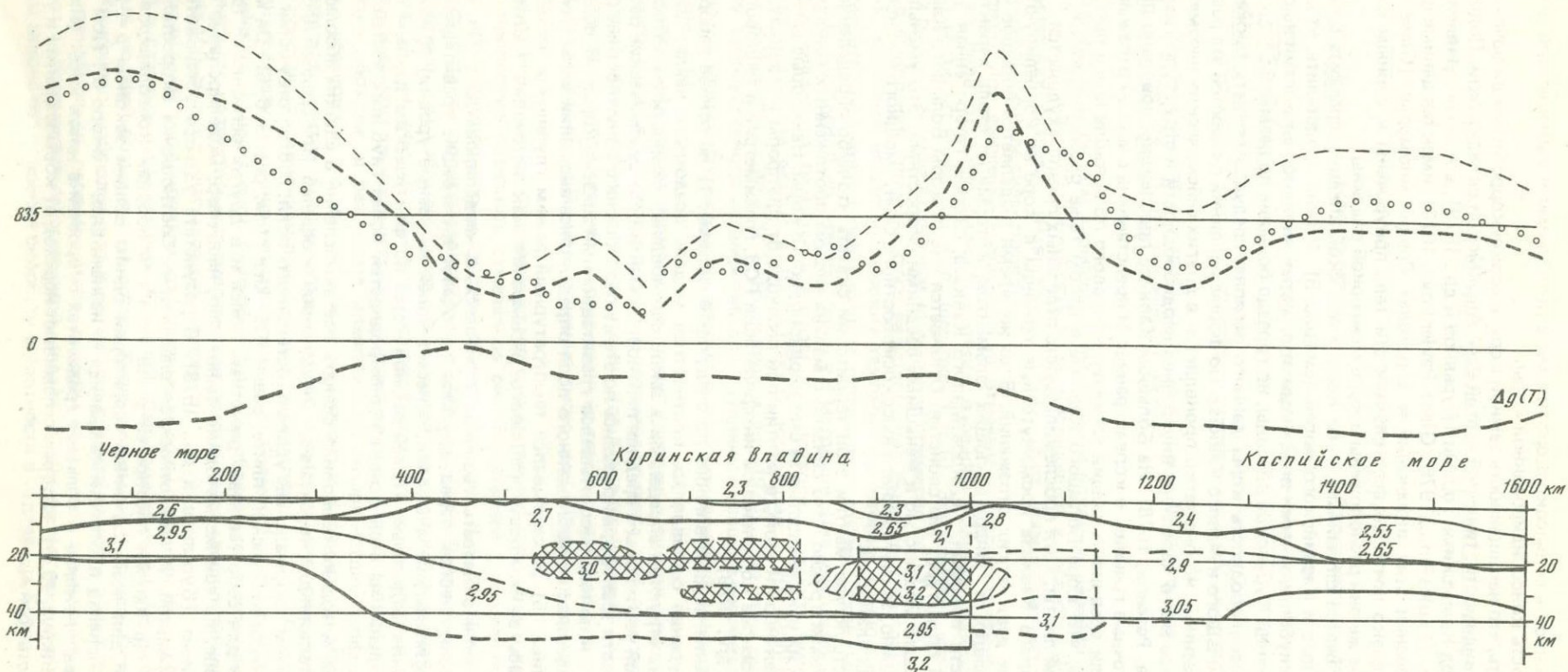
Значительной внутренней неоднородностью отличается земная кора Кавказа. Здесь в средней части коры в горных регионах выявлены слои с пониженными скоростями [Баранова и др., 1980], а в коре Рионо-Куринской впадины — блоки высокоскоростного фундамента [Раджабов, 1974]. В Куринской впадине можно выделить тела с высокими, почти мантийными скоростями — 7,0—7,8 км/с. Одно из таких тел, находящееся в области пересечения профилей II и IV (см. рис. 2—5), оконтурено наиболее надежно. Для него удалось доказать, что это не выступ мантии, а действительно отдельное высокоскоростное включение.

Нужно подчеркнуть, что сейсмическая задача в таких случаях не имеет однозначного решения. Доказать, что это отдельное тело, удалось благодаря регистрации каналовых волн, образовавшихся в зоне инверсии скоростей в низах коры. Форма тела может быть разной. Сейсмическому полю, например, удовлетворяют модели тела, показанные на рис. 2, 3 для профиля II и рис. 4, 5 для профиля IV.

Другие высокоскоростные включения, показанные на рис. 5, определены менее надежно. Они отражают лишь общую особенность структуры коры Рионо-Куринской



Р и с. 4. Сейсмическая модель тела повышенной скорости по профилю IV Сухуми—Массалы и рассчитанные для него лучи рефрагированных волн [Павленкова, Пшенчик, 1981]



Р и с. 5. Плотностная модель по профилю IV Сухуми—Масаллы [Бурьянов и др., 1979] в интерпретации Е.П. Барановой, Г.В. Краснопевцевой, Н.И. Павленковой, М.М. Раджабова [1980] и по материалам Ю.П. Непрочного и др. [1964] для Черного моря и И.П. Косминской и др. [1958] для Каспийского моря
 Условные обозначения см. на рис. 3

впадины — насыщенность ее высокоскоростными включениями и вытекающую отсюда общую уплотненность консолидированной коры.

Следует отметить, что насыщенность земной коры высокоскоростными включениями является, по всей видимости, типичной чертой всей Альпийской складчатости. Подобное тело существует под Крымскими горами [Бурьянов и др., 1979], в Альпах выявлено известное тело Иврея [Explosion..., 1976; Giese, Pavlenkova, 1976], имеются данные о возможном существовании этих включений и в районах Средиземноморья [Giese, Pavlenkova, 1976]. Однако почти во всех случаях эти тела приурочены к горным сооружениям, на Кавказе же они расположены в коре межгорной впадины.

Последнее не кажется случайным, если кору Куринской впадины сравнить с корой прилегающих Черного и Каспийского морей (см. рис. 5). Можно предположить, что выступы мантии под глубоководными впадинами этих морей являются аналогами высокоскоростных включений Куринской впадины, но гораздо большие по размерам.

Характеризуя неоднородность коры данного региона, следует отметить также разницу в строении Большого и Малого Кавказа. По форме изолиний скоростей эта разница кажется несущественной, но она четко проявляется в других сейсмических параметрах. Это касается прежде всего характера внутренней неоднородности и структуры границы М [Краснопевцева, Резанов, 1978]. На Большом Кавказе прослежены довольно протяженные промежуточные границы в коре и граница М представлена с четкой отражающей поверхностью. Если сравнивать общий характер волнового поля вдоль всего профиля, то можно сказать, что кора Большого Кавказа в целом тоже расслоена, как и кора соседней Скифской плиты, хотя прослеживаемость отдельных границ ухудшается.

В пределах Малого Кавказа промежуточные границы в коре не коррелируются и даже граница М не дает четких отражений. В то же время выделяется большое число коротких отражающих и дифрагирующих элементов, которые не столь характерны для остальной части профиля, т.е. кора Малого Кавказа, скорее, гетерогенная ("зернистая") по своей структуре, чем слоистая. Отличается она от коры Большого Кавказа и несколько меньшей мощностью и меньшими средними скоростями. Это уменьшение происходит, возможно, за счет нижнего высокоскоростного слоя, мощного в основном в пределах древних платформ.

О внутренней структуре мантии этой территории сказать что-либо определенное по сейсмическим данным трудно. Это связано с малым числом протяженных годографов мантийных волн и их искаженностью за счет неоднородности коры. Некоторые данные о региональной изменчивости свойств мантии при переходе от платформ к Кавказу удалось получить на основе комплексной интерпретации ГСЗ, гравиметрии и теплового потока [Бурьянов и др., 1979].

Комплексирование осуществлялось по следующей системе: 1) на основе лабораторных данных и бурения составлялась плотностная модель осадочного чехла; 2) для серий контрастных структур определялись закон соотношения скорости и плотности в консолидированной части коры и средняя плотность в мантии; 3) сейсмические разрезы в изолиниях скорости трансформировались по этому соотношению в плотностные разрезы (см. рис. 2, 3), и по ним рассчитывался гравитационный эффект коры; 4) после исключения этого эффекта из наблюдаемого поля определялись аномалии силы тяжести, связанные с мантией; 5) рассчитывался температурный режим глубинных частей разреза и оценивалась возможность теплового расширения как источника мантийных аномалий.

Этот процесс можно назвать геолого-геофизическим моделированием. Он имеет существенные преимущества перед другими методами интеграции гравитационного поля (расчет изостатических аномалий, пересчет полей на разные уровни) в возможности учета влияния отдельных этажей земной коры по фактическим данным об их структуре и выявления на этой основе неоднородностей более глубоких частей литосферы.

Использованная методика позволила сделать все вычисления в едином абсолютном уровне и составить поля для неувязанных между собой профилей. При средней плотности в мантии $3,3 \text{ г/см}^3$ нормальный уровень остаточного поля, соответствующий нулевым аномалиям Буге на Русской плите, равен 835 мгл (см. рис. 3, 5, 6). Он может быть использован для сопоставления расчетных полей и в других регионах. В том же абсолютном уровне, по той же методике выполнено, например, моделирование и для Карпатского региона [Бурьянов и др., 1978]. В результате удалось установить ряд общих закономерностей. К ним относятся следующие. Соотношение скоростей продольных волн v (в км/с) и плотностей ρ (в г/см^3) в породах консолидированной коры выражается для всей изученной территории одним общим законом $\rho = 2,7 + 0,25(v - 0,6)$. Перепад плотности на границе М незначителен — около $0,1 \text{ г/см}^3$. Это подтверждает предположение о больших градиентах скоростей в низах коры [Павленкова, 1974; Pavlenkova, 1979], которые сглаживают переход от коры к мантии и уменьшают контрастность границы М.

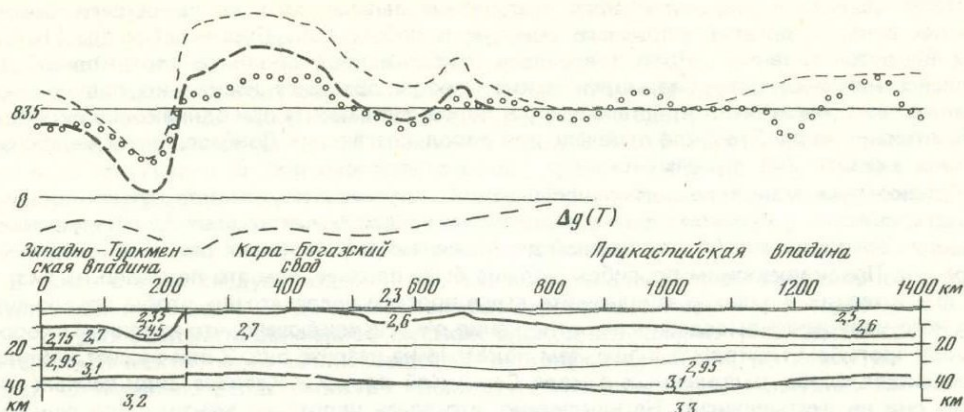


Рис. 6. Плотностная модель по профилю III Атрек—Сагиз [6] [Бурьянов и др., 1979] в интерпретации Е.П. Барановой, Н.И. Павленковой, Ю.Г. Юрова
Условные обозначения см. на рис. 3

Главным источником аномалий силы тяжести является верхний этаж коры толщиной в 10–15 км. Его блоковость четче проявляется в гравитационном поле, чем на сейсмических разрезах [Павленкова, 1974]. Этот этаж объясняет почти полностью все аномальное поле силы тяжести.

Однако при движении с севера на юг отмечено постепенное отклонение уровня расчетного поля от наблюдаемого, которое в районе Кавказа, Черного и Каспийского морей достигает более 100 мГл. (см. рис. 3, 5, 6). Это означает, что плотность мантии в этих районах должна быть ниже нормальной примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$.

Для выявления природы этого разуплотнения была сделана попытка оценить влияние на мантийное вещество высоких температур, которые можно ожидать на юге данной территории в связи с повышенным тепловым потоком. Такая оценка была выполнена В.В. Гордиенко по разработанной им методике. Она учитывает историю развития геосинклиналей, их размеры и возраст, что позволило оценить температуры мантийного вещества для альпид в $1000\text{--}1200^\circ\text{C}$, киммерид — $700\text{--}800^\circ\text{C}$, герценид — до 400°C , каледонид — до 200°C [Бурьянов и др., 1979]. По этим оценкам и коэффициенту температурного расширения для глубинных условий рассчитывались изменение плотности мантийного вещества мантии и соответствующий гравитационный эффект (см. рис. 3, 6).

В акваториях морей применялись ориентировочные оценки температур. Об их аномальности свидетельствуют и величины теплового потока, если их исправить за мощный осадочный чехол, и данные геоэлектрики. Для Южно-Каспийской впадины установлено существование слоев частичного плавления на глубине от 40 до 120 км [Аширов и др., 1976], по аналогии глубинного строения такие слои можно предполагать и под Черным морем.

Вычисленный таким образом эффект разуплотнения мантийного вещества позволил почти полностью объяснить отмеченное систематическое расхождение в уровнях расчетных и наблюдаемых кривых силы тяжести (см. рис. 3, 5, 6). Правда, расчетные кривые эффекта теплового разуплотнения для профиля Волгоград—Нахичевань более контрастные, чем наблюдавшиеся расхождения уровней наблюдаемой и теоретической кривых Δg (см. рис. 3). Вряд ли эта контрастность сохраняется в недрах мантии, и поэтому в данном случае был исключен осредненный эффект теплового расширения.

Таким образом, в результате комплексной интерпретации геофизических данных удалось установить, что мантия Кавказа, Черного и Каспийского морей разуплотнена относительно мантии Русской плиты, и это разуплотнение, очевидно, связано не со сменой состава, а с влиянием повышенных температур.

Величина разуплотнения незначительна — не более $0,1 \text{ г/см}^3$ для наиболее молодой (альпийской) складчатости. Глубина и размеры области разуплотненной мантии также определяются возрастом и размерами соответствующей геосинклинали. Максимальная глубина 100 км предполагается для альпид.

Выполненное моделирование и основные выводы касаются лишь общих закономерностей и главных региональных аномалий. Дальнейшее уточнение скоростных и плотностных моделей возможно на основе более детальных расчетов. Оставшиеся расхождения в кривых наблюдаемого и расчетного гравитационного полей, которыми можно было пренебречь на первом этапе, должны найти свое объяснение. Они могут быть связаны с неточностью сейсмической модели, с недоучетом масс вне профиля, с нарушением закона соотношения скорости и плотности в отдельных блоках.

Некоторые примеры локального нарушения выведенного выше общего закона соотношения скорости и плотности описаны в работе В.Б. Бурьянова и др. [1979]. Они касаются главным образом верхнего наиболее неоднородного слоя коры. Установлено, например, что метаморфические породы обладают несколько повышенной плотностью относительно кристаллических пород фундамента при одинаковой скорости сейсмических волн. Это было отмечено для пород, слагающих Донбасс, такой же эффект можно ожидать для фундамента вала Карпинского (см. рис. 3).

Однако при малой геолого-геофизической изученности регионов трудно обычно сказать, связаны ли расхождения в расчетных и наблюдаемых кривых Δg с нарушением общего соотношения ρ/v или с малой детальностью сейсмических разрезов. Например, кора под Предкавказским прогибом должна быть плотнее, чем это показано на рис. 3. Но фактических данных о фундаменте этого прогиба недостаточно, чтобы предложить для него нарушение выведенного соотношения ρ/v . Не исключено, что изолинии скорости под прогибом несколько выше, чем показано на разрезе рис. 2 или за счет влияния инверсионных зон, выявленных в коре Скифской плиты и Кавказа (при данных расчетах они не учитывались). Не исключено, что здесь уплотнена мантия. Для решения этих вопросов в каждом конкретном случае необходимо более детальное геолого-геофизическое моделирование.

Подводя итоги совместной обработки данных разных геофизических методов, следует рассмотреть, как они согласуются с результатами предыдущих исследований.

Сейсмические данные о мощности коры и осредненных ее параметрах не изменились по сравнению с первыми работами [Давыдова и др., 1966; Косминская и др., 1958; Краснопевцева, Резанов, 1979; Непрочнов и др., 1964], но существенно повысилась детальность освещения внутренней неоднородности коры. Это произошло в основном благодаря развитию машинных методов обработки сейсмических данных, более полному использованию волн разного типа.

Подтвердились данными работами и основные выводы о разуплотненной мантии Кавказа, которые были сделаны ранее на основе пересчета гравитационного поля на более высокие уровни [Балавадзе, 1975]. О разуплотненности мантии Кавказа относительно Русской плиты свидетельствовали и сейсмологические данные. Оценки невязок к стандартному годографу показали, что в среднем для всех кавказских станций они близки к нулю [Винник и др., 1978]. Для платформенных же областей Восточной Европы они составляют более 1 с [Коган, 1976].

Изостатические аномалии [Артемьев, 1973] отражают сложную неоднородность литосферы этого региона. Локальные аномалии соответствуют разнородным блокам верхней части коры, и их легко удастся объяснить с учетом приповерхностной геологии. Положительная региональная аномалия, выявленная М.Е. Артемьевым для Кавказа, необычна. Она вытянута с севера на юг вкост складчатости и охватывает только Кавказ. Возможно, она отражает некую среднюю разницу в плотностях литосферы Кавказа относительно соседних внутренних морей.

Говоря об изостатических аномалиях, следует подчеркнуть, что они чаще всего отражают внутреннюю неоднородность литосферы, а не нарушение изостазии. Анализ сейсмических разрезов по различным типам континентальных структур показал, что для всех них характерна четкая уравнированность. Она осуществляется чаще всего за счет прогиба границы М под поднятиями и ее подъема под впадинами. Недостаток масс глубоких осадочных бассейнов часто компенсируется также подъемом нижнего высокоскоростного слоя коры и выпадением из разреза сейсмического слоя (см. модели впадин Черного и Каспийского морей). Наблюдается и более сложное перераспределение масс. Например, мощная толща осадков Куринской впадины скомпенсирована внедрением в кору высокоскоростных тел.

При расчетах изостатических аномалий учитывается один какой-либо механизм восстановления равновесия: чаще всего образование корней под горами и "антикорней" под пониженными участками Земли. В действительности изостазия осуществляется часто за счет внутреннего перераспределения вещества в коре и выдерживается очень строго, если посчитать не изостатические аномалии, а фактический вес отдельных блоков коры на некоторую поверхность ниже границы М.

Примером отсутствия изостазии долгое время считался профиль Атрек—Сагиз (см. рис. 6). Здесь под Западно-Туркменской впадиной не удалось обнаружить ни комплексирующего впадину подъема границы М, ни выпадения из разреза "гранитного" слоя. Тщательный пересмотр сейсмического материала, проведенный с разных точек зрения многими авторами, позволил только показать, что под депрессией нет прогиба по границе М, выделяемого ранее С.С. Чамо [Смелянская, 1972]. На всех согласованных с наблюдаемыми годографами разрезах поверхность мантии залегает почти горизонтально в южной половине профиля и поднимается лишь в сторону Прикаспийской впадины.

Однако расчеты гравитационного эффекта коры по этим разрезам и сравнение его с наблюдаемым полем силы тяжести показывают, что кора под Западно-Туркменской

депрессией должна быть уплотнена относительно Кара-Богазского свода (см. рис. 6). Возможно, здесь пропущено высокоскоростное включение типа включений в коре Куринской впадины или не выделен слой пониженной скорости в коре свода. О возможном внедрении в кору депрессии высокоскоростных пород свидетельствуют данные ГСЗ в юго-восточной части Каспийского моря, где по одному из профилей выявлены anomalно большие скорости [Косминская и др., 1958]. В любом случае гравитационное поле показывает сохранение изостазии и для этого профиля. Выявленные закономерности распределения плотностей в земной коре и соблюдения ее уравновешенности позволяют восстанавливать историю развития коры в процессе тектонического развития региона и тем самым контролировать предлагаемые геодинамические модели.

В связи с этим следует подчеркнуть, что восстановление изостазии в процессе развития геосинклиналей, когда накапливаются огромные толщи низкоскоростных осадков, трудно объяснить движением жестких блоков литосферы. Необходимо предположить пластическое перемещение вещества не только в мантии, но и внутри земной коры. Отмеченные выше свойства промежуточного слоя коры (глубины 15–25 км) позволяют предполагать, что такие перемещения возможны внутри этого слоя [Pavlenkova, 1979], а движение жестких блоков с соответствующими надвигами и поддвиганиями можно ожидать лишь в верхних 10–15 км. В таком случае не исключены повороты и вращения блоков. Такую возможность следует принимать во внимание и при палеомагнитных реконструкциях.

Таким образом, совместная обработка геофизических полей юга европейской части СССР позволила выявить ряд общих закономерностей в структуре земной коры и верхней мантии.

1. Для консолидированной коры установлена единая для всей территории линейная зависимость между скоростью сейсмических волн и плотностью (коэффициент 0,25).

2. Выявлена региональная отрицательная аномалия силы тяжести в районе Кавказа, Черного и Каспийского морей, которая объясняется тепловым разуплотнением мантии. Состав мантии можно предполагать в среднем одинаковым для всей территории.

3. Установлена общая уравновешенность земной коры на уровне глубин границы М. Компенсация приповерхностной неоднородности осуществляется как за счет рельефа поверхности мантии, так и за счет внутренней неоднородности коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов М.Е., Балавадзе Б.К. Изостазия Кавказа. — Геотектоника, 1973, № 6.
- Аширов Т.Е., Дубровский В.Г., Смирнов Я.Б. Геотермические и геоэлектрические исследования в Южно-Каспийской впадине и природа слоя повышенной проводимости. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2.
- Балавадзе Б.К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.
- Баранова Е.П., Краснопецева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Альпийская геосинклиналь Кавказа. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат. — Геофиз. сб., 1978, вып. 83.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Н.И. Комплексная геофизическая модель юга европейской части СССР. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
- Винник Л.П., Годзиковская А.А., Патара Е.И. и др. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Физика Земли, 1978, № 7.
- Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1976.
- Давыдова Н.И., Краснопецева Г.В., Манилов С.А. и др. Результаты глубинных сейсмических зондирований земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., 1966.
- Коган С.Д. Экспериментальный годограф волны Р и горизонтальная неоднородность мантии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6.
- Косминская И.П., Газельганц А.А. и др. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 3.
- Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград—Нахичевань. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
- Краснопецева Г.В., Резанов И.А. Особенности волновой картины, связанной с границей Мохорвичича на Кавказе. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1979, № 10.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Зверев С.М. и др. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.
- Павленкова Н.И. Волновые поля и модели земной коры. Киев: Наук. думка, 1974.
- Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. — Геофиз. сб., 1974, вып. 6.
- Павленкова Н.И., Пшенчик И. Опыт применения математического моделирования при решении обратной сейсмической задачи. — Физика Земли, 1981, № 4.
- Раджабов М.М. Определение сейсмической модели земной коры на примере Нижнекуринской впадины. — В кн.: Материалы семинара по изучению связи сейсмичности с глубинным строением земной коры Азербайджана. Баку, 1974.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980.

- Смелянская Т.В. Об интерпретации последующих вступлений волновых полей, регистрирующихся при ГСЗ. — Геофиз. сб., 1972, № 50.
- Юров Ю.Г. Региональный профиль через Русскую плиту. — В кн.: Сейсмические модели литосферы территории СССР. М.: Наука, 1980.
- Explosion seismology in Central Europe — data and Results/ Ed. P. Giese et al. Springer, 1976.
- Giese P., Pavlenkova N.I. Same particularities of crustal structure in young orogenic. — Geol. Rdsch., 1976, Bd. 65.
- Pavlenkova N.I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. — Tectonophysics, 1979, vol. 59.

УДК 551.24

В.И. ШЕВЧЕНКО, И.А. РЕЗАНОВ

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ КРЫМА—КАВКАЗА—КОПЕТДАГА

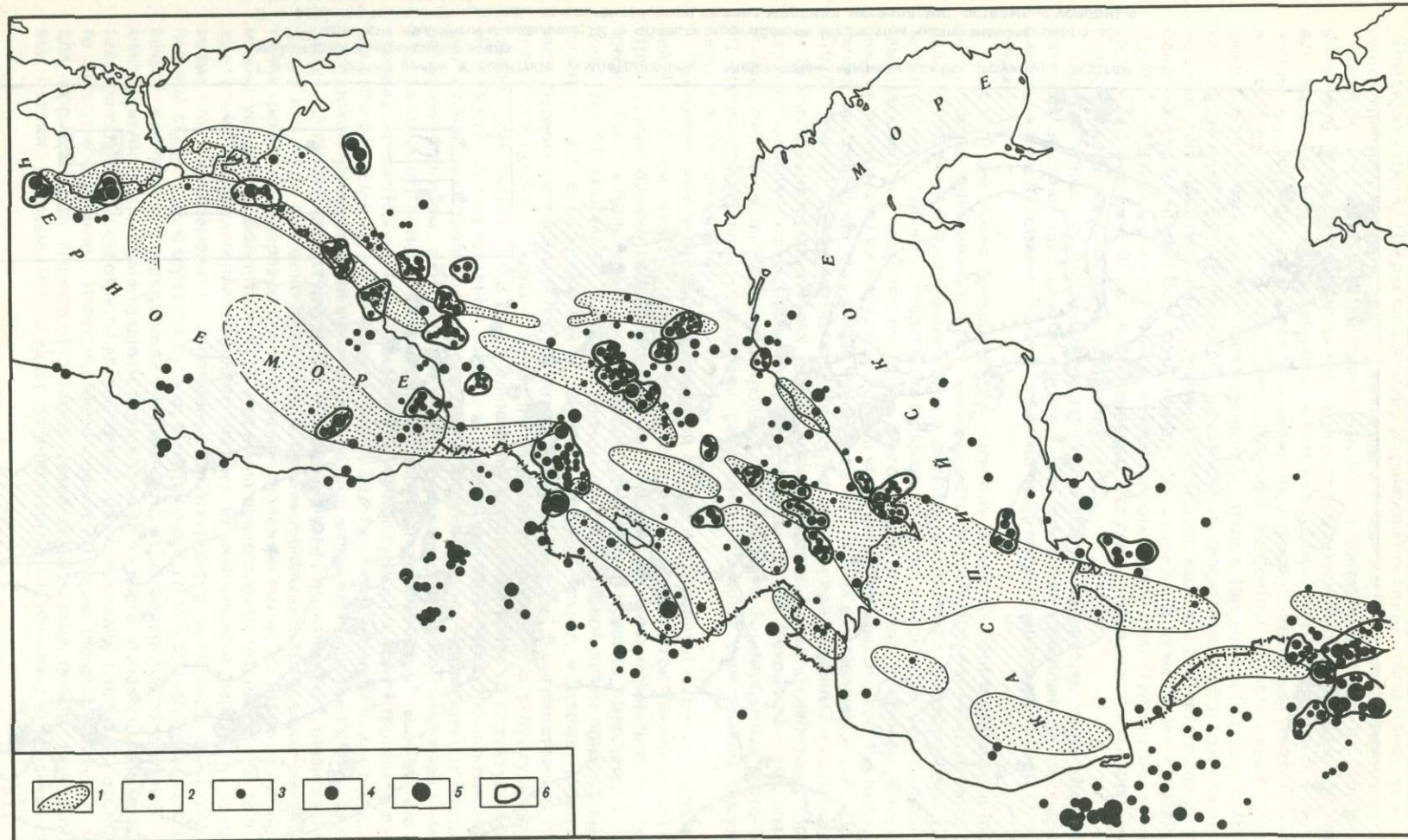
В геологической истории Крыма—Кавказа—Копетдага выделяются геосинклинальная и орогенная стадии. Первая, по нашему мнению, охватывает интервал от среднего девона до середины сармата, вторая включает конец сармата—четвертичное время [Резанов, Шевченко, 1978]. В течение геосинклинальной стадии на рассматриваемой территории существовала система глубоких протяженных трогов, выполнявшихся мощнейшими толщами отложений. На севере это Донецко-Мангышлакский авлакоген, выполненный отложениями девона—перми и частично триаса мощностью до 12—16 тыс. м и больше. В пределах собственно Средиземноморского пояса наиболее известен трог Южного склона Большого Кавказа, где осадконакопление продолжалось, иногда прерываясь на короткое время, в течение девона—мела и частично в кайнозое. В результате накопилось до 20—40 тыс. м осадков. Отдельные части этого трога превратились в поднятия раньше — Сванетский антиклинорий, Адайхохское поднятие. Наиболее широкая и глубокая часть Крымско-Северо-Кавказского трога, выделяемая ныне как Индоло-Кубанский прогиб, служила областью интенсивного осадконакопления как в палеозое, так и в мезозое и кайнозое [Шевченко, Резанов, 1980]. Отдельные части Крымско-Северо-Кавказского трога (Горный Крым, Передовой хребет на Кавказе) превратились в поднятия раньше. Известно, что наиболее прогнутые части мезозойско-кайнозойского Предкопетдатского прогиба наследует область прогибания палеозойского возраста. В юрское или меловое время возник Предмалокавказский трог.

Перечисленные трог разделялись межтроговыми (или внутроговыми) глыбами земной коры, к числу которых можно отнести поднятия Лабино-Малкинское и Главного хребта¹ Центрального Кавказа, Восточный Кавказ, Грузинскую и Азербайджанскую глыбы, Малый Кавказ, большую часть Копетдага. Межтроговым глыбам отвечали, как правило, устойчивые поднятия — относительные или абсолютные. Строение более глубоких частей земной коры — толщина "гранитного" слоя, положение границы М — подчинено и в настоящее время тектоническому плану геосинклинальной стадии.

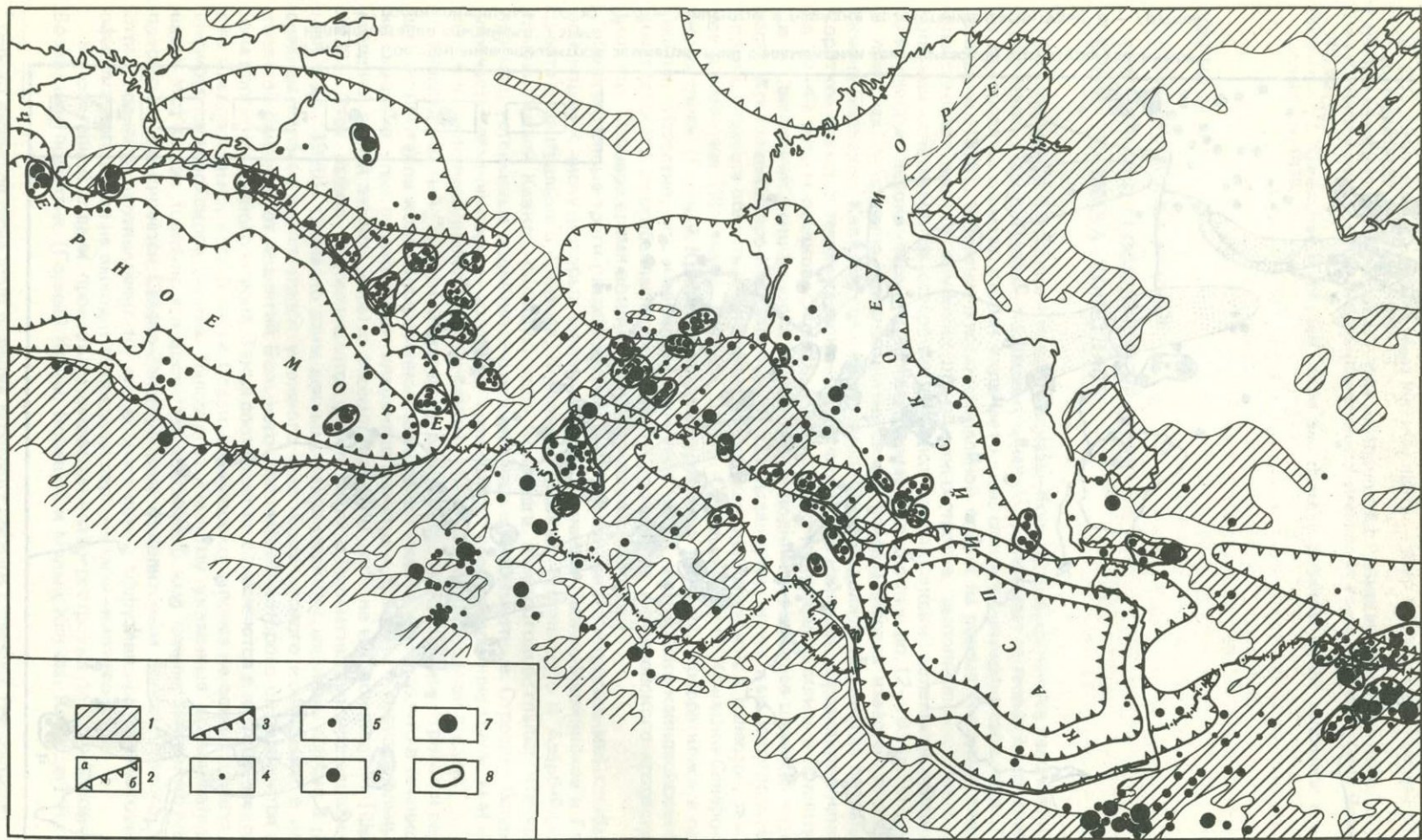
Унаследованный "сквозной" характер развития геосинклинальных трогов и разделяющих их выступов консолидированного основания указывает на то, что в течение времени развития этих структурных элементов заметных взаимных горизонтальных перемещений частей земной коры в рассматриваемом регионе не происходило [Шевченко, 1978]. Этот вывод подтверждается результатом палеомагнитных исследований [Адамия и др., 1980]. Согласно этим данным, Закавказский срединный массив в раннем—среднем карбоне располагался у южного края Европейского континента, в непосредственной близости от поднятий Большого Кавказа, от которого он отделяется нешироким прогибом Южного склона. Такие соотношения сохраняются в юрское—меловое время. Следовательно, в этой части Средиземноморского пояса не остается места для обширного палеозойского океана Палеотетис. Поэтому указанные исследователи помещают этот океан (ширина его достигает 2500—3000 км) южнее, считая, что его бывшее положение маркируется Севано-Зангезурским офиолитовым поясом Малого Кавказа. Этому, однако, противоречит то, что возраст пород эффузивно-радиоляритовой серии офиолитового пояса не выходит за пределы верхней юры—нижнего мела.

На орогенной стадии произошла существенная перестройка тектонического плана. Возникшие поднятия (Горный Крым, Большой и Малый Кавказ, Копетдаг) и прогибы

¹ Породы лабинской серии этого поднятия датируются средним палеозоем. Распространять этот вывод на располагающуюся ниже по разрезу макерскую серию и параллелизовать с лабинской буульгенскую серию (породы макерской и буульгенской серий слагают большую часть поднятия Главного хребта), по нашему мнению, нет оснований. Последние две серии мы относим к рифею [Резанов, Шевченко, 1978].



Р и с. 1. Соотношение эпицентров землетрясений с элементами тектонической структуры геосинклинальной стадии альпийского этапа
 1 — геосинклинальные трюги; 2—5 — эпицентры в порядке возрастания магнитуды; 6 — группы эпицентров



Р и с. 2. Соотношение эпицентров землетрясений с элементами тектонической структуры орогенной стадии альпийского этапа

1 — области поднятия и размыва; 2 — области прогибания (а), в том числе значительного (б); 3 — верхняя и нижняя границы континентального склона морских мегавпадин; остальные условные обозначения см. на рис. 1

(Предкавказский, Предкопетдагский, Куринско-Рионский) наложились на структуры геосинклинальной стадии или частично унаследовали их [Резанов, Шевченко, 1978].

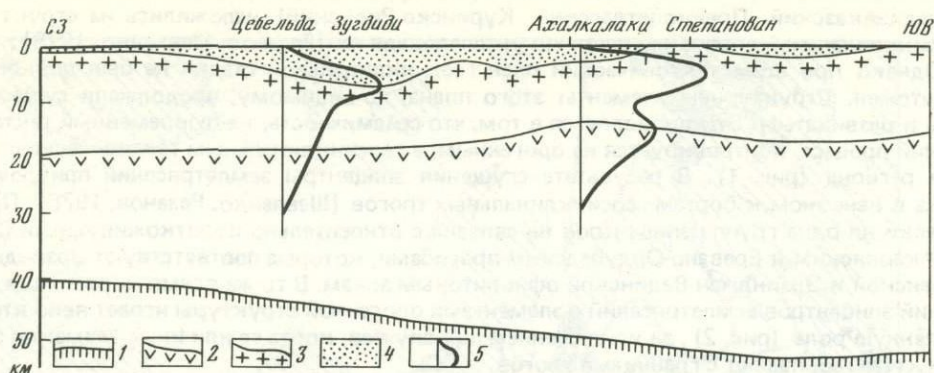
Однако при этом тектонический план геосинклинальной стадии не был полностью уничтожен. Структурные элементы этого плана, по-видимому, продолжали существовать и развиваться. Это проявляется в том, что сейсмичность, т.е. современный тектонический процесс, контролируется не орогенным, а геосинклинальным тектоническим планом региона (рис. 1). В результате сгущения эпицентров землетрясений приурочены здесь в основном к бортам геосинклинальных трогов [Шевченко, Резанов, 1978]. Практически ни одна группа эпицентров не связана с относительно короткоживущими Севано-Акаринским и Еревано-Ордубадским прогибами, которые соответствуют Эрзинджан-Севанской и Эрзинджан-Вединской офиолитовым зонам. В то же время корреляция сгущений эпицентров землетрясений с элементами орогенной структуры играет явно второстепенную роль (рис. 2), за исключением тех случаев, когда те или иные элементы этой структуры совпадают с границами трогов.

Одновременное существование на одной и той же территории двух тектонических планов возможно, как кажется, только в том случае, если эти планы имеют разную глубину заложения, связаны с теми или иными процессами, происходящими на разных глубинах.

Совпадение в плане большинства эпицентров землетрясений с границами основных элементов геосинклинальной тектонической структуры (троги и межтроговые глыбы) делает логичным предположение, что и расчленение на трогои и межтроговые глыбы, и землетрясения являются следствием одного и того же тектонического процесса. Между тем известно, что подавляющее число очагов землетрясений, максимум сейсмической энергии приурочены на Кавказе к верхней части земной коры. Это хорошо видно на графиках распределения количества эпицентров по глубине, составленных Г.Я. Мурусидзе [1976] (рис. 3). На них четко выделяется максимум, приуроченный к глубинам около 5–15 км. В некоторых случаях (Джавахетское нагорье, Крым) выделяется второй, значительно меньший максимум на глубинах 15 или 30 км. Исходя из этого, мы можем предположить, что тектонический процесс, приводящий к формированию тектонической структуры геосинклинальной стадии, развивается в земной коре региона, преимущественно в ее верхней части.

Тектонический план геосинклинальной стадии контролирует и тепловой поток региона (рис. 4, см. вкл.)¹. Обычно считается, что тепловой поток связан с орогенными структурами, однако более внимательный анализ заставляет отказаться от этой точки зрения. Так, на Большом Кавказе тепловой поток, как правило, превышает 2, местами достигает 4,6 мккал/см² · с. Но в Горном Крыму тепловой поток понижен приблизительно до 1,1, в то время как и севернее (Степной Крым), и южнее (прилегающая часть Черноморской впадины) он возрастает до 2,0 и 1,2–1,6 соответственно. Тепловой поток на территории Азово-Кубанского передового прогиба (т.е. структуры орогенной стадии) изменяется от 0,8 до 2,0 единиц вне какой-либо связи со структурой прогиба. Но есть четкая и однозначная связь с тектонической структурой геосинклинальной стадии — понижения теплового потока соответствуют Индоло-Кубанскому и Восточно-Кубанскому прогибам, а повышения — разделяющему их Каневско-Березанскому валу. В пределах Центрального Кавказа тепловой поток, превышающий 2 единицы (до 3–4,6), отвечает зонам Лабино-Малкинской и Главно-Кавказской, т.е. межтроговым выступам древнего фундамента, но понижается до 1,03 единиц в верховьях Риони, в полосе Южно-Кавказского прогиба, хотя высоты рельефа, чем в первом приближении можно характеризовать орогенную структуру, в том и другом случаях практически одинаковы. Горный Крым как часть Крымско-Кавказского геосинклинального трога закономерно с этой точки зрения характеризуется пониженным тепловым потоком. Число таких примеров можно увеличить. Более того, есть основания предполагать, что наблюдаемое в настоящее время распределение теплового потока на Кавказском перешейке сложилось, возможно, одновременно с заложением структурно-тектонического плана геосинклинальной стадии, т.е. в середине девона. Межтроговые глыбы земной коры, которым отвечают, как правило, повышенные тепловые потоки, характеризуются обычно более или менее интенсивным гранитоидным магматизмом среднего—позднего палеозоя. В противоположность им геосинклинальные трогои с их пониженным тепловым потоком такого магматизма лишены. Известны исследования, которые свидетельствуют о том, что для формирования гранитоидов необходимы повышенные против фоновых тепловые потоки, которые, как следует из сказанного, существовали в среднем—позднем

¹ Схема составлена авторами по данным А.А. Аветисянца, А.Л. Александрова, Г.И. Буачидзе, С.П. Власова, А.Д. Дучкова, Р.И. Кутаса, И.М. Кутасова, Е.А. Любимовой, Л.Н. Люсовой, В.Н. Матвиенко, В.Н. Никитиной, Б.Г. Поляк, Л.А. Савостина, С.И. Сергиенко, Я.Б. Смирнова, Г.М. Сухранева, Ю.К. Таранухи, В.Н. Томара, М.П. Шаоршадзе, В.А. Шелягина и др.



Р и с. 3. Сейсмологический разрез земной коры Кавказа по Г.Я. Мурусидзе

1 — граница М; 2 — кровля "базальтового" слоя; 3 — кровля "гранитного" слоя; 4 — осадочный слой; 5 — распределение очагов землетрясений по глубине

палеозое там же, где повышенные потоки отмечаются и сейчас. В пределы акваторий Черного и Каспийского морей указанные закономерности не распространяются.

Перейдем к орогенной структуре. Имеется соответствие между основными элементами этой структуры и локальными изостатическими аномалиями силы тяжести [Артемьев и др., 1973]. Зоны минимумов отвечают передовым и межгорным прогибам (Азово-Кубанскому, Терско-Каспийскому, Куринско-Рионскому), а зоны максимумов — горным сооружениям Крыма, Большого и Малого Кавказа. Какое-либо соответствие с тектоническим планом геосинклинальной стадии отсутствует. Территориальная корреляция элементов орогенной структуры и локальных аномалий позволяет предположить между ними генетическую связь. Что касается глубин расположения аномалиеобразующих масс, соответствующих локальным аномалиям, то здесь прямые данные отсутствуют. По мнению М.Е. Артемьева [1975], локальные аномалии могут зависеть от нарушений изостазии литосферы и от плотностных неоднородностей земной коры. Нам представляется, что в данном случае роль играет первый фактор, а вторым практически можно пренебречь. Дело в том, что структура земной коры рассматриваемого региона [Резанов, Шевченко, 1978], т.е. мощности слагающих ее слоев, современное положение разделяющих их границ (вплоть до поверхности М), связаны с тектоническим планом геосинклинальной стадии развития. Поэтому представляется логичным предположить, что плотностные неоднородности или неуравновешенные массы, соответствующие орогенному тектоническому плану, располагаются под земной корой региона, т.е. на глубинах более 50 км.

Итак, мы приходим к выводу, что тектонический план геосинклинальной стадии развития региона формируется в результате тектонических процессов, происходящих в земной коре, вероятно, преимущественно в "гранитном" и осадочном слоях, а орогенный связан с большими глубинами, с верхами мантии. Это хорошо согласуется с представлениями Ю.Г. Леонова о временной и пространственной независимости тектонических планов этих двух стадий развития.

Кроме локальных, М.Е. Артемьев [1975] выделяет региональные изостатические аномалии. На Кавказском перешейке показана субмеридиональная зона максимума, осевая часть которого совпадает с Транскавказским поднятием. Каспийскому морю отвечает глубокий минимум, к востоку сменяемый небольшим максимумом. На этой карте отсутствуют какие-либо элементы, которые можно было бы сопоставить как с геосинклинальным, так и с орогенным тектоническими планами региона. Аномалиеобразующие массы, отвечающие региональным аномалиям, расположены на глубинах 150–200 км. Можно предположить, что аномалиеобразующие массы, отвечающие меньшим по площади локальным аномалиям, расположены на глубинах, меньших 150 км. Можно, следовательно, предположить, что те процессы, которые ответственны за формирование локальных аномалий и соответствующих им орогенных структур рассматриваемого региона, протекают на глубинах 50–150 км.

Очень большой интерес представляют данные Л.П. Винника и др. [1978] о скоростных (т.е., по-видимому, плотностных) неоднородностях мантии на Кавказском перешейке. Эти исследователи составили карту, на которой выделяются четыре субмеридиональные зоны, пересекающие все структурные элементы Кавказа. Существенно, что, как отмечают составители карты, на ней совершенно не проявились кавказские направления. Можно предположить, исходя из субмеридиональных направлений этих неоднородностей, что они являются реликтовыми неоднородностями и связаны с карельским структурным планом. По мнению указанных авторов, неоднородности расположены на

глубинах 50—250 км, что отвечает низам литосферы и тому интервалу глубин, который обычно в складчатых областях занимает астеносфера.

Противоречивая картина получается, если сравнить карту скоростных (т.е. плотностных) неоднородностей Кавказа, составленную Л.П. Винником и другими, по сейсмическим данным, и карту региональных изостатических аномалий той же территории, составленную М.Е. Артемьевым по гравиметрическим данным. Транскавказский максимум М.Е. Артемьева достаточно хорошо совпадает территориально и по глубине со второй зоной, выделенной Л.П. Винником с соавторами. Однако, если, по данным сейсмологии, аномалия связана с разуплотненной мантией, то, по данным гравиметрии, наоборот, здесь же следует предполагать мантийный материал повышенной плотности. Скорее всего, эти две схемы мантийных неоднородностей относятся к существенно разным глубинам. Для нас важно, что ни на той, ни на другой нет никаких элементов, которые можно было бы сопоставить со структурами как геосинклинальной, так и орогенной стадии.

К сходным выводам об отсутствии связи между мантийными неоднородностями и тектоническими структурами приходили и другие исследователи [Борисов и др., 1974]. Многие исследователи, не находя сколько-нибудь ясного соответствия между ними, предпочитают говорить о сложном и неоднозначном соотношении между глубинными и поверхностными структурами.

Итак, структурные элементы геосинклинального тектонического плана не имеют соответствующих им неоднородностей в мантии и могут рассматриваться как самостоятельные, дисгармоничные, автономные по отношению к мантии коровые образования. Структурам орогенной стадии могут соответствовать плотностные неоднородности или неуравновешенные массы на глубинах 50—150 км. На больших глубинах распределение плотностных неоднородностей не связано ни с геосинклинальным, ни с орогенным тектоническими планами. В свете этого вывода представляются противоречащими современному материалу концепции, связывающие геосинклинальное развитие с вертикальными движениями разноплотностных блоков, с процессами плотностной дифференциации вещества мантии в виде всплывающих астенолитов, погружающихся антиастенолитов и т.п. Такие образования объективными методами исследования не обнаруживаются. Точно так же не подтверждаются те истолкования геосинклинального развития Крыма—Кавказа—Копетдага, которые основываются на представлении новой глобальной тектоники. Согласно этим построениям, ниже земной коры на Кавказском перешейке должны существовать плотностные неоднородности, отвечающие существующим или совсем недавно существовавшим зонам Беньофа, восходящим или нисходящим ветвям конвективных потоков и т.д. Очевидно, что они в мантии рассматриваемого региона не обнаружены.

Нам представляется, что едва ли будет оправдан вывод об отсутствии вообще какой-либо связи между геосинклинальной структурой земной коры и мантией. По-видимому, такая связь существует. Но она, вероятно, не имеет того простого механического характера, который обычно подразумевается. Связи коры и мантии основаны, как нам кажется, на более тонких физико-химических взаимодействиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций. — В кн.: Тезисы докл. II семинара по геодинамике Кавказа, Тбилиси, 1980.
- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Недра, 1975.
- Артемьев М.Е., Камбаров Н.Ш., Дасымов А. Изостатическое состояние южных районов СССР. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973.
- Борисов А.А., Круглякова Г.И., Фирсова Д.Б. Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.
- Винник Л.П., Годзиковская А.А., Патарая Е.И. и др. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Физика Земли, 1973, № 7.
- Мурусидзе Г.Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
- Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978.
- Шевченко В.И. Основное противоречие между фиксизмом и мобилизмом на примере Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 8.
- Шевченко В.И., Резанов И.А. Роль унаследованных и новообразованных структур в сейсмичности Крыма—Кавказа—Копетдага. — В кн.: Геофизические исследования глубинного строения земной коры. Киев: Наук. думка, 1978.
- Шевченко В.И., Резанов И.А. Соотношение герцинского и альпийского этапов развития Крыма—Кавказа—Копетдага. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6.

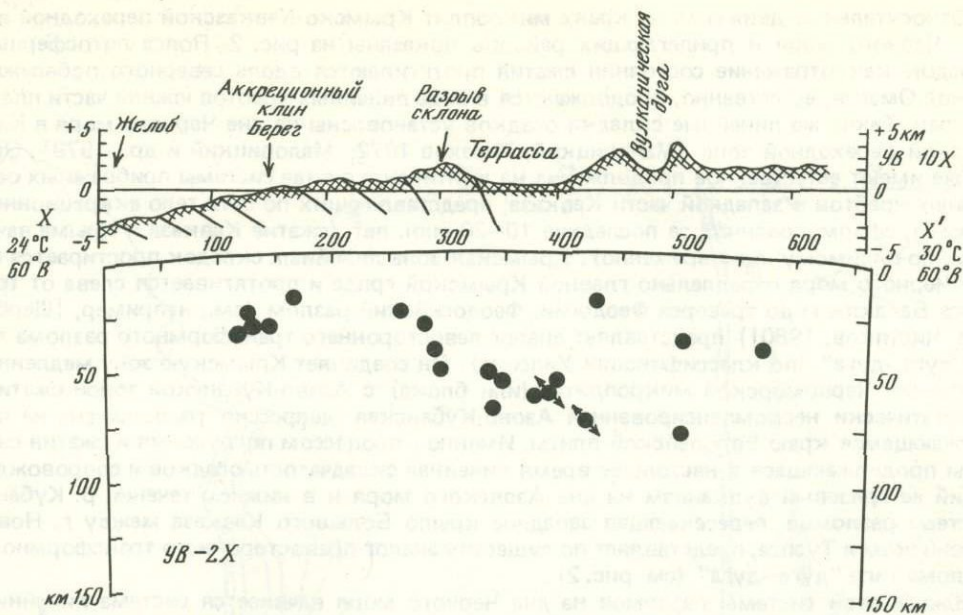
Ю.И. ГАЛУШКИН, С.А. УШАКОВ

ДЕФОРМАЦИЯ ОСАДКОВ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦАХ ПЛИТ (В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ДНЕ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ)

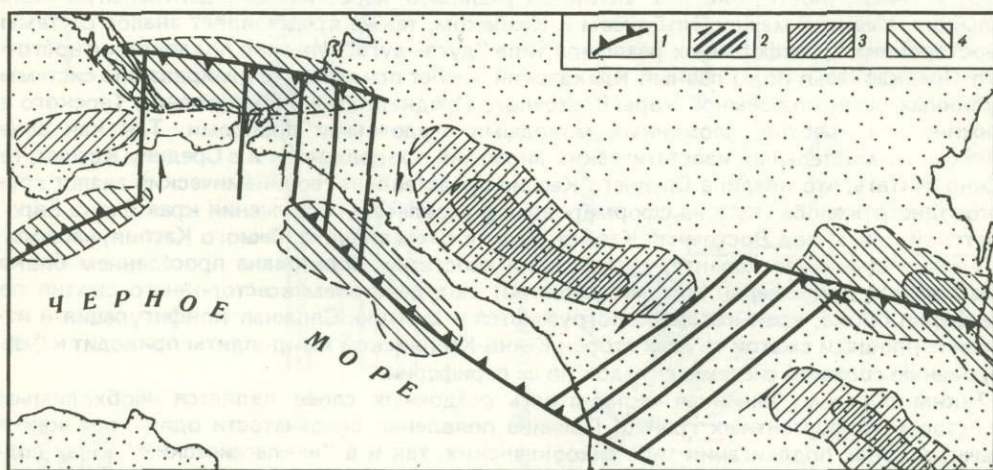
Крупномасштабная складчатость осадочных слоев характерна для районов, прилегающих к границам сходящихся краев литосферных плит или блоков литосферы. Она является существенным признаком действия напряжений сжатия. Процессы зарождения и развития линейной складчатости осадков встречаются по сути в окрестностях всех конвергентных границ плит и литосферных блоков. Они наблюдаются как в желобах ярко выраженных зон поддвижения, как, например, вдоль Вашингтон-Орегонского побережья, образующего границу позднекайнозойского поддвижения плиты Горда под Северо-Американскую плиту [Carson, 1977; Carson et al., 1974], вдоль желоба Малой Антильской дуги и Барбадос [Westbrook, 1975], желобов Яванского и Сунда [Beck, Lehner, 1974], Нанкай и Сикоку [Moore, Karig, 1976; Moore, 1977], Центрально-Американского [Seely et al., 1974], Алеутского [Moore, Wheeler, 1978] и других, так и вдоль менее выраженных зон поддвижения, таких, как район залива Оман и плато Макран, Крымско-Кавказской переходной зоны Черного моря [White, 1977; White, Ross, 1979; Quittmeyer, 1979; Ушаков и др., 1977]. Последние зоны представляют особый интерес ввиду того, что многие из них относятся к районам, перспективным на нефть и газ и достаточно хорошо изучены.

Во всех зонах менее выраженного поддвижения (будем называть их ниже неклассическими в отличие от зон явно выраженного поддвижения, которые назовем для краткости классическими) желоба, как правило, заполнены толстым слоем осадков и потому не выражены в рельефе. Однако в поле аномалий силы тяжести $\Delta g_{св}$ они прослеживаются по отчетливым поясам отрицательных аномалий [Ушаков и др., 1977] аналогично классическим зонам поддвижения. Выделенные неклассические зоны поддвижения также неоднородны по морфологии и строению. Так, в Оманском заливе и прилегающем к нему плато Макран встречаются все морфоструктуры, характерные для классических зон поддвижения: внутренний склон желоба, образующий поверхность аккреционной призмы, разрыв склона, отделяющий внутренний склон от преддугового бассейна (террасы), и вулканическая дуга (рис. 1). В то же время в Крымско-Кавказско-Черноморской зонах процесс поддвижения менее развит, и будет справедливым относить эти зоны к структурам сжатия, понимая под последними разновидность зон поддвижения при anomalно низкой скорости сближения краев плит или блоков ($v < 0,5$ см/год). Такие зоны, как правило, характеризуются мелкофокусной сейсмичностью, отсутствием или крайне слабым проявлением современного андезитового вулканизма, а вместе с этим и отсутствием морфоструктуры вулканической дуги. Более того, к зонам сжатия, видимо, следует отнести и структуры, возникающие на начальном этапе сжатия континентальных блоков, примером которых являются Азово-Кубанский прогиб и сопряженное с ним поднятие Керченского полуострова.

Всем зонам сжатия, начиная от границ относительно небольших блоков, испытывающих устойчивую деформацию сжатия, и кончая зонами поддвижения тихоокеанского типа, присущи общие черты. Они заключаются, во-первых, в существовании сопряженных между собой морфоструктур прогиба (желоба), возникающего при погружении края одного из сталкивающихся блоков литосферы, и квазиупругого поднятия (невулканического) надвигающегося края другого блока (или литосферной плиты); во-вторых, в существенной нескомпенсированности этих сопряженных морфоструктур, что находит отражение в большой амплитуде сопряженных аномалий $\Delta g_{св}$, отрицательных над прогибом и положительных над невулканическим поднятием. Нескомпенсированность свидетельствует о динамическом происхождении указанных морфоструктур, само существование которых обязательно конвергентной динамике краев плит в условиях сжатия [Ушаков, Галушкин, 1979]. И в-третьих, общим свойством зон сжатия является существование линейной складчатости осадков, накапливающихся в прогибе. Эта складчатость появляется в ответ на встречное смещение граничащих краев или блоков литосферы. Такие смещения краев плит отражают современную кинематическую картину движения литосферных плит Земли. В частности, интересующие нас районы "неклассического" поддвижения входят в состав обширного Альпийско-Гималайского пояса сжатия, существование которого обязательно сближению Африканской, Аравийской и Индийской плит с Евроазиатской. Состояние сжатия в районе плато Макран и северной части залива Оман связано с поддвижением Аравийской плиты под край Евроазиатской со скоростью около 2 см/год.

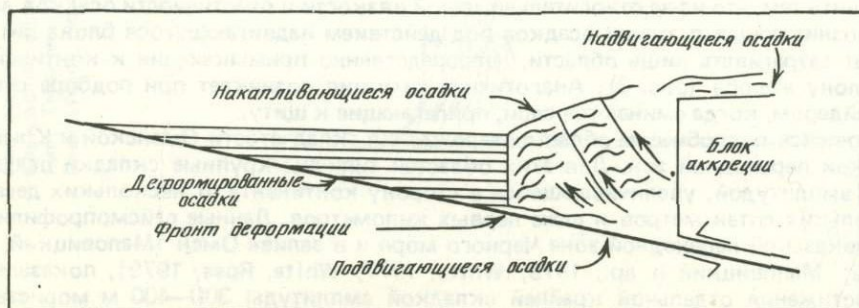


Р и с. 1. Сечение через западную часть области Макран (от 24 до 30° с.ш. вдоль 60° в.д.), представляющее сейсмофокальную зону, топографию и некоторые тектонические черты представленной области [Quittmeyer, 1979]



Р и с. 2. Схема Евразийской плиты с малыми плитами Альпийско-Гималайского пояса в Черноморско-Кавказском районе

1 — края участков медленного сжатия, приуроченные к положению фронтальных складок (аналоги глубоководных желобов в классических зонах поддвижения); 2 — пояса линейных (трансформных) разломов; 3—4 — области положительных (3) и отрицательных (4) аномалий силы тяжести по М.Е. Артемьеву [1975]



Р и с. 3. Модель "Грейдера" деформации осадков глубоководных желобов

Относительные движения на краях микроплит Крымско-Кавказской переходной зоны Черного моря и прилегающих районов показаны на рис. 2. Пояса литосферных складок как отражение состояния сжатия протягиваются вдоль северного побережья залива Оман и, естественно, продолжают в виде линейных хребтов южной части плато Макран. Такие же линейные складки осадков установлены на дне Черного моря в Кавказской переходной зоне [Маловицкий, Терехов 1972; Маловицкий и др., 1979]. Они также имеют естественное продолжение на континенте в виде системы прибрежных осадочных хребтов в западной части Кавказа, представляющих по сути тело аккреционной призмы, сформированной за последние 10–20 млн. лет (сжатие Кавказа и Крыма началось, по-видимому, одновременно). Крымская зона линейных складок простирается на дне Черного моря параллельно главной Крымской гряде и протягивается слева от траверса Балаклавы до траверса Феодосии. Феодосийский разлом (см., например, [Щербатов, Чистяков, 1980]) представляет аналог левостороннего трансформного разлома типа "дуга—дуга" (по классификации Уилсона). Он соединяет Крымскую зону медленного сжатия Черноморской микроплиты (или блока) с Азово-Кубанской зоной сжатия. Изостатически нескомпенсированная Азово-Кубанская депрессия расположена на погружающемся краю Европейской плиты. Именно с процессом погружения и сжатия связаны продолжающиеся в настоящее время линейная складчатость осадков и сопровождающий ее грязевый вулканизм на дне Азовского моря и в нижнем течении р. Кубань. Система разломов, пересекающая западное крыло Большого Кавказа между г. Новороссийском и Туапсе, представляет по существу аналог правостороннего трансформного разлома типа "дуга—дуга" (см. рис. 2).

Южнее этой системы разломов на дне Черного моря начинается система линейных складок, которая, как отмечалось выше, имеет свое генетическое продолжение в виде осадочного хребта на Кавказском побережье Черного моря. В то же время под восточную часть Большого Кавказа, восточнее г. Грозного, происходит погружение края Евразийской плиты, о чем свидетельствуют, например, нарушение изостазии [Артемьев, 1975] и сейсмичность. Система активных разломов, пересекающих центральную часть Большого Кавказа между Эльбрусом и Казбеком, также представляет аналог системы левосторонних трансформных разломов типа "дуга—дуга". Именно поддвижение восточного Предкавказья под Главный Кавказский хребет привело к формированию системы глубинных разломов земной коры Восточного Предкавказья и образованию Терского и Сунжинского хребтов, сложенных молодыми осадочными породами. Так как зона крупных отрицательных изостатических аномалий продолжается и в Среднем Каспии, то можно считать, что впадина Среднего Каспия представляет геодинамический аналог Губоководного желоба, т.е. она сформирована в результате погружения края блока Евразийской плиты под Восточный Кавказ. Вместе с тем впадина Южного Каспия, насколько можно судить по характеру нарушения изостазии, образована проседанием блока океанической литосферы (или микроплиты) под действием всестороннего сжатия по периферии блока, края которого погружаются в мантию. Сложная конфигурация и изменение площади сжатой со всех сторон Южно-Каспийской микроплиты приводит к формированию сложной системы складок по ее периферии.

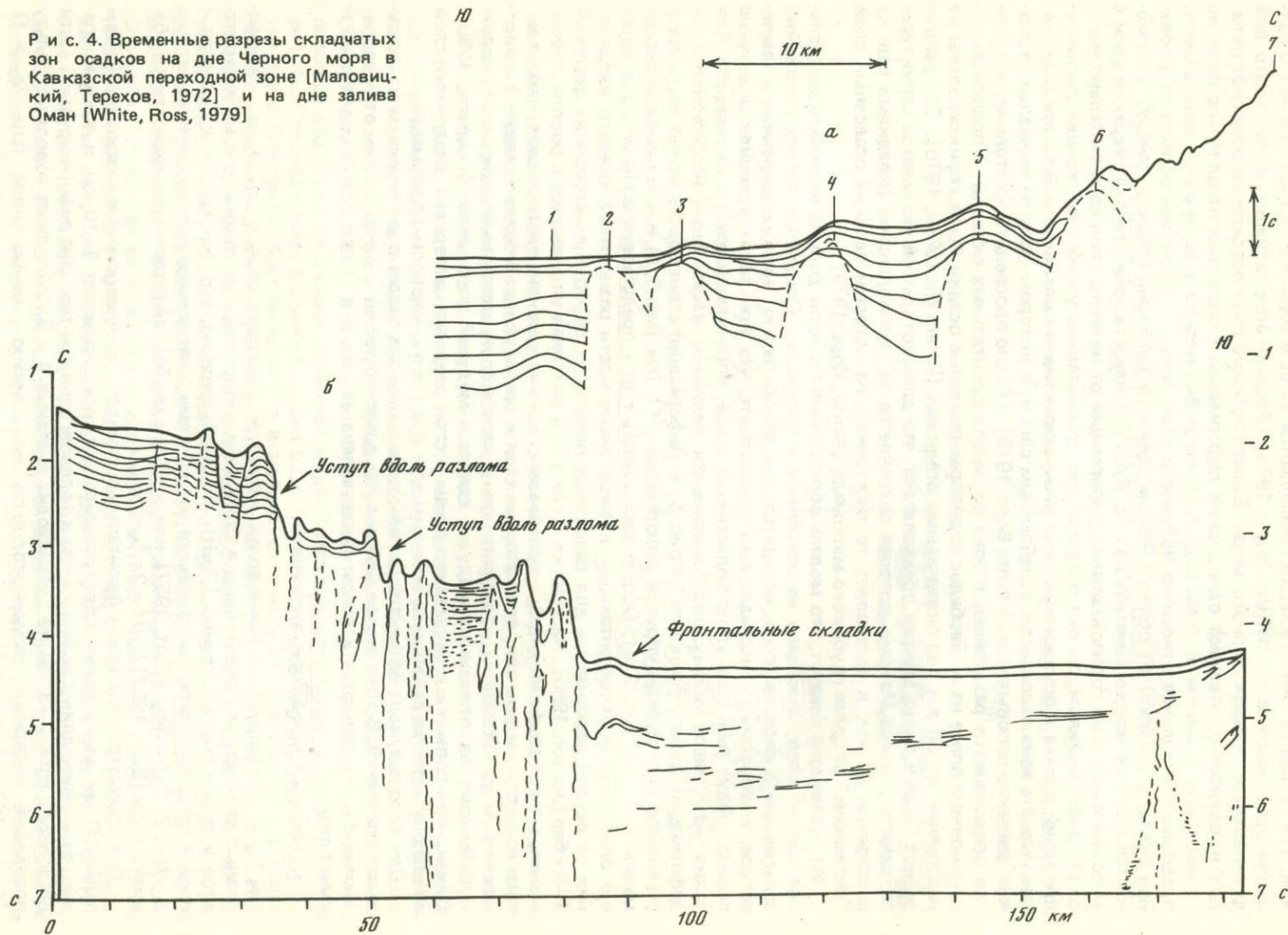
Таким образом, линейная складчатость осадочных слоев является необходимым свойством конвергентных границ. Причина появления складчатости осадков одинакова как в обычных зонах поддвига типа тихоокеанских, так и в "неклассических" зонах поддвига типа медленного сжатия.

В островных дугах область зарождения и развития складчатости осадков непосредственно примыкает к зоне спокойной залегающих осадков желоба (со стороны его внутреннего склона). Она расположена между зоной ненарушенных осадков желоба и деформированными осадками аккреционной призмы и отвечает начальному участку действия тектонических напряжений сжатия.

Существование недеформированных слоев осадков в желобах островных дуг можно объяснить тем, что из-за относительно малой вязкости и пластичности осадков деформация, возникающая в толще осадков под действием надвигающегося блока литосферы, будет затрагивать лишь области, непосредственно примыкающие к континентальному склону желоба (рис. 3). Аналогичная ситуация возникает при подбросе свежего снега грейдером, когда сминаются слои, прилегающие к щиту.

Остановимся подробнее на областях зарождения складчатости Оманской и Крымско-Кавказской переходной зон. Для этих областей типичны крупные складки осадочной толщи с амплитудой, увеличивающейся в сторону континента от нескольких десятков до нескольких сотен метров и даже первых километров. Данные сейсмопрофилирования в Кавказской переходной зоне Черного моря и в заливе Оман [Маловицкий, Терехов 1972; Маловицкий и др., 1979; White, 1977; White, Ross, 1979], показали, что после достижения отдельной крайней складкой амплитуды 300–400 м мористее нее начинается образование новой складки. Дальнейший рост старой складки идет в значительной степени благодаря объединению ее с соседними. По мере роста такой объединен-

Р и с. 4. Временные разрезы складчатых зон осадков на дне Черного моря в Кавказской переходной зоне [Маловицкий, Терехов, 1972] и на дне залива Оман [White, Ross, 1979]



ной складки происходит ее запрокидывание (рис. 4, а). Образующиеся и развивающиеся складки имеют резко ассимметричный в разрезе вид с крутым склоном в сторону моря.

Область первого появления или зарождения складок, как правило, по ширине составляет 10–15 км (см. рис. 4, а, б). Это так называемые фронтальные складки. Характерно, что складкообразование на первых 20–30 км охватывает лишь самый верхний слой осадков. Так, в заливе Оман складки наблюдаются лишь в верхних 2–3 км из 5–6 км толщины осадочного слоя [White, Ross, 1979]. Аналогичная ситуация имеет место для фронтальных складок Черного моря. Более глубокие слои осадков не образуют складок и, возможно, отвечают однородной деформации укорочения параллельно слою на горизонтальное сжатие. В. Хайт и Д. Росс, подробно исследовавшие район залива Оман, предполагают наличие относительно узкого слоя зоны, отделяющей область образования складок (сверху) от области невозмущенного залегания осадков (снизу). Признаки такого слоя можно заметить на рис. 4, б. Так как эта зона отделяет верхний слой с высокой скоростью горизонтальных деформаций от нижнего слоя со значительно меньшими деформациями, то она представляет сравнительно узкий слой концентрации напряжений сдвига с пониженным значением эффективной вязкости η . Есть предположение, что эта зона совпадает с ослабленным слоем, в котором имеется аномально высокое давление поровых вод [White, Ross, 1979]. Трудно проследить расстояние, на которое продолжается разделяющая зона от начала фронтальных складок. В подобном аккреционном поясе на о. Барбадос недеформированные осадки были зафиксированы на расстоянии до 30 км под складчатыми осадками [Peter, Westbrook, 1976]. Для района залива Оман и плато Макран предполагают, что длина открытой складчатой структуры складчатого пояса Макран, которая сохраняется за фронтальными складками еще на расстоянии 50 км, и составляет то расстояние, на котором верхний осадочный слой "независим" от более глубокого материала [White, Ross, 1979].

Из сказанного следует, что модель образования складок должна включить латеральное сжатие слоя, лежащего на ослабленном материале. Осадочные породы, спокойно залегающие в верхнем слое, находятся при относительно низких давлениях и температуре. Лабораторные исследования показывают, что при таких условиях осадочные породы ведут себя как упруго-пластичная среда, упрочняющаяся с деформацией. Для таких материалов общий вид зависимости величины касательных напряжений τ от деформации сдвига γ показан на рис. 5, а. Деформация сдвига здесь может быть представлена в виде суммы упругой деформации $\gamma^{(e)}$ (см. рис. 5, б) и пластической деформации $\gamma^{(p)}$ (см. рис. 5, в). Общая зависимость τ от γ , представленная на рис. 5, а, хорошо описывает экспериментальные кривые зависимости разностного осевого напряжения от осевой деформации для различных осадочных пород и всесторонних давлений 1–2 кбар [Jonson, 1980]. На участке $d\tau/d\gamma > 0$ материал упрочняется с ростом деформации, а там, где $d\tau/d\gamma < 0$, ослабевает. Решение уравнения изгиба слоя, находящегося в среде, при условии, что материал слоя и среды удовлетворяет указанной зависимости τ от γ , показывает, что длина волны изгиба слоя растет пропорционально корню кубическому из отношения модулей сдвига и модулей упрочнения [Johnson, 1980]. Однако при больших деформациях среды и слоя реология материала осадочного слоя лучше описывается степенным законом: $\tau^n = A \dot{\gamma}$, где $\dot{\gamma}$ — скорость деформации.

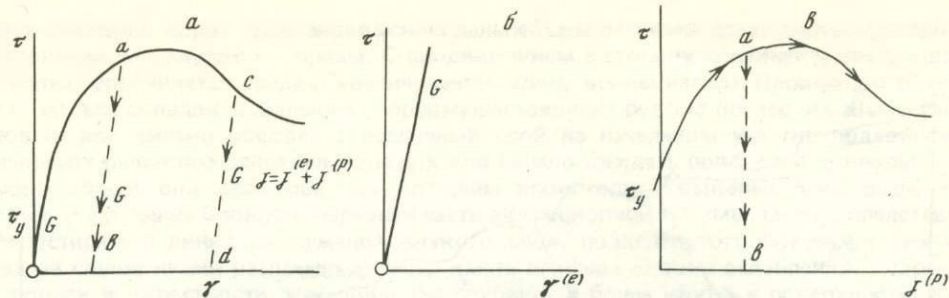
Для такого закона эффективная вязкость материала падает с увеличением касательных напряжений. В этом случае зависимость доминирующей длины волны от реологических параметров слоя и среды представлена на рис. 6 и для больших значений m имеет вид

$$L_d/H \approx 2\pi^3 \sqrt{n_2 \sqrt{n_1/6} \eta_1 \eta_2},$$

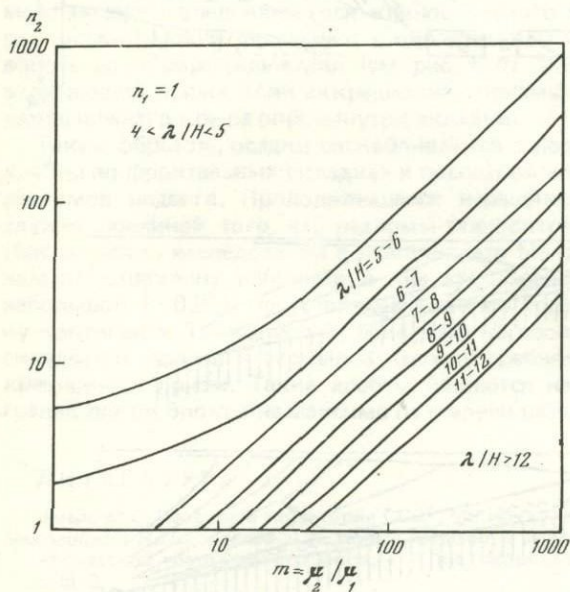
где L_d — доминирующая длина волны изгиба, H — толщина слоя, η_1, η_2, n_1, n_2 — эффективные вязкости и показатели n в степенном реологическом законе для изгибаемого слоя и среды соответственно [Smith, 1979]. Интересно, что для изгиба слоя, когда и слой и среда являются ньютоновыми жидкостями, аналогичное соотношение имеет вид $L_d/H = 2\pi^3 \sqrt{\eta_2/6\eta_1}$ [Biot, 1957] или в случае свободной верхней поверхности изгибаемого слоя [Biot, 1957] $L_d/H = 2\pi^3 \sqrt{\eta_2/3\eta_1}$.

Для рассмотренных выше фронтальных складок Черноморско-Кавказского района и залива Оман длина волны образующейся складки составляет 8–10 км, и, таким образом, отношение длины волны изгиба к толщине слоя при толщине деформируемой части осадочного слоя 2–3 км не превосходит значения $4 \div 5$. Этот факт говорит в пользу поведения материала осадочного слоя как сильно неньютонова тела ($n_2 \gg 1$) [Smith, 1979] (см. рис. 6).

Можно предположить, что продолжительность процесса образования складок в осадочном слое внутренне связана с существованием зоны ослабления, отделяющей верхний складчатый слой от невозмущенного нижнего. В самом деле, исследование процесса образования складок в многослойной среде показывает, что складки предпочтительнее образуются в условиях, когда контакт между слоями свободен от трения или имеет 90

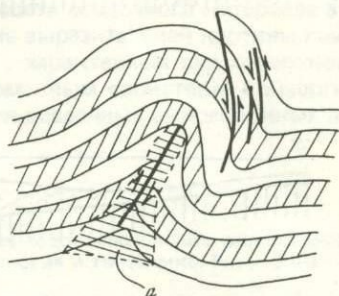


Р и с. 5. Связь напряжений сдвига τ с деформацией γ в упруго-пластичной среде
 а — полная деформация γ ; б — упругая часть полной деформации $\gamma^{(e)}$; в — пластичная часть
 полной деформации $\gamma^{(p)}$ [Johnson, 1980]



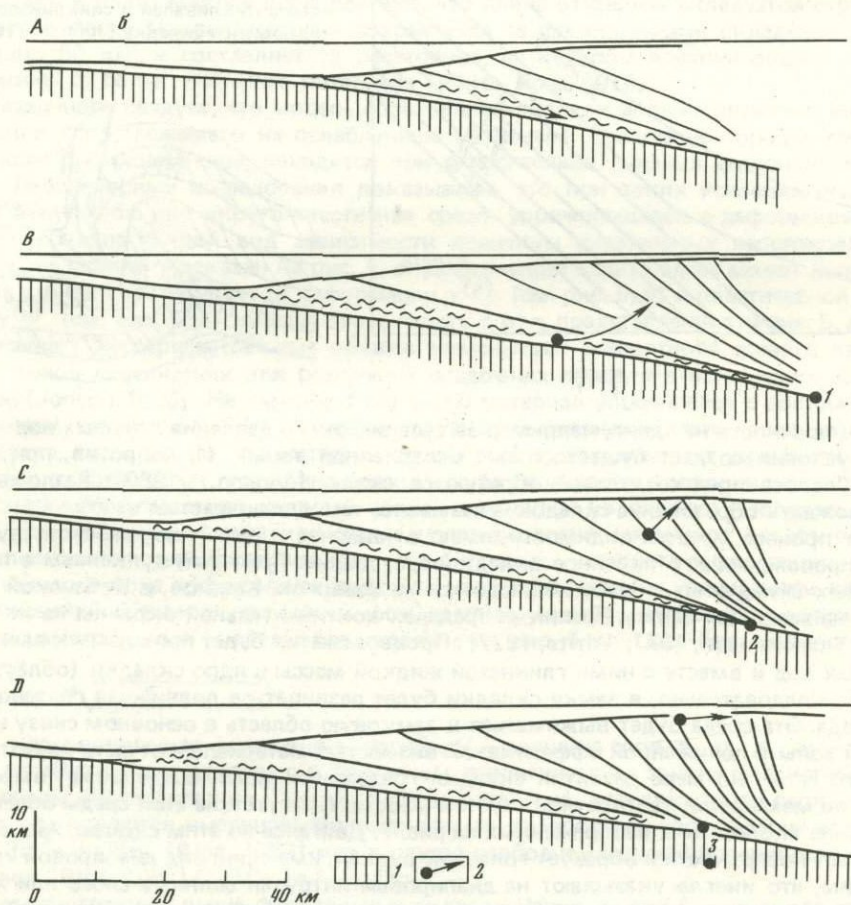
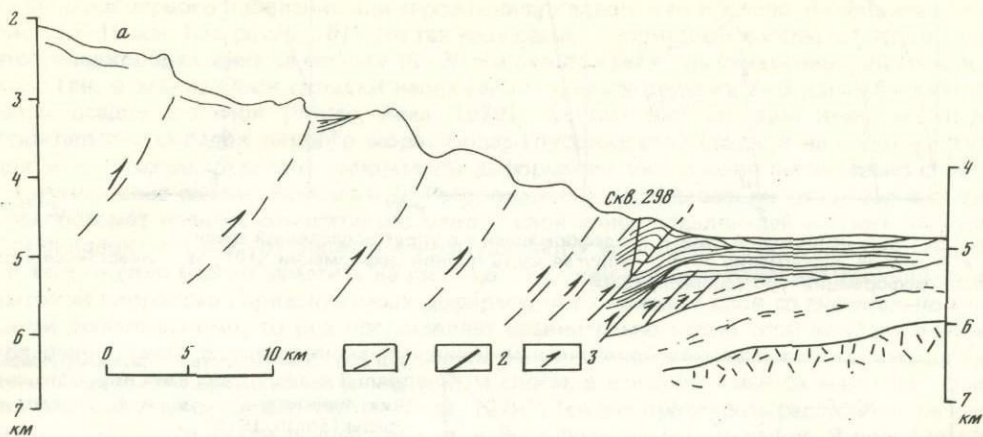
Р и с. 6. Зависимость доминирующей
 длины волны изгиба слоя от реологических
 параметров n_2 , μ_2 и n_1, μ_1 , слоя и
 среды [Smith, 1979]

Р и с. 7. Типичное сочетание разломов и
 ядер антиклиналей и синклиналей в раз-
 вивающейся складке [Johnson, 1980]



низкую прочность на сдвиг, например за счет высокого давления поровых вод (именно такие условия создает существование ослабленной зоны). И, напротив, при сильной "связи" слоев предпочтительно образуются сколы [Jonson, 1980]. Разломы могут сопровождать образование складок, оказываясь там, где возрастает сжатие (рис. 7).

Этот процесс, по всей видимости, имеет отношение к развитию грязевого вулканизма, сопровождающего линейное складкообразование. Грязевый вулканизм в пределах линейных складчатых поясов наблюдается на Северном Кавказе, в Кубанской низменности, на западном берегу Каспия, в пределах континентальной окраины на юге залива Оман [Ушаков и др., 1977; White, 1977]. Процесс сжатия будет приводить к выжиманию поровых вод и вместе с ними глинистой жидкой массы в ядро складки (область "а" на рис. 7). Следовательно, в замке складки будет развиваться подвижная грязево-глинистая среда. Эта среда будет выжиматься в замковую область в основном снизу из ослабленной зоны с пониженной эффективной вязкостью материала и отчасти из самого сминаемого слоя. По мере развития складки грязево-глинистая среда может выжиматься вверх по механизму плотностной неустойчивости. Присутствие этой среды облегчает образование сколов типа изображенных на рис. 7. Двигаясь по этим сколам, жидкая глина достигает поверхности и образует грязевой вулкан, имеющий вид диапировой интрузии. Отметим, что иногда указывают на диапировые интрузии соляных слоев или же слоев глины как на причину появления рассмотренных складок. Но такие интрузии, образованные путем развития инверсий плотностей, должны иметь в плане форму, близкую к изометричной, тогда как обсуждаемые нами складки имеют явно линейное простирание до расстояний 150—200 км при ширине складки не более 40 км. К тому же специальные исследования, проводившиеся в заливе Оман [White, 1977], исключили присутствие соляных интрузий в соответствующих районах. Сжатие — главный движущий механизм линейного складкообразования. Простирание линейных складок в каждой из рассмотренных зон всегда перпендикулярно направлению сжатия, которое устанавливается, например, из анализа поля $\Delta g_{св}$. В свою очередь, это направление определяется относительным движением конвергирующих краев плит.



Р и с. 8. Модели образования аккреционных призм

а — поперечное сечение зоны поддвижения Сикоку, по батиметрическим данным и данным по отражению сейсмических волн и бурения [Moore, Karig, 1976]: 1 — возможные положения границ аккреционных пакетов, 2 — положение возможных разломов, 3 — направление тектонических движений при складкообразовании или взбросах; *б* — промежуточные стадии образования меланжа *Уяк* островов Кодиак на Аляске [Moore, Wheeler, 1978] (*А* — поддвижение вдоль основного разлома, *В* — наклон с малым поддвижением, *С*, *Д* — наклон в сторону континента): 1 — материал, внедренный в течение каждой фазы наклона слоев в сторону континента, 2 — направление и оси вращения слоев при наклонах

В заключение коротко остановимся на дальнейшем развитии фронтальных складок и образовании аккреционных призм. С продвижением в сторону континента увеличивается сжатие, упрочняется среда и увеличивается длина волны изгиба. Происходит объединение малых складок в большие с преимущественным ростом последних. Выжимание поровых вод сильно обводняет осадочный слой на начальном участке поддвигаания. В условиях высокого давления поровых вод можно ожидать появления сколовых разломов. Общий вид разломов, по которым происходит "выкальвание" осадочных клиньев и движение блоков в передней части аккреционной призмы, можно представить по простираанию линий скольжения вязкого слоя, подвергнутого боковому сжатию. В нашем случае линии разломов должны иметь огибающую зону ослабления, т.е. разломы пологи в окрестности этой зоны (на глубине) и более круты к поверхности. Каждый из участков, выжимаемый из осадочного слоя поддвигающейся плиты под давлением напользающего края, приобретает форму относительно пологого изогнутого клина с острием, уходящим под край аккреционной призмы (рис. 8, а, б). Формирование самого нижнего внедряющегося клинообразного участка аккреционной призмы некоторые исследователи связывают с образованием и развитием очередной новой складки вплоть до ее опрокидывания (см. рис. 8, б) [Moore, Karig, 1976]. Сбросовый разлом, отделяющий новый клин аккреционной призмы от поддвигающихся осадков, проходит вдоль нижнего крыла опрокинутой складки.

Таким образом, осадки соскабливаются с поддвигающейся плиты, деформируются в хребты во фронтальных складках и последовательно внедряются (наращиваются) вдоль разломов надвига. Продолжающееся наращивание дополнительных клиньев осадков служит причиной того, что разломы становятся круче с приближением к побережью. Как показали исследования в районе плато Макран [White, Ross, 1979], такой процесс находит отражение, например, в том, что маленькие запруды вторичных осадков имеют небольшой ($\sim 0,2^\circ$), но устойчивый наклон поверхности осадочного материала в сторону континента. Таким путем происходит образование выразительной картины линейных складчатых поясов и бассейнов (между гребнями), характерных для поверхности аккреционных призм. Такие хребты являются непременным свойством конвергентных границ плит и блоков независимо от степени развития осадочных аккреционных призм.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
- Маловицкий Я.П., Терехов А.А. Новые сведения о структуре мезокайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря. — В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972, вып. 3.
- Маловицкий Я.П., Терехов А.А., Шимкус К.М. Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое. — В кн.: Геологические и геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1979.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 2. Континентальная литосфера (островные дуги и планетарные пояса сжатия литосферы). — В кн.: Физика Земли. М.: Недра, 1979.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Иванов О.П. Природа складчатости осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 7.
- Щербатов Ф.А., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая характеристика шельфа Керчинского и Таманского полуостровов. — Геоморфология, 1980, № 2.
- Beck R.H., Lehner P. Oceans, new frontier in exploration. — AAPG Bull., 1974, vol. 58.
- Biot M.A. Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. — Proc. Roy. Soc., 1957, vol. 242A, N 1231.
- Carson B. Tectonically induced deformation of deep-sea sediments of Washington and Northern Oregon mechanical consolidation. — Mar. Geol., 1977, vol. 24.
- Carson B., Yuan J., Myers P.B., Barnard W.D. Initial deep-sea sediment deformation at the base of the Washington continental slope; a response to subduction. — Geology, 1974, vol. 2.
- Helwig J., Hall G.A. Steady-state trenches? — Geology, 1974, vol. 2.
- Johnson A.M. Folding and faulting of strain-hardening sedimentary rocks. — Tectonophysics, 1980, vol. 62.
- Moore D.G. Summary of deep-sea drilling project — Leg 56. — Rept Scripps Inst. Oceanogr., 1977, N 8.
- Moore J.G., Karig D.E. Sedimentology, Structural geology and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, vol. 87.
- Moore J.G., Wheeler R.L. Structural fabric of a melange Kodiak islands, Alaska. — Amer. J. Sci., 1978, vol. 278.
- Peter G., Westbrook G.K. Tectonics of southwestern North Atlantic and Barbados ridge complex. — AAPG Bull., 1976, vol. 60.
- Quittmeyer R.C. Seismicity variations in the Makran region of Pakistan and Iran: Relation to great earthquakes. — Tectonophysics, 1979, vol. 117.
- Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slopes model. — In: The geology of continental margins. N.Y., 1974.
- Smith R.B. The folding of a strongly non-Newtonian layer. — Amer. J. Sci., 1979, vol. 279.
- Westbrook G.K. The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and Lesser Antilles. — Geophys. J. Roy. astron. Soc., 1975, vol. 43.
- White R.S. Recent fold development in the gulf of Oman. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36.
- White R.S., Ross D.A. Tectonics of the western gulf of Oman. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B7.

Г.И. РЕЙСНЕР

ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТониКИ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Основной тенденцией развития Большого Кавказа на неотектоническом этапе было расширение областей поднятия за счет вовлечения в него смежных частей, испытывавших ранее преимущественное прогибание [Милановский, 1968]. Противоположные тенденции отмечаются на сравнительно небольших площадях, и среди этих районов наибольший интерес представляет зона Южного склона Восточного Кавказа, сочленяющаяся с Алазано-Агричайской межгорной наложенной впадиной. Развитие последней в четвертичное время связано с ростом инверсионной системы Ширакско-Аджиноурских поднятий в северной части Среднекуринской впадины.

Зона сочленения Южного склона Восточного Кавказа с Алазано-Агричайской впадиной давно уже привлекала внимание исследователей, определявших ее как зону "контрастного сочленения"; некоторые предполагают, что она соответствует зоне крупного тектонического нарушения, скрытого под покровом четвертичных отложений северного борта Алазано-Агричайской впадины [Геоморфология. . . , 1971]; другие [Милановский, 1968] отрицают наличие этого гипотетического разлома, полагая, что в этой зоне в четвертичное время идет процесс нормального расширения Алазано-Агричайского прогиба в северном направлении. Представляет большой интерес детальное изучение истории развития указанной зоны сочленения в четвертичное время, которое позволило бы проследить тенденции ее развития и наметить некоторые особенности ее молодой структуры.

Общая длина изученной части Южного склона Восточного Кавказа достигает 350 км от пос. Ахмета на западе до района г. Шемахи на востоке, а ширина колеблется в значительных пределах от 6–10 до 30–40 км. Наиболее широкие участки расположены на крайнем западе и востоке, а также в районе Шеки; наиболее узкие — в районе между пос. Кварели и г. Закаталы.

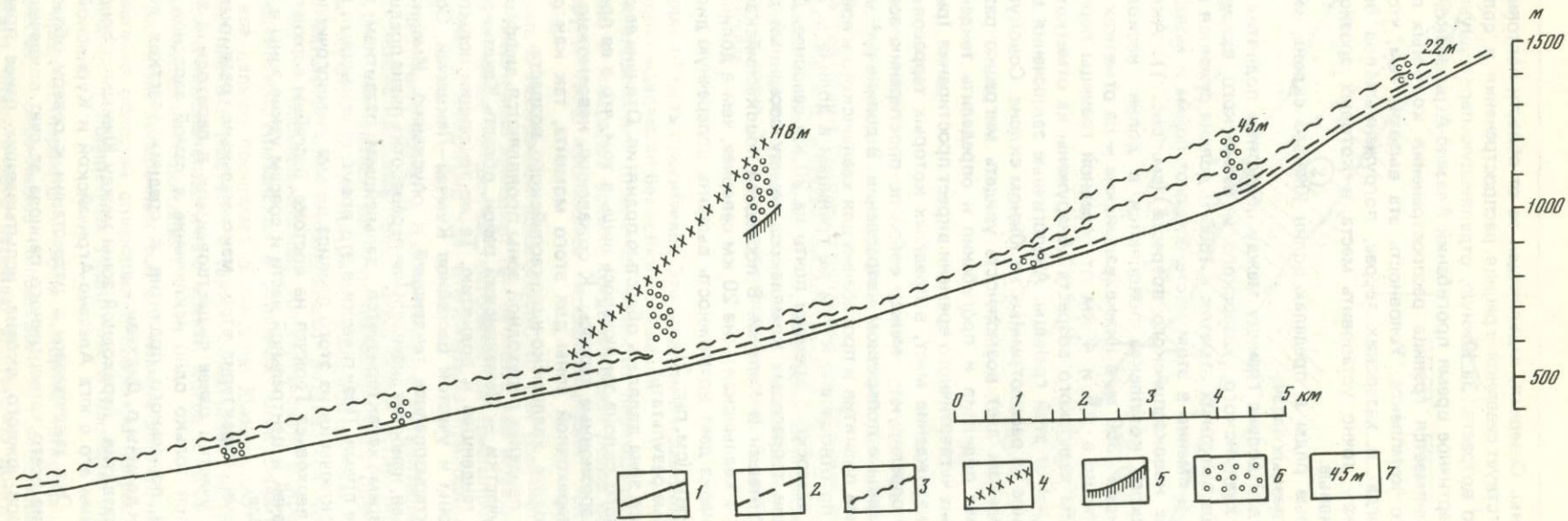
Основным методом работ по изучению четвертичной тектоники было составление продольных профилей по долинам рек; всего было изучено 44 долины практически всех рек, стекающих в этой части южного склона в бассейны рек Алазань и Кура (рис. 1). В строении указанных долин можно выделить несколько типичных участков. Верхние расположены в области развития высокогорного, частично среднегорного рельефа. Для них характерны V-образное строение, крутые коренные склоны без террас, узкое днище, занятое целиком руслом. Средние участки расположены в средне- и низкогорном рельефе. Для них характерны широкие днища, выположенные склоны, широкое развитие террас разных возраста, морфологии и структурного положения.

Нижние участки долин приурочены к северным частям Алазано-Агричайской и Куринской депрессий, где образуют системы сопряженных наземных дельт. В их пределах представлены 1–3-я низкие надпойменные террасы, широко развит пойменный комплекс, русло имеет фуркирующий характер.

Тектоническая принадлежность верхних участков очевидна. Первые расположены в области поднятия южного склона, вторые — в области постоянной аккумуляции осадков области относительного прогибания.

Зона средних участков долин принадлежит переходной зоне между отмеченными областями, и анализ ее развития в четвертичное время и является нашей задачей. Здесь в долинах представлено до 30 регионально развитых террас в диапазоне от 1–2 до 300–350 м относительной высоты. По морфологическим особенностям, строению аллювия, гипсометрическому положению можно выделить четыре разновозрастных комплекса [Будагов, 1969, 1973]. Наиболее низкий, новокаспийский — голоценовый, включает 2 террасы высотой 2–5 и 4–10 м. Низкий, хвалынский — верхнечетвертичный, включает 9 уровней в диапазоне высот от 9 до 50–60 м. Средний, хазарский — среднечетвертичный, включает до 13 террас с высотами от 60 до 190–200 м. Верхний, бакинский — нижнечетвертичный, включает 4 уровня с высотами от 210 до 290 м.

По структурному признаку все террасы делятся нами на две группы: эрозионные и аккумулятивные. Первый термин соответствует террасам без аккумулятивного покрова или с аллювием, мощность которого меньше нормальной для реки данной водности. К аккумулятивным относятся все террасы с мощностью аллювия большей, чем нормальная для данной реки. Иными словами, присутствие эрозионных террас определенного возраста свидетельствует о развитии в долине процессов преобладающего врезания, что связано с проявлением тенденций к поднятию в период формирования террасы. Наличие аккумулятивных террас означает соответствующее по времени развитие процессов опускания. При таком подходе можно более конкретно определить



Р и с. 1. Продольный профиль по долине р. Челты

1 — положение русла; 2—4 — положение поверхностей террас разного возраста: 2 — новокаспийского, 3 — хвалынского, 4 — хазарского; 5 — положение цоколей террас; 6 — аллювиальные отложения террас; 7 — относительная высота террас

границы переходной зоны. Северная, отделяющая ее от области постоянных поднятий Южного склона, соответствует северной границе распространения в долинах аккумулятивных террас любого возраста. За Южную, отделяющую переходную зону от зоны унаследованного в четвертичное время прогибаний Алазано-Агричайской и Куринской депрессий, условно принимается граница распространения коренных пород преимущественно мезозойского комплекса. Условность эта вызвана тем, что в ряде мест для бакинских, а иногда и хазарских террас, погруженных под более молодые отложения, мы не можем точно установить места, в которых эрозионные террасы переходят в аккумулятивные.

Анализируя террасовые ряды в пределах долин Южного склона, можно подойти к решению следующих главных задач.

1. Определить в каждой долине границу между областями поднятий и прогибаний для новокаспийского, хвалынского, хазарского и бакинского времени. В долине р. Челти, например, выше высотных отметок в 1500 м долина сужается в узкий глубокий каньон без террас, и именно в этом месте исчезают пойма и молодой комплекс аккумулятивных террас новокаспийского возраста (см. рис. 1). Аккумулятивные террасы верхнехвалынского комплекса появляются в долине несколько ниже по течению на отметках около 1350 м, а нижнехвалынские — на отметках около 1050 м на удалении соответственно в 1,5 и 4 км от северной границы переходной зоны. Аккумулятивные террасы хазарского возраста обнаружены на отметках около 700 м на удалении уже в 11 км от этой границы. Аналогичные заключения можно сделать и по любой другой долине из рассмотренных на Южном склоне. Совокупность данных по всем изученным долинам дает возможность увидеть миграцию разновозрастных границ между областями поднятия и прогибания и определить тенденции развития переходной зоны в течение четвертичного времени вкrest простирания (рис. 2).

2. Другая задача — нахождение мест, в пределах которых террасовые разрезы по соседним долинам не коррелируют между собой по простиранию зоны и разновозрастные границы разобцены в поперечном направлении. В долине р. Челти, например, границы между областями поднятия и прогибания для хвалынского и новокаспийского времени располагаются по отношению к тем же границам в долине р. Алазани на 2—2,5 км к северу, а для хазарского времени почти на 20 км севернее. Другой пример такой потери корреляции террасовых комплексов между соседними долинами дает сравнение долин рек Варташен и Калачай. В последней новокаспийская граница развита на 30 км севернее, а хвалынская — на 20 км севернее, чем в долине р. Варташен. Такой сравнительный анализ дает возможность выявить поперечную дифференциацию в пределах переходной зоны (см. рис. 2).

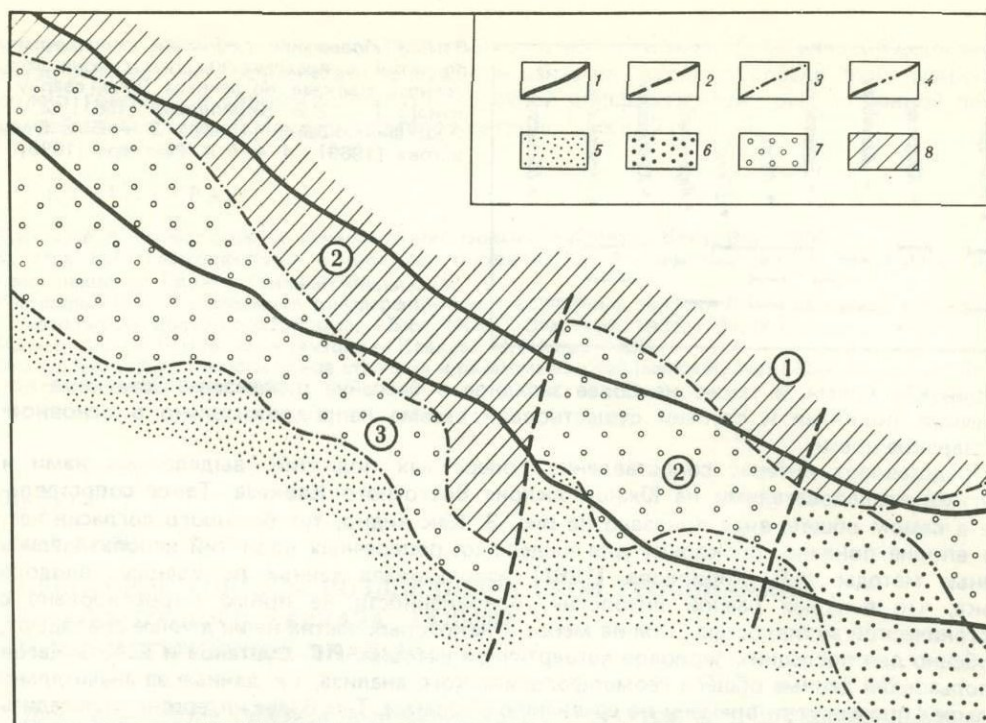
Рассмотрим полученные результаты.

В бакинское время вся зона являлась областью поднятия. Отличие ее от расположенной севернее зоны Южного склона заключалось лишь в том, что в ее пределах кое-где формировались только эрозионные террасы. К сожалению, невозможно точно установить южную границу переходной зоны для этого момента, так как она перекрыта отложениями более молодого, хвалынского-новокаспийского, возраста.

В хазарское время в пределах переходной зоны проявляются дифференцированные движения. Краевые ее участки — Шемахинский район, область Кахетинского хребта — продолжают сохранять тенденцию к поднятию. Те же тенденции испытывают Шекинский, Лагодехский районы и участок бассейнов Кумчай—Лекшичай. Остальные части переходной зоны характеризовались тенденцией к опусканию. Именно в хазарское время происходит главная, наиболее значительная переработка плана предшествовавшего развития. Хвалынское время характеризуется дальнейшим развитием тенденций, наметившихся в хазарское время. Практически в это время опусканиями была охвачена вся переходная зона. Исключения из этого правила весьма немногочисленны — район Лагичской депрессии и верховьев Геокчая на востоке, бассейны верхнего течения рек Варташен, Талачай, Карачай в центральной части и совсем узкие зоны в бассейнах рек Инцоба, Алазани на западе.

Новокаспийское время характеризуется максимальным развитием опусканий, захвативших последние участки ранее существовавших в переходной зоне поднятий. Из этого правила имеется только одно исключение в самой западной части — здесь произошло образование локального поднятия в средних участках долин Челти и Инцоба и в верхней части долины р. Дидхеви.

В целом тенденция развития переходной зоны между Южным склоном Восточного Кавказа и обрамляющими его с юга Алазано-Агричайской и Куринской депрессиями очевидна и однозначна. Она заключалась в разрастании к северу области опускания и аккумуляции в течение всего четвертичного периода за счет вовлечения в него все новых и новых районов южного склона, испытывавших ранее преимущественно восходящие движения (см. рис. 2). Действительно, если в бакинское время вся переходная зона входила в область поднятия, то в новокаспийское практически вся



Р и с. 2. Участок переходной зоны между Южным склоном Восточного Кавказа и Алазано-Агричайской депрессией

1 — главные продольные разломы, ограничивающие Тфанский антиклинорий (1), Закатало-Ковдагский синклиний (2) и Вандамский антиклинорий (3); 2 — поперечные тектонические нарушения; 3 — границы переходной зоны; 4 — граница областей поднятия и прогибания в хазарское время; 5—7 — районы, испытывавшие опускания: 5 — в течение всего четвертичного периода, 6 — в среднечетвертичное время, 7 — в позднечетвертичное время; 8 — районы поднятий в течение всего четвертичного периода

она представляла область прогибания. Эти начальный и завершающий моменты тектонического развития выделяются без всяких сомнений.

Наибольшей сложностью отличается развитие переходной зоны в промежуточные этапы, особенно в хазарское время, когда наиболее резко фронт опусканий продвинулся к северу и четко проявилась дифференциация тектонических движений в переходной зоне.

Если говорить о поперечной зональности, то для раннечетвертичного времени мы располагаем отрывочными данными. Тем не менее уже можно достаточно определенно говорить о проявлении поперечной тектонической зональности, в частности по зоне в районе долины р. Халчалчай, где относительно приподнятым оказывается более западный блок.

В среднечетвертичное время в связи с общей активизацией движений поперечная зональность проявлена наиболее полно. В это время активизируются поперечные зоны в различных частях переходной зоны, по обрамлению Лагодехского поднятия, Шекинского поднятия, Кумчайского поднятия, Калачайской ступени.

В позднечетвертичное время продолжают развиваться некоторые более древние поперечные зоны — Гирдыманчайская, Халхалчайская. В пределах переходной зоны к ним присоединяется Алазанская в западной части территории. Поперечная дифференциация все дальше проникает в пределы Южного склона, охватывая уже оба обрамления Шекинского выступа, а также междуречье Челти—Дуруджи. Эта тенденция сохраняется в позднечетвертичное время, когда к отмеченным зонам присоединяется еще одна — западнее Закаталы.

Тенденция развития поперечных зон во времени достаточно очевидна: постепенно, по мере разрастания областей опускания в северном направлении, фронт этого процесса задерживается в поперечных поднятиях и наиболее продвинут в поперечном прогибе.

В целом в пределах переходной зоны наиболее четко выделяется Шекинское поперечное поднятие, сохранявшее тенденцию к относительному воздыманию на протяжении всего четвертичного периода. Достаточно долго развивалось восточное Шемахинское поперечное поднятие, прекратившее свое существование лишь в ново-

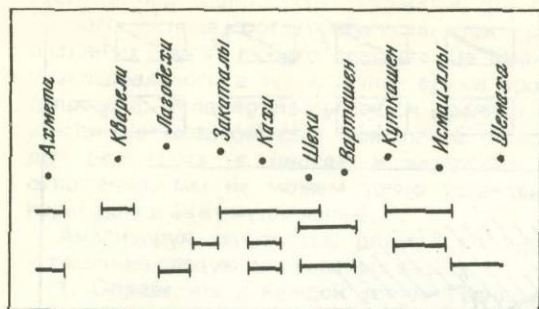


Рис. 3. Положение областей поперечных поднятий в пределах Южного склона Восточного Кавказа, по данным (ряды сверху вниз): 1 — И.В. Кирилловой [1961] 2 — Э.Ш. Шихалибейли [1956], 3 — Б.А. Будагова [1969], 4 — Г.И. Рейснера [1980]

каспийское время, а также наиболее западное в бассейне р. Алазань. Остальные поперечные поднятия и ступени существовали весьма непродолжительно в основном в хазарское время.

Представляет интерес сопоставление поперечных поднятий, выделенных нами и другими исследователями на Южном склоне Восточного Кавказа. Такое сопоставление в самом общем виде показано на рис. 3. Как видно, тут большого согласия нет, что вполне понятно, поскольку для выделения поперечных поднятий использовались разные методы. И.В. Кириллова [1961] использовала данные по выносу твердого стока, что в зонах разной литологии, обводненности не прямо коррелировано с тектонической активностью. Тем не менее в некоторых частях наши данные совпадают, особенно для последних периодов четвертичной истории. Р.Г. Султанов и Б.А. Будагов использовали данные общего геоморфологического анализа, т.е. данные за значительно большие промежутки времени по сравнению с нашими. Тем более интересно проследить развитие новых тенденций в развитии поперечной зональности, выразившееся в отмирании таких поперечных поднятий, как Белоканское, Бумчай-Дамирапараванчайское, унаследованном развитии Курмухчайского и появлении такого нового как Шекинское, или Шемахинское.

Наиболее близки наши данные с результатами исследований Э.Ш. Шихалибейли [1956], что тоже понятно, поскольку он в своем анализе использовал тот же метод исследования террасовых рядов в долинах.

Анализ соотношения молодого и альпийского структурных планов, сопоставление геологических и сейсмических явлений Южного склона Восточного Кавказа являются целью наших будущих исследований. Однако уже сейчас можно кое-что заметить. Совершенно ясно, что переходная зона охватывает различные альпийские структурно-фациальные зоны и разные структурные элементы Южного склона Восточного Кавказа. При этом практически редко совпадают границы древних структурно-фациальных зон с молодыми. Если посмотреть один из участков территории (Шекинский район), то видно, что такое совпадение отмечается лишь на небольшом участке по южному обрамлению Тфанского антиклинория, а в остальных местах оно отсутствует. И, что важно, молодые движения не считаются с характером предшествующего развития, подчиняясь иным закономерностям. Так, в бассейнах Калачай-Тиканлычай переходная зона захватила небольшой участок Тфанского антиклинория, весь Закалато-Ковдагский синклиний и узкую северную полосу Вандамского антиклинория (см. рис. 2). На соседнем с запада участке основные события в четвертичное время развивались в пределах Вандамского антиклинория. В более западных частях территории Вандамский антиклинорий в течение всего четвертичного времени являлся областью интенсивного прогибания. В этом одна из особенностей молодого развития Южного склона Восточного Кавказа, отражающая перестройку более древнего структурно-тектонического плана развития этой территории и наложенный характер четвертичных движений.

В заключение хотелось бы отметить следующее.

Зоны сочленения крупных структурных комплексов, к числу которых относится и зона сочленения Южного склона с системой закавказских депрессий, являются относительно просто построенными лишь при взгляде на них в обзорном масштабе и для длительных промежутков времени.

При более детальном анализе коротких промежутков времени структура и история развития такой зоны сочленения крупных структурных комплексов оказываются значительно более сложными. И это обстоятельство необходимо учитывать как при характеристике зон контрастных сочленений, так и при анализе связанных с ними сейсмических и других явлений.

В результате проведенных работ мы не получили прямых доказательств существования крупного продольного нарушения, отделяющего зону Южного склона от Алазано-Агричайского прогиба. Некоторые признаки, в частности активная сейсмическая

деятельность в ее пределах, высокая активность четвертичных тектонических движений, позволяют все же предполагать ее существование на глубине. Гораздо более уверенно можно говорить в данном случае о поперечной дифференциации рассмотренной переходной зоны в течение последних этапов ее геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- Будагов Б.А. Геоморфология Южного склона Большого Кавказа. Баку: Элм, 1969.
Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: Элм, 1973.
Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971.
Кириллова И.В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне Южного склона Восточного Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 1.
Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.

УДК 551.24

М.Л. КОПП

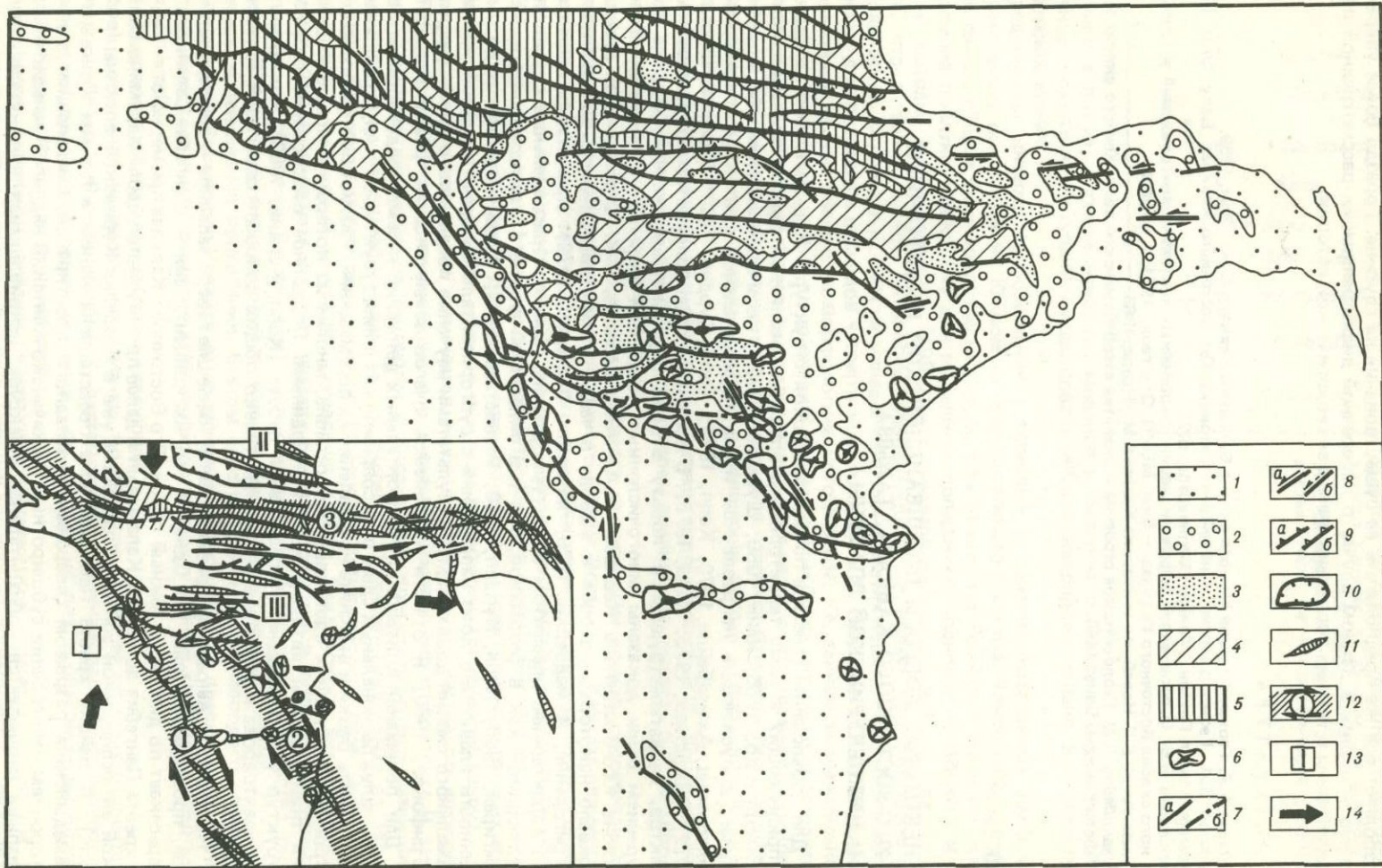
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА, ТАЛЫША И НИЖНЕКУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Для объяснения генезиса позднеальпийской структуры Юго-Восточного Кавказа и прилегающих к нему территорий привлекались различные модели, как фиксистские [Вихерт и др., 1966; Хаин, 1950; Шурыгин, 1962], так и мобилистские или, во всяком случае, допускающие направленное извне горизонтальное сжатие [Ажгирей, 1960; Григорьянц, Ахмедбейли, 1979; Копп, 1979; Копп, Курдин, 1980; Мирчинк, Шурыгин, 1972; Расцветаев, 1973; Хаин, 1978]. В последние годы появляется все больше новых фактов, свидетельствующих в пользу второй группы предположений. Прежде всего бурением были доказаны многочисленные надвиги и шарьяжи в пределах Южного склона Юго-Восточного Кавказа (Р.А. Аллахвердиев, В.Я. Степашкин и др.), что привело некоторых авторов к выводу о чешуйчатом строении всего Южного склона [Григорьянц, Ахмедбейли, 1979; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Кроме того, оказалось, что характерным элементом структуры региона являются региональные сдвиги, проявляющиеся как в разрывной, так и в складчатой форме [Агамирзоев и др., 1976; Ажгирей, 1960; Копп, Курдин, 1980; Расцветаев, 1973]. Устойчивое вплоть до современности главенство поля напряжений с субгоризонтальной ориентировкой оси максимального сжатия доказывается результатами изучения позднечетвертичных разрывов [Трифонов, 1980] и отчасти механизмов очагов землетрясений [Николаев, 1978].

Для понимания кинематики горизонтальных движений весьма плодотворным является анализ региональных сдвигов и сопряженных с ним структур сжатия, позволяющий оконтурить блоки и выяснить направление их перемещений. Рассмотрим с этих позиций строение главнейших сдвиговых зон региона, многие из которых впервые выделены или подтверждены автором и Н.Н. Курдиным. Подробное обоснование ряда этих структур уже приведено в специальной работе [Копп, Курдин, 1980], что позволяет сконцентрировать внимание на анализе только общих вопросов сдвиговой тектоники региона.

Лучше всего выражены правые сдвиги, имеющие северо-западное — субмеридиональное, простирание (рис. 1). Одна из зон их концентрации — Ленгебиз-Сальянская — пересекает по диагонали Южный склон Юго-Восточного Кавказа примерно от г. Шемахи и хребта Ленгебиз до хребта Каламадын и далее протягивается вдоль Харамино-Сальянской антиклинальной зоны, находящейся уже в пределах Куринской впадины (рис. 2, вкл.). В районе хребта Ленгебиз зона представлена одним крупным Ленгебиз-Каламадынским разрывом северо-северо-западного простирания, смещающим в правостороннем направлении субширотный Аджичайско-Алятский надвиг. В западном крыле разрыва наблюдается горизонтальная флексура, искривляющая вытянутый в запад-северо-западном направлении борт Нижнекуринской впадины. Смыкающее крыло горизонтальной флексуры выражено имеющей северо-северо-западное простирание Ленгебизской моноклиналию, сложенной вертикально залегающими слоями верхнеплиоценовых отложений. Со стороны восточного крыла к Ленгебиз-Каламадынскому разрыву косо причленяются субширотные складки Южного Кобыстана.

К северу от Аджичайско-Алятского надвига Ленгебиз-Каламадынский разрыв расщепляется на несколько оперяющих нарушений того же северо-северо-западно-



го простирания. По ним ступенчато смещены вправо субширотные складки Ленгебиз-Алятского антиклинория и южное крыло находящейся севернее Дзоголовчайской синклинали. Анализ фаций развитых в зоне Ленгебиз-Каламадынской разрыва верхнеплиоценовых отложений показывает, что его суммарная сдвиговая амплитуда составляет 10–15 км. Это значение примерно совпадает с величиной смещения линии Аджичайско-Алятского надвига и структур Ленгебиз-Алятского антиклинория (см. рис. 2).

На северном продолжении Ленгебиз-Каламадынского правого сдвига находятся небольшие сдвиги того же простирания, один из которых, Шемахинский, около одноименного города смещает вправо сложное поном северное крыло Дзоголовчайской синклинали, а другой, Каладж-Калейбургский, косо обрезает восточное окончание Вандамского антиклинория. Правый сдвиг северо-северо-западного простирания, Гафтасиаб-Сулутский, обнаружен поблизости сел. Лагич. Он обуславливает резкое сужение к востоку Лагичского синклинория и смещение некоторых структур Вандамского антиклинория, имеющих запад-северо-западное простирание.

Несомненно, что рассматриваемая сдвиговая зона продолжается и далеко к югу. Об этом свидетельствуют правая кулисность в расположении некоторых складок Харамино-Сальянской антиклинальной зоны, а также наличие многочисленных разрывов субмеридионального северо-северо-западного простирания, смещающих вправо крылья структур. Особенно достоверно в результате бурения установлен субмеридиональный правый сдвиг в участке сочленения Мишовдагской и Хараминской антиклиналей (Н.Ш. Исмаилов) (рис. 3).

К востоку от Ленгебиз-Сальянской правосдвиговой зоны находится примерно параллельная ей Алят-Бяндованская правосдвиговая зона. Для нее характерно правокулисное расположение складок; кроме того, С.А. Али-Заде и его сотрудники закартировали разрывы северо-западного простирания, смещающие вправо крылья складок, а иногда и целые структуры. На северо-западном продолжении Алятской зоны находится правосторонняя горизонтальная флексура южного крыла Джейранкечмезской депрессии.

Можно предполагать, что правосдвиговый характер имеет новейший разрыв северо-западного простирания, косо замыкающий с востока Алазано-Агрчайскую впадину. Ось ее смещена на несколько километров к северу по отношению к оси занимающего сходное структурное положение Шемахино-Кобыстанского синклинория.

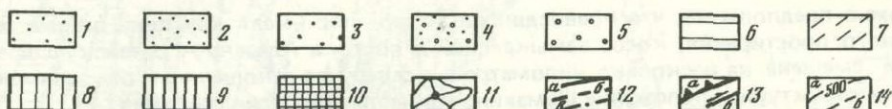
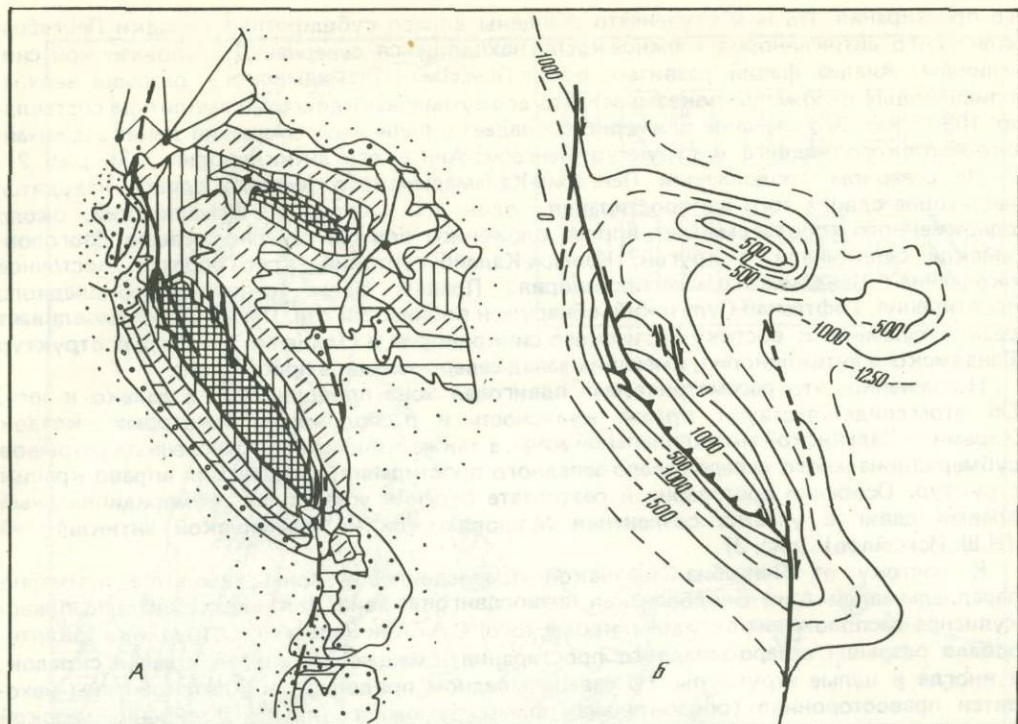
Уже высказывалось мнение о правосдвиговой природе Буроварско-Астаринского разрыва, ограничивающего с северо-востока Тальшский антиклинорий. Оно основано на наличии трактуемого в качестве горизонтальной флексуры правостороннего изгиба Западного Эльбруса и Тальша [Pavoni, 1961], а также правокулисного расположения складок в области этого изгиба [Копп, 1979]. Однако попутные изгибы правые сдвиги на Тальше неизвестны. Л.М. Расцветаев на основании кулисного расположения новейших структур Малого Кавказа считает, что правосдвиговую природу имеет весь восточный фланг Малокавказской структурной дуги [Расцветаев, 1973]. Кроме того, этот исследователь выделяет зоны правосдвиговой деформации на крайнем восточном погружении Юго-Восточного Кавказа в интервале ст. Килязи—ст. Насосная и на восточном фланге Дагестанского выступа.

Можно отметить, что правые сдвиги представляют собой весьма существенный элемент структурной рассматриваемой территории. Их концентрация на востоке Кавказского перешейка в виде широкой полосы северо-северо-западного простирания, по-видимому, маркирует восточный фланг передвигавшейся к северу Аравийско-Закавказской системы блоков.

Левые сдвиги распространены более локально. Поскольку они часто простираются параллельно общему структурному плану региона и имеют комбинированный сдвиго-надвиговый характер, диагностика их бывает затруднена. Как уже отмечалось, определенные признаки левостороннего сдвига присутствуют в структуре южного склона Юго-Восточного Кавказа, в интервале от г. Шеки до Апшеронского полуострова. Здесь выделена субширотная Вандам-Апшеронская левосдвиговая зона, которая представляет собой довольно широкую (охватывающую целиком Вандамскую и южную часть Ковдаг-Дибрарской зон) полосу развития кулисных складок, структур типа "конский

Р и с. 1. Схема расположения основных разрывов Юго-Восточного Кавказа, на врезке — геодинамическая схема позднеальпийского этапа. Составили М.Л. Копп и Н.Н. Курдин

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — миоцен; 4 — палеоген; 5 — мел; 6 — грязевые вулканы; 7 — разрывы (а — выраженные на поверхности, б — перекрытые более молодыми образованиями); 8–10 — кинематические типы разрывов: 8 — сдвиги (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — взбросы и надвиги (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — покровы; 11 — оси крупнейших антиклинальных складок; 12 — региональные зоны сдвиговых деформаций (1 — Ленгебиз-Сальянская, 2 — Алят-Бяндованская, 3 — Вандам-Апшеронская); 13 — тектонические блоки (I — Куринско-Малокавказский, II — Восточно-Кавказский, III — Шемахино-Кобыстанский); 14 — направления перемещения блоков относительно друг друга



Р и с. 3. Правые сдвиги Хараминского участка. Составили М.Л. Копп и Н.Н. Курдин с использованием данных бурения Н.Ш. Исмаилова

А — геологическая карта; Б — структурная карта по подошве акчагыла.

1 — аллювий — пролювий верхнего плейстоцена — голоцена нерасчлененный; 2 — морские образования хвалынского возраста; 3 — делювий — пролювий среднего плейстоцена; 4 — морские образования хазарского возраста; 5 — морские образования бакинского возраста; 6 — верхний апшерон; 7 — средний апшерон; 8 — нижний апшерон; 9 — акчагыл, 10 — продуктивная толща; 11 — грязевые вулканы; 12 — разрывы (а — прослеженные, б — предполагаемые, в — перекрытые четвертичными отложениями); 13 — кинематические типы разрывов (а — надвиги и взбросы, треугольники направлены в сторону висячего крыла, б — сдвиги), 14 — стратозигипсы (а — основные, проведенные через 500 м, б — дополнительные, проведенные через 250 м)

хвост" и небольших левых сдвигов. Л.М. Расцветаев [1973] и В.З. Сахатов [1976] на основании анализа геологических и геофизических материалов считают левым сдвигом разрыв западного ограничения Талышского клина, входящий в систему Восточно-Кавказского линеамента. По мнению В.З. Сахатова, сдвиг имеет амплитуду порядка 40 км.

Зоны концентрации развивающихся в позднеальпийском этапе левых и правых сдвигов и сопряженных с ними структур сжатия расчленяют рассматриваемую территорию на три главных блока,двигающихся в разных направлениях: смещавшийся к северу Куринско-Малокавказский (включая, кроме одноименных структур, также Талыш), двигавшийся к востоку Шемахино-Кобыстанский (вместе с прилегающей акваторией Южного Каспия) и неподвижный или слабо смещавшийся к югу Восточно-Кавказский. Эти крупные блоки имеют сложное внутреннее строение и разделяются на блоки II порядка. Так, внутри Куринско-Малокавказского блока обособляются Малокавказский и Талышский блоки, наиболее сильно продвинувшиеся к северу. Границы между блоками редко бывают резкими и обычно представлены довольно расплывчатыми зонами скальвания и пластической деформации, по ширине иногда сравнимыми с самими блоками. Такова восточная граница Куринско-Малокавказского блока, выраженная несколькими далеко отстоящими друг от друга полосами правых сдвигов: Буроварско-Астаринской, Ленгебиз-Сальянской и Алят-Бяндованской.

Учет горизонтальных перемещений блоков позволяет объяснить многие структурные особенности региона. Так, становится понятным скачкообразное усложнение структуры южного склона Юго-Восточного Кавказа с востока на запад. На крайнем восточном

погружении мегантиклинория (Апшеронский полуостров и прибрежный Кобыстан) и в прилегающей части акватории Южного Каспия развиты простые, часто брахиморфные складки. В месте подхода к южному склону Алятской правосдвиговой зоны начинается Аджичайско-Алятский надвиг, и, кроме того, структура в целом приобретает чешуйчатый облик. Следующее усложнение структуры происходит в месте сочленения с южным склоном Ленгембиз-Сальянской правосдвиговой зоны. Здесь находятся крупнейшие на Юго-Восточном Кавказе покровы, кроме того, увеличиваются амплитуды Аджичайско-Алятского и Зангизского надвигов. По-видимому, с резким усилением горизонтального сжатия как-то связана локализация мелкофокусных землетрясений в районе г. Шемахи. К западу от области сочленения правосдвиговых зон с южным склоном структура становится изоклинальной, появляются кливаж и слабый метаморфизм. Обычные здесь крутопадающие продольные разрывы, как справедливо считают некоторые авторы [Григорьянц, Ахмедбейли, 1979; Мирчинк, Шурыгин, 1972], представляют собой уже корни покровов.

До сих пор не решены вопросы о структурном положении Талышской зоны, о ее связях с тектоническими единицами сходного строения на Малом Кавказе и в Северном Иране, о ее восточном продолжении. Одни авторы, основываясь на новейших данных о структуре дна Южного Каспия, чертах сходства с Аджаро-Триалетской зоной и других фактах, считают, что Талыш продолжается в Южно-Каспийскую котловину [Адамия и др., 1974; Милановский, 1968] так же, как Аджаро-Триалетия находится на продолжении Черноморской впадины [Адамия и др., 1974]. Другие включают Талышскую зону в состав Северо-Западного Эльбурса [Азизбеков и др., 1971; Хаин, 1978]. Представление о правосдвиговом характере восточного ограничения Талыша свидетельствует в пользу последней точки зрения и заставляет рассматривать Талышскую зону в качестве выдвинутой на север западной части Зенджанской зоны Южного Эльбурса. Этому не противоречат данные о строении разреза палеогена в обеих этих зонах [Азизбеков и др., 1971; Геология. . . , 1973]. Зона Северного Эльбурса в этом случае либо тектонически перекрыта палеогеном Талыша, либо находится севернее последнего, под молассами Нижнекуринского прогиба. Вполне вероятно, что ее аналог — это созданное в ларамийскую тектоническую эпоху и интенсивно воздымавшееся в течение палеогена Мингечаур-Саатлинское погребенное поднятие.

Хорошо известна связь с разрывными нарушениями грязевых вулканов Азербайджана. При этом оказалось, что чаще всего последние приурочены к диагональным и поперечным сдвигам, сбросо-сдвигам и сбросам. Так, в пределах Алятской гряды много грязевых вулканов отмечается в районе ее прибрежного отрезка, имеющего северо-северо-западное простирание и связанного с Алят-Бяндованской правосдвиговой зоной. Высокая концентрация грязевых вулканов наблюдается и около Ленгембиз-Сальянской правосдвиговой зоны, особенно в районе Ленгембиз-Каламадынского разрыва. Значительно меньше грязевых вулканов наблюдается в пределах субширотных отрезков Аджичайско-Алятского разрыва, где его надвиговая составляющая наиболее велика.

Несомненно, такая неравномерность пространственного распределения грязевых вулканов связана с различной динамической обстановкой образования надвигов и сдвигов. И те и другие формировались при одном и том же субмеридиональном направлении оси максимального горизонтального сжатия, но при различной ориентировке оси максимального растяжения: вертикальной — для надвигов и горизонтальной субширотной — для сдвигов. Поэтому возникновение сколько-нибудь существенных раздвиговых деформаций было возможно лишь в сдвиговых зонах. В свете изложенного понятна и общая приуроченность грязевого вулканизма к Кобыстану: помимо присутствия и неглубокого залегания нефти и газа, являющегося непременной причиной возникновения грязевого вулканизма, в этом районе горизонтальное сжатие реализуется сдвиговым, а не надвиговым полем напряжений.

Одна из интереснейших проблем тектоники рассматриваемой территории — происхождение поперечных складок субмеридионального простирания, развитых на востоке Кобыстана и в акватории Южного Каспия. Этот феномен пытались объяснить разными причинами: глиняным диапиризмом, отражением в складчатом чехле разломов фундамента и в последние годы переориентировкой структурного плана в связи с новообразованием Каспийского геосинклинального прогиба субмеридионального простирания. Изложенные в настоящей работе представления позволяют выдвинуть новую гипотезу о происхождении поперечных складок в результате сжатия вытолкнутого к востоку Южно-Каспийского блока. Хорошее подтверждение этому — парагенез поперечных складок и сдвигов, проявляющийся в их пространственной взаимосвязи (поперечные складки слепо заканчиваются около сдвигов, причленяясь к ним под прямым углом) и синхронности формирования [Копп, 1979; Копп, Курдин, 1980].

Таким образом, Шемахино-Кобыстанский блок по своему месту в общей картине горизонтальных движений региона симметричен Западно-Копетдагскому блоку, который выталкивается по сдвигам также в сторону Южно-Каспийской впадины, но уже

в западном направлении [Копп, 1979; Расцветаев, 1973]. Вероятно, последняя испытала меньшее (по сравнению с Кавказским и Копетдагским синтаксисами) субмеридиональное сжатие и поэтому представляла собой удобное "геодинамическое убежище" для тектонической аккумуляции масс, выдавленных из мест особенно высокого горизонтального сжатия.

В связи с этим можно предполагать, что сходный генезис имеют и субмеридиональные складки, широко развитые в северном борту Рионской впадины и, как оказалось в результате новейших геофизических исследований, в восточной части акватории Черного моря. По-видимому, они возникли в результате торможения выдавленного из Кавказского синтаксиса к западу Рионского блока.

В заключение остановимся на одном из практических аспектов геодинамического анализа рассматриваемого региона.

Как уже неоднократно отмечалось в литературе, среди перспективных на нефть и газ молассовых впадин многие нефтегазоносные бассейны связаны с теми из них, которые находятся на периклиналях горно-складчатых систем и в разделяющих последние поперечных прогибах. Примером может служить Южно-Каспийский бассейн, приуроченный к одноименному прогибу между Кавказом и Копетдагом. По количеству месторождений он значительно превосходит соседние продольные прогибы (Куринский, Кусарский, Терско-Каспийский), а также отличается наибольшей интенсивностью грязевого вулканизма.

Указанную особенность пространственного размещения нефтегазовых месторождений иногда объясняют большей древностью поперечных прогибов, однако окончательно решенным этот вопрос считаться не может. В свете рассмотренных выше геодинамических представлений неравномерность пространственного размещения нефти и газа удается связать с горизонтальными перемещениями масс земной коры.

Поясним это подробнее. Допуская горизонтальное перемещение материала из мест большего сжатия коры в менее сжатые участки (это явление именуется автором горизонтальным выдавливанием), естественно допускать, что это перемещение может происходить не только в форме перестановки крупных блоков или в форме пластической деформации, но и посредством пространственного перераспределения твердой, жидкой и газообразной фаз вещества, присутствующих в нефтегазосодержащих породах. В последнем случае в местах увеличенного сжатия будут происходить обезвоживание и уплотнение пород, их кливажирование и метаморфизм [Лебедева, 1976], а в местах ослабленного сжатия — нагнетание подземных вод, нефти и газов, перемещающихся вдоль слоистости и плоскостей региональных разрывов. Благодаря меньшей вязкости жидких и газообразных веществ процесс их отжимания должен опережать пластическую деформацию твердых пород. Создаваемое в результате нагнетания газа и газоконденсата аномально высокое пластическое давление, в свою очередь, облегчает возникновение диапировых складок и создает грязевые вулканы.

При анализе причин миграции углеводородов в земной коре обычно учитываются следующие факторы: гравитационный, гидравлический, газонапорный. Перемещению же УВ под действием тектонических сил сколько-нибудь существенного значения не придается. Представляется, что этот фактор, который мы предлагаем называть геодинамическим, имеет гораздо больший интерес для геологов-нефтяников. Направленные по вертикали вверх транспорт выдавленного материала и сопутствующая ему миграция УВ будут препятствовать возникновению залежей или вызывать их разрушение. Если же выдавливание материала происходит по горизонтали, то в участках ослабленного сжатия, особенно если там продолжается интенсивное осадконакопление, создаются благоприятные условия для образования и консервации залежей. Таким образом, знание поля тектонических напряжений может облегчить выявление мест повышенной концентрации нефти и газа.

Переходя к проблеме нефтегазоносности рассматриваемого региона, можно сделать вывод, что отсутствие залежей УВ в мезозойском комплексе горной части Юго-Восточного Кавказа, его высокая деформированность и метаморфизм никоим образом не позволяют отрицать его высокую продуктивность в Кобыстане и Южно-Каспийской впадине. Наоборот, в данных геодинамических условиях мезозойские осадки этих регионов должны иметь аномально высокое содержание УВ, выжатых из соседних складчатых сооружений. Поэтому мы полностью согласны с той группой исследователей, которая придерживается мнения о вторичном характере нефтегазоносности плиоцена и о вертикальной миграции нефти и газа из более глубоких горизонтов.

- Агамирзов Р.А., Григорьянц Б.В., Копп М.Л., Курдин Н.Н. Поперечные разломы Юго-Восточного Кавказа и их выражение на космических снимках. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Гамкредидзе И.П., Лордкипанидзе М.Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1974, вып. 44.
- Аджгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Азизбеков М.А., Багиров А.Э., Исмаил-Заде А.Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом. — Геотектоника, 1971, № 3.
- Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И., Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973.
- Григорьянц Б.В., Ахмедбейли Ф.С. Тектоническое строение Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Международная программа геологической корреляции. Проект "Глобальная корреляция эпох тектоногенеза": Докл. азерб. геологов. Баку, 1979.
- Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 2.
- Копп М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги Юго-Восточного Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1980, № 11.
- Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972.
- Николаев П.Н. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры Альпийской складчатой области. Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 11.
- Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5.
- Сахатов В.З. Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11.
- Трифонов В.Г. Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980.
- Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В.Е. Тектоника Кавказа, некоторые очередные проблемы. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1978, № 59.
- Шурыгин А.М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung. — Geol. Rundsch., 1961, Hf. 51, N 1.

УДК 551.24

С. И. КУЛОШВИЛИ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ И СЕЙСМОТЕКТОНИКИ КАВКАЗА В СВЯЗИ С ЕГО СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

В статье рассмотрены некоторые вопросы развития Кавказа на орогенном этапе и сделана попытка показать, что характерные черты и особенности неотектоники и сейсмичности этого региона и смежных территорий находят вполне удовлетворительное объяснение с позиции тектоники плит.

Уже давно некоторыми исследователями была высказана мысль, что не только рельеф Кавказа, но и его тектоническая структура в основных чертах были сформированы в неоген-антропогеновое время и являются результатом заключительных фаз альпийского тектогенеза. Наиболее полно и последовательно эти идеи отражены в трудах С. С. Кузнецова [1937], Л. А. Варданянца [1948], А. Л. Цагарели [1964, 1980] и др. Новые данные, полученные в последнее время при составлении Неотектонической карты Кавказа, подтверждают мнение о решающей роли неоген-антропогенового тектогенеза в создании современной структуры и рельефа Кавказа.

Уже это самое общее положение находится в соответствии с тем важным выводом, вытекающим из тектоники плит, согласно которому интенсивный тектогенез (или главный тектонический эффект по У. Диккинсону [1974]), как правило, не происходит до тех пор, пока в пределах того или иного региона сохраняются значительные участки коры океанического типа. Здесь термин "тектогенез" мы используем в узком значении, подразумевая лишь процессы складкообразования, разрывообразования и орогенеза, поскольку другие стороны тектогенеза, в широком его понимании (такие, как рифтогенез, вулканизм, метаморфизм и др.), проявляются в значительно более широком временном диапазоне, нежели структурообразование и горообразование.

Территория Кавказа расположена в северной части центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, между Евразийской плитой на севере и Аравийской плитой на юге.

В настоящее время предложен ряд палеотектонических и палинспастических схем и реконструкций мезозойско-кайнозойского развития рассматриваемого сегмента Альпийско-Гималайского пояса. В данной работе мы опираемся на те из них, которые наиболее согласуются с эволюцией Кавказского региона на позднеальпийском (орогенном) этапе его развития [Smith, 1971; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1977]. В соответствии с этими схемами предполагается, что в конце юры—начале мела между Аравийской плитой и Ирано-Турецким микроконтинентом существовал уже достаточно суженный океанический бассейн — Тетис, а между северной окраиной этого микроконтинента и Закавказско-Понтийским блоком (островной дугой) протягивалась еще более узкая ветвь Тетиса также с корой океанического типа. Что же касается Южного склона Большого Кавказа, то на его месте располагалось окраинное море с корой континентального и переходного типа.

В свете сказанного выше существование в пределах рассматриваемого региона крупных участков океанической коры как будто бы находится в противоречии с данными об интенсивном проявлении раннеальпийских фаз тектогенеза на Кавказе.

Однако более детальное рассмотрение этого вопроса показывает, что роль мезозойских и, в частности, предкелловейской и предмеловой фаз в формировании тектонической структуры Кавказа до последнего времени сильно преувеличивалась. Как показывают наблюдения, в большинстве районов Кавказа меловые отложения залегают согласно с юрскими либо между ними имеются небольшие угловые несогласия. Для северного склона Большого Кавказа убедительные данные в этом отношении получены С. И. Дотдугевым [1974].

В области Южного склона Большого Кавказа проявления предкелловейской складчатости также имеют локальный характер и ограничены главным образом периферическими зонами. Специальные исследования по изучению соотношений складчатых структур юрских и меловых образований Окрибско-Хрентской зоны (переходной между складчатой системой Южного склона и Грузинской глыбой) были проведены Г. П. Лобжанидзе [1977]. Согласно указанному исследователю, имеющиеся данные о наличии здесь несогласий между юрскими и нижнемеловыми отложениями не подтверждаются и на большей части Окрибско-Хрентской зоны образования юры и мела залегают совершенно согласно. Отмечаемое же в отдельных структурах выполаживание слоев вверх по разрезу может быть легко объяснено механизмом образования этих структур. В этой зоне развиты в основном отраженные (глыбовые) складки, в которых уменьшение углов падения пластов вверх по разрезу представляется вполне закономерным.

В некоторых пунктах Кавказа действительно отмечаются несогласия, обусловленные предкелловейской фазой, но эти несогласия имеют лишь локальный характер. В частности, С. И. Дотдугев отмечает несогласие между средней и верхней юрой в некоторых районах Северной Осетии и Чечено-Ингушетии; А. А. Габриелян [1972] указывает на несогласное залегание келловей на более древних образованиях в Северной Армении. Проявление предкелловейской фазы маркируется также в ряде мест внедрением гранитоидов и локальными перерывами в осадконакоплении и вулканизме. Однако имеющийся материал не позволяет говорить о формировании в это время сложной структуры Кавказа с крутыми, часто опрокинутыми складками, разбитыми многочисленными разрывными нарушениями с амплитудой в несколько километров. Скорее всего, в результате предкелловейской фазы происходит зарождение отдельных пологих крупноразмерных поднятий и прогибов. Так, по мнению А. А. Габриеляна [1972], в это время закладываются ячеи будущих антиклинальных поднятий — Алавердского, Шамшадинского, Кафанского и др. В области Большого Кавказа с предкелловейской фазой связываются сужение окраинного моря и обособление в его пределах западного и восточного флишевых трогов [Адамия и др., 1977].

Еще более очевидно отсутствие сколько-нибудь значительных орогенических движений на Кавказе в это время. Это доказывается в первую очередь отсутствием в разрезе мезозойских отложений значительных объемов грубообломочных пород, аналогичных молассовым толщам орогенного этапа. Кроме того, проведенное С. И. Дотдугевым [1974] петрографическое изучение молассовых отложений Предкавказья показало, что не только в юре и мелу, но и в раннем палеогене большая часть осевой зоны Большого Кавказа была покрыта морем.

На рубеже юры и мела отмечается относительно слабое проявление андской фазы. Незначительные несогласия, обусловленные этой фазой, фиксируются в основном в области Большого Кавказа (на обоих его погружениях и в зоне Южного склона). На Малом Кавказе с этой фазой связано поднятие Сомхето-Кафанской зоны (южной периферии островной дуги).

В конце раннемелового времени происходит замыкание северной ветви Тетиса и объединение Закавказской островной дуги и Ирано-Турецкого микроконтинента в единый блок (Малоазиатско-Закавказский континентальный массив, по Ш. А. Адамия). С этим замыканием связано проявление предпозднемеловой (австрийской) фазы тектогенеза. Наибольшее выражение эта фаза находит на Малом Кавказе, где в полосе Анатолийско-Малокавказского (Севано-Акеринского) офиолитового шва имеет место образование покровов серпентинитового меланжа и олистостромового комплекса [Книппер, 1975]. По мнению И. П. Гамкрелидзе [1976], формирование покровов серпентинитового меланжа могло происходить в результате одновременно протекающих процессов субдукции и обдукции океанической коры при поддвиге более опущенного южного блока (Ирано-Турецкого) под породы кристаллического основания Закавказской островной дуги.

К северу от Малого Кавказа небольшие несогласия, вызванные австрийской фазой, отмечаются на Дзирульском массиве, на юго-восточном погружении Большого Кавказа и на некоторых других пунктах. Относительно слабое проявление австрийского тектогенеза в Северном Закавказье можно объяснить небольшими размерами действующего с юга Ирано-Турецкого блока и, следовательно, относительно слабыми усилиями, которые оказывал этот блок на расположенные севернее участки земной коры.

Начало позднемелового времени знаменуется сменой сжимающих напряжений растягивающими и общим интенсивным погружением, охватившим большую часть рассматриваемой территории. Происходит частичное раздробление новообразованного Малоазиатско-Закавказского континентального массива. В результате этого раздробления в Центральном и Восточном Иране образуется небольшой микроконтинент, окруженный со всех сторон узкими трогами и рифтами с океанической корой [Такин, 1972]. Аналогичный процесс наблюдается и в северной части Малоазиатско-Закавказского массива (формирование Аджаро-Триалетского и Талышского рифтов), с той лишь разницей, что здесь процесс рифтообразования не дошел до стадии полного разрыва континентальной коры.

Коллизия Аравийской плиты с Евразийской и замыкание основной ветви Тетиса, датируемое образованием меланжа офиолитов в Восточном Тавре и в зоне Главного Загросского шва, произошли в позднемеловое время, скорее всего перед маастрихтом. Эта коллизия по времени совпадает и, по-видимому, связана с началом активного рифтогенеза в области Красного моря [Казьмин, 1974].

Указанный исследователь подчеркивает значение маастрихтского тектогенеза для складчатых сооружений Тавра—Внутреннего Загроса, где он выразился главным образом в образовании покровов с весьма значительными амплитудами горизонтальных перемещений (от 70—80 км в Восточной Турции до 150 км в Омане). Однако за пределами указанного пояса маастрихтская и следующая за ней предпалеогеновая (ларамийская) фазы проявились значительно слабее. Так, уже в области Внешнего Загроса (представлявшего собой шельф Аравийского континента) в течение всего мелового времени (равно как и юрского и палеогенового) имело место непрерывное осадконакопление без следов каких-либо несогласий и перерывов [Stöcklin, 1968]. Отсутствие заметных деформаций в отложениях Внешнего Загроса может быть объяснено, как это полагает М. Такин [Такин, 1972], тем, что избыток сжимающих напряжений со стороны Аравийского континента компенсировался сужением и захлопыванием образовавшихся ранее в пределах Малоазиатско-Закавказского массива рифтовых бассейнов.

На Кавказе ни маастрихтская (субгерцинская), ни ларамийская фазы не привели к сколько-нибудь заметному изменению геодинамической обстановки. Оба эти фазы проявились преимущественно на Малом Кавказе, но и здесь они выражены не столько структурными несогласиями, сколько локальными перерывами в осадконакоплении, сменой фаций в разрезах, появлением регрессивных комплексов. В то же время в пределах синклинальных зон можно наблюдать вполне постепенные переходы от верхнего мела к палеогену.

Резкое изменение геодинамических условий не только на территории Кавказа, но и в пределах большей части рассматриваемого сегмента Альпийско-Гималайского пояса, связанное с проявлением пиринейской фазы тектогенеза, наступает в позднем эоцене. Пиринейский тектогенез совпадает с новой эпохой активизации Красноморского рифта и началом формирования Аденского рифта [Казьмин, 1974]. По данным указанного исследователя, в это время происходит изменение траектории движения Аравийской плиты с северо-восточного 65° на северо-северо-восточное 25° . Таким образом, Кавказ оказывается лежащим прямо на пути движения Аравийской плиты. По-видимому, этим изменением вектора движения обусловлено формирование дугообразного изгиба складок Малого Кавказа и пережима структуры в центральной части Большого Кавказа.

На Кавказе рубеж эоцена и олигоцена рассматривается как начало орогенного этапа. Особенно интенсивно пиринейский тектогенез проявился в южной половине рассматриваемой территории, где с его наиболее ранней фазой (триалетской) связано становление

в общих чертах современной структуры Аджаро-Триалетской и Талышской складчатых систем. Проявились эти движения и во внутренних частях Малого Кавказа. С ними, в частности, связаны начало внутреннего расчленения и формирование крупных складок Севано-Акеринской зоны [Саркисян, 1973].

Позднеэоцен-олигоценное время явилось эпохой главной складчатости и в пределах складчатого обрамления Аравийской платформы — в горах Тавра и Внутреннего Загроса [Казьмин, 1974; Ильхан, 1977]. Здесь тектогенез сопровождался окончательным замыканием малых океанических бассейнов в Центральном и Восточном Иране, которое произошло не позднее конца эоцена.

Несколько слабее проявился пиринейский тектогенез в северной части рассматриваемой территории. На Большом Кавказе в результате пиринейской фазы произошли усложнение ранее образованных структур и формирование ряда новых. Одновременно происходит общая инверсия рельефа с образованием суши на месте окраинного моря и мелководного морского бассейна на месте Закавказского континентального массива. Темп вертикальных движений в это время был весьма невелик и не привел к созданию на Кавказе высокогорного рельефа.

Первое образование высокогорного рельефа на Кавказе относится концу миоценового времени и связано с проявлением аттической фазы. Последняя совпадает с резким увеличением скорости сближения Аравийской и Евразийской плит [Вардапетян, 1979] и очередной эпохой активизации расширения Красноморского и Аденского рифтов, которое, по данным В.Г. Казьмина [1974], произошло 10–12 млн. лет назад. Скорость вертикальных движений на Кавказе в это время увеличилась по крайней мере на порядок, и уже в раннем плиоцене высота рельефа на Большом Кавказе составляла не менее 4–5 км.

Аттическая фаза явилась главной фазой складкообразования на Кавказе. В это время было сформировано большинство складок как в горной области, так и в межгорных и предгорных прогибах, а также образовались некоторые разрывы главным образом сбросового характера.

Продолжающееся давление со стороны Аравийского блока вызвало также образование поперечных расколов, некоторые из которых пересекают весь рассматриваемый сектор Средиземноморского складчатого пояса. На Кавказе миоплиоценовый (аттический) возраст некоторых поперечных разломов устанавливается достаточно определенно. В одних случаях (Мегрельский разлом) он определяется по возрасту приразломных складок, в других (Абул-Самсарский и Кечутский разломы) — по времени излияния лав по этим разломам.

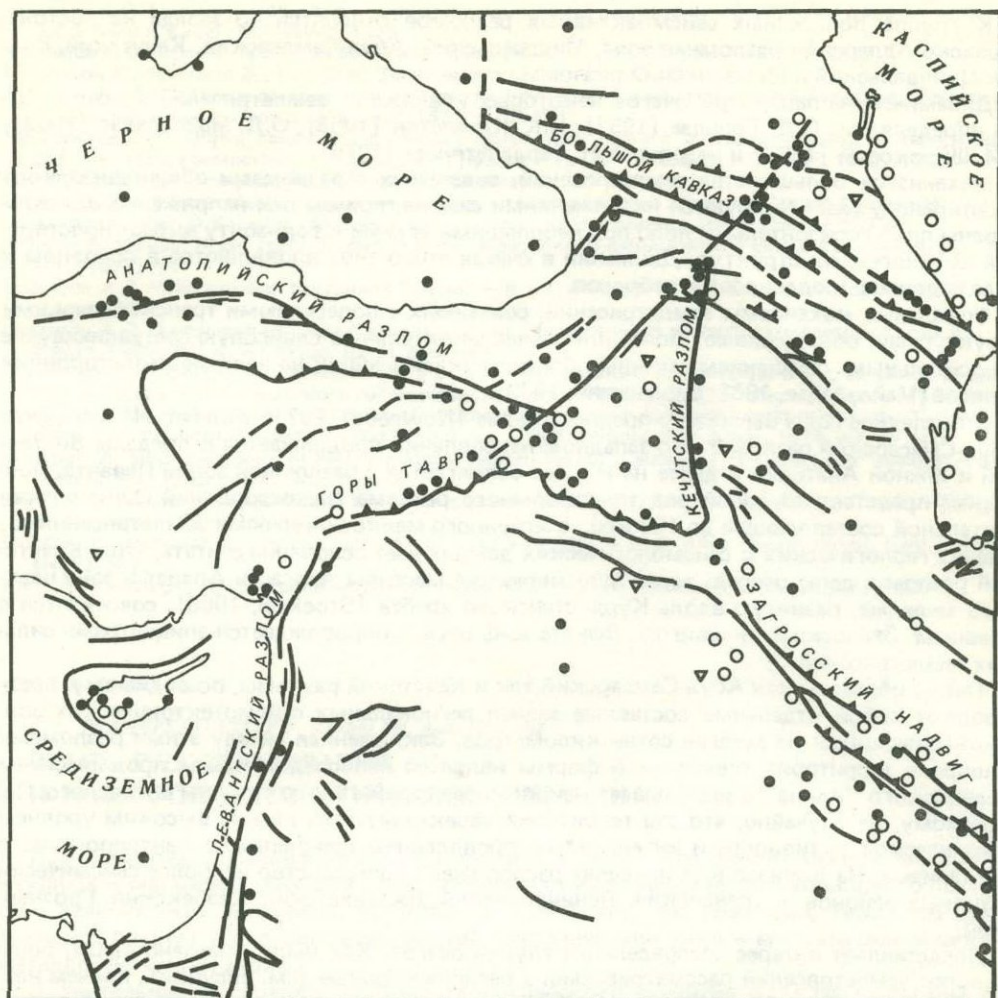
Аттическая фаза широко проявилась и за пределами Кавказа. Так, по данным Н. Фолкона [1977], большая часть Загроса как горно-складчатого сооружения также сформировалась в миоцен-плиоценовую орогеническую фазу.

В раннем плиоцене в связи с некоторым затуханием тектонической активности происходит частичное выравнивание высокогорного рельефа. Отдельные фрагменты раннеплиоценовой поверхности выравнивания сохранились в настоящее время весьма незначительно, главным образом на Западном Кавказе и северном склоне Малого Кавказа.

Следующая фаза складчатости (роданская или восточнокавказская), проявившаяся в среднем плиоцене, совпадает с новой эпохой расширения Красноморского и Аденского рифтов, которое началось 3–4 млн. лет тому назад. С этой фазой на Кавказе связаны дальнейшее развитие складчатых структур, опрокидывание их в южном направлении (на Большом Кавказе), а также образование подавляющего числа нарушений надвигового и взбросового характера со значительными горизонтальными перемещениями.

Ослабление тектонической активности в позднем плиоцене, общее погружение территории и широкое развитие трансгрессии акчагыльского бассейна привели к значительной пенепленизации рельефа Кавказа. Большинство сохранившихся в настоящее время поверхностей выравнивания как на Большом, так и на Малом Кавказе датируется поздним плиоценом [Варданянц, 1948; Цагарели, 1980].

Заключительная фаза тектонической активности на Кавказе относится уже к антропогенному периоду. Об интенсивности процессов складкообразования в это время свидетельствует значительная дислоцированность верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых образований во многих пунктах Кавказа (Южно-Грузинское и Армянское нагорья, район оз. Севан, Среднекуринской впадина и др.). Одновременно в области Большого и Малого Кавказа происходит формирование высокогорного рельефа. Величина поднятия в осевой зоне Большого Кавказа с конца позднего плиоцена оценивается (с учетом размытого слоя) В.А. Растворовой [1973] в 6–7 км, А.Л. Цагарели — до 5 км. Современное ступенчатое положение верхнеплиоценовой поверхности выравнивания свидетельствует о том, что горообразовательные движения на Кавказе в антропогене имели преимущественно глыбовый характер, осуществляясь вдоль крупных разломов как общекавказского, так и транскавказского направления. Геоморфологический анализ этих



Сейсмотектоническая схема Кавказа и сопредельных территорий, по [Nowroozi, 1971], с дополнениями

1 — главные разломы; 2 — то же, предполагаемые; 3 — главные надвиги; 4–6 — эпицентры землетрясений 1950–1965 гг. (для Кавказа — по 1978 г.) с магнитудами ≥ 4 ; 4 — с глубиной очагов до 50 км, 5 — с глубиной очагов 50–100 км, 6 — с глубиной очагов 100–150 км; 7 — направление движения по сдвигам

разломов и ступеней выявляет, как показал А.Л. Цагарели [1980], картину их конэрозпного развития, указывающую, что вертикальные движения происходили на фоне формирования современного тектоно-эрозионного рельефа Кавказа.

Распределение и характер проявления сейсмичности на Кавказе в общем подтверждают концентрацию продолжающейся конвергенции Евразийской и Афро-Аравийской плит. Известно, что на Кавказе подавляющее большинство землетрясений является мелкофокусными, коровыми, с глубинами гипоцентров менее 50–60 км. К. Ле Пишон и др. [1977] показали, что сейсмичность на малых глубинах является в основном результатом относительных движений жестких, но упругих плит и в меньшей степени — результатом внутренней деформации плит, возникающей, как правило, вблизи их краев.

Общеизвестно, что землетрясения группируются в основном в линейно вытянутые зоны и пояса, которые очерчивают отдельные блоки и глыбы земной коры, находящиеся в движении друг относительно друга. За исключением своих периферических зон, эти блоки и глыбы практически асейсмичны.

На Кавказе почти все более или менее значительные землетрясения с $M \geq 4$ связаны с зонами региональных длительно развивающихся глубинных разломов как кавказского, так и субмеридионального (поперечного) простирания (рисунок). Среди первых наиболее сейсмоактивны (с севера на юг) Терский разлом, Главный надвиг Большого Кавказа, Кахетинско-Лечхумский шов, Локско-Агдамский (Предмалокавказский) разлом, Севано-Зангезурский шов и Ереванский разлом.

К группе поперечных сейсмоактивных разломов относятся (с запада на восток) Пшехско-Адлерская разломная зона, Мингрельский, Абул-Самсарский, Кечутский, Казбек-Цхинвальский и Шемахинский разломы.

Динамические параметры очагов некоторых кавказских землетрясений в разное время определялись О.Д. Гоцадзе [1957], Н.К. Карапетян [1958], О.Д. Майсурадзе [1962], Е.И. Широковой [1967] и недавно А.Н. Вардапетяном [1979].

Механизмы большинства землетрясений, связанных с разломами общекавказского простираения, характеризуются напряжениями сжатия, причем оси напряжений ориентированы либо горизонтально, либо под небольшими углами к горизонту вкрест простираения сейсмогенных структур. Движения в очагах этого типа проявляются в основном в виде надвигов (поддвигов) и взбросов.

Фокальные механизмы землетрясений, связанных с поперечными транскавказскими структурами, обнаруживают более или менее значительную сдвиговую составляющую с относительно небольшим смещением смежных блоков, указывающих на наличие левосторонних сдвигов [Майсурадзе, 1962; Вардапетян, 1979].

В последние годы высказано предположение [Nowroozi, 1971; Kaila et al., 1974], что Абул-Самсарский разлом в юго-западном направлении продолжается в пределы Восточной и Южной Анатолии и далее на юг, где сопрягается с разломной зоной Леванта. Последняя представляет собой род трансформного разлома (левосторонний сдвиг с горизонтальной составляющей до 100 км), очерченного мелкофокусными землетрясениями. Анализ геологических и сейсмологических данных дает основание считать, что и Кечутский разлом в свою очередь через вулканические массивы Арагац и Арарат и зону цветного меланжа, развитую вдоль Курдистанского хребта [Stocklin, 1968], сочленяется с Главным Загорским надвигом. Вся эта зона также сопровождается эпицентрами сильных землетрясений.

Таким образом, как Абул-Самсарский, так и Кечутский разломы, по-видимому, представляют собой отдельные составные звенья региональных сеймотектонических зон, протягивающихся на многие сотни километров. Заключенная между этими разломами обширная территория треугольной формы является непосредственным продолжением Аравийского "клина" и испытывает наибольшее воздействие со стороны последнего. По-видимому, не случайно, что эта территория характеризуется весьма высоким уровнем сейсмической активности и интенсивным проявлением верхнеплиоцен-антропогенного вулканизма. На Кавказе в ее пределах расположено большинство наиболее сейсмически активных районов — Ереванский, Ленинканский, Джавахетский, Казбекский, Грозненский.

Представляет интерес распределение глубин очагов. Как было отмечено выше, большинство землетрясений рассматриваемого региона коровые (см. рисунок), причем наиболее неглубокими, обычно не более 15–20 км, являются очаги, связанные с поперечными разломами, в то время как гипоцентры, приуроченные к продольным разрывам, достигают 30–50 км.

Наиболее глубокими являются очаги некоторых землетрясений Загроса, Тавра и Северного Прикаспия, достигающие 50–100, а в отдельных случаях 150 км. В первых двух регионах подобное распределение сейсмичности объясняется поддвижением Аравийской плиты под Ирано-Турецкую в северном и северо-восточном направлении [Nowroozi, 1971]. Что касается Северного Прикаспия, то здесь подкоровые очаги, по-видимому, связаны с затухающей активностью древней зоны Беньюфа.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948.
- Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 6.
- Габриелян А.А. Фазы складкообразования и горообразования в Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, т. 25, № 1.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие вопросы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
- Гоцадзе О.Д. О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 3.
- Диккинсон У. Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
- Дотдуге С.И. К истории развития альпийских тектонических структур Большого Кавказа. — В кн.: Тезисы докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Ильхан Э. Восточная Турция. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Кузьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). — Геотектоника, 1974, № 6.
- Карапетян Н.К. Динамические параметры очагов некоторых землетрясений Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 2.

- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975.
- Кузнецов С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Ле Пишон К., Франтшо Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
- Лобжанидзе Г.П. О соотношении складчатых структур в юрских и меловых образованиях Окрибско-Хрентской зоны. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 88, № 1.
- Майсурадзе О.М. Определение динамических параметров очага и их геологическая интерпретация для некоторых землетрясений Западной Грузии. — Тр. Ин-та геофиз. АН ГССР, 1962, т. 20.
- Растворова В.А. Формирование рельефа гор. М.: Наука, 1973.
- Саркисян О.А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклинория (Малый Кавказ): Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. Ереван, 1973.
- Фолкон Н. Южный Иран: горы Загрос. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Цагарели А.Л. Четвертичная тектоника Грузии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
- Цагарели А.Л. О возрасте рельефа Кавказа. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1980. (МГК. XXVI сес. Докл. сов. геол.).
- Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Kaila K.L., Rao N.M., Narain H. Seismotectonic maps of southwest Asia region comprising eastern Turkey, Caucasus, Persian plateau, Afganistan and Hindukush. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, vol. 64, N 3.
- Nowroozi A. Seismotectonics of Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus & Hindukush regions. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, vol. 61, N 2.
- Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82.
- Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: a Review. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, N 7.
- Takin M. Iranian geology and continental drift in the Middle East. — Nature, 1972, vol. 235, N 5334.

УДК 551. 2. 553.078

Г.А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, Р.Г. КОФМАН, А.А. НОСОВ

ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАВКАЗА

Процессы рудообразования обычно проявляются при благоприятном сочетании структурных и магматических факторов, что следует из общепринятого априорного принципа о взаимосвязи тектоники, магматизма и металлогении [Билибин, 1955]. Из этого принципа следует и соответствие понятий тектонический цикл — магматический цикл — металлогеническая эпоха.

В длительной и сложной истории геологического развития Кавказа выделены три тектонических цикла: байкальский, герцинский и альпийский [Милановский, Хаин, 1963]. В тех же возрастных границах принимаются и главные металлогенические эпохи Кавказа, однако альпийскую эпоху в отличие от соответствующего тектонического цикла обычно подразделяют на две — киммерийскую (раннеальпийскую) и альпийскую [Твалчрелидзе, 1978].

На Кавказе, как это было в свое время установлено и в глобальном масштабе [Твалчрелидзе, 1970], от одной металлогенической эпохи к другой отмечается все большее усложнение состава и структур эндогенных месторождений. Более того, помимо замены монометалльных руд полиметалльными, наблюдается появление новых рудных и геологических рудоносных формаций, несущих полигенетическое орудование. Таким образом, металлогеническая эволюция выражена последовательной сменой простым сложным, т.е. в общем необратимо следует по прогрессивному пути, хотя в этом направленном процессе наблюдаются отдельные эпизоды, когда развитие имеет обратную направленность.

Отражением характера металлогенической эволюции является наличие месторождений "типоморфных" (характерных для определенных этапов развития) и "сквозных" (проходящих без видимого изменения через все металлогенические эпохи) рудных формаций и металлов. Кавказ может служить хорошей иллюстрацией к сказанному. Здесь "сквозными" металлами являются медь, свинец, цинк, вольфрам, молибден, мышьяк, золото, а "типоморфными" — сурьма, ртуть, марганец, железо, кобальт. Более сложное распределение во времени "сквозных" и "типоморфных" рудных формаций. Дело в том, что месторождения, принадлежащие одной группе формаций, например колчеданной, от одного этапа развития к другому варьируют. Так, в палеозое наибольшее распространение приобретают колчеданные месторождения уральского типа, в ранней юре — рамельсбергского, в средней юре и позднем мелу — типа Куроко, в палеогене — офиолитового (?) типа. Смена во времени этих рудных формаций отражает историю формирования континентальной коры Кавказа, имеющую сложный возвратно-поступательный характер.

Специального изучения заслуживает распределение отдельных "сквозных" металлов по рудным формациям, придающее им "типоморфные" особенности. Так, если мышьяк является "сквозным" элементом, то реальгар-аурипигментовая формация "типоморфная", поскольку к ней относятся месторождения только позднеальпийского этапа. Одновременно "сквозной" является жильная кварц-арсенопиритовая формация, представленная как герцинскими, так и альпийскими месторождениями.

Ферберит-антимонитовая формация объединяет только альпийские месторождения, а жильная кварц-шеелитовая — герцинские (возможно, и более древние), киммерийские и альпийские. Телетермальные месторождения колломорфной галенит-сфалеритовой формации относятся к альпийской эпохе, а кварцевые жильные полиметаллические — к герцинской, киммерийской и альпийской и т.д. Можно полагать, что возникновение месторождений различных формаций также обусловлено определенными геодинамическими обстановками, все более осложняющимися с течением геологического времени.

Установление "типоморфных" и "сквозных" рудных формаций и металлов в месторождениях Кавказа позволяет выявить наложение друг на друга разновозрастных ассоциаций рудных минералов. Такого рода месторождения принято называть полиформационными [Критерии..., 1978]. К таким относятся стратиформные колчеданно-полиметаллические, полиметаллически-реальгаровые, барит-киноварные, пирротин-теллуризолоторудные, некоторые медно-молибденовые и многие другие. Время образования полиформационных месторождений порой бывает достаточно длительным — 20 млн. лет и много более.

Долговременная приуроченность процессов рудообразования к локальным участкам земной коры находит естественное отражение в характере металлогении отдельных рудоносных территорий. Так, в зоне Передового хребта Северного Кавказа находят распространение девонские колчеданные месторождения и пермские свинцово-цинковые; в зоне Главного хребта Большого Кавказа — герцинские и альпийские арсенопирит-молибденит-шеелитовые; в зоне Южного склона — нижнеюрские колчеданно-полиметаллические, неогеновые реальгар-аурипигментовые сурьмяные, ртутные и антимонит-ферберитовые; в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа — среднеюрские и верхнемеловые колчеданные и т.д.

Данное обстоятельство может служить свидетельством длительности существования стандартных геодинамических обстановок, благоприятных для рудообразования. Исходя из этого, представляется сомнительным постоянство горизонтальных перемещений отдельных плит литосферы, предусматриваемое концепцией плитной тектоники. Если такое движение происходило (а формирование структуры Кавказа нам представляется как взаимодействие грандиозных Афро-Аравийского и Евразийского континентальных массивов), то оно имело место периодически, в отдельные этапы тектонических циклов. Можно думать, что геосинклинальные этапы отдельных тектонических циклов сопровождались расхождением континентов, а орогенные — их столкновением [Твалчрелидзе, 1978]. Дальнейшее развитие этой мысли приводит к проблеме соотношения геосинклинального процесса и рифтогенеза, сжатия и расширения Земли [Милановский, 1978], а также к эпохам раскалывания континентов [Энгель А., Энгель Ц., 1972], однако для обсуждения ее здесь не остается места.

Этапы рудообразования, так же как перемещения континентальных массивов, как периоды сжатия и расширения, проявились в истории развития земной коры Кавказа не постоянно, а периодически, скачкообразно, когда имело место благоприятное совмещение многих геологических факторов. Как правило, они совпадали с периодами активных тектонических движений, с процессами созидания либо деструкции континентальной коры и рождения коры океанической. Эти этапы можно систематизировать по геодинамическим обстановкам: 1. Геосинклинальные этапы четырех металлогенических эпох в следующих возрастных границах:

1. Поздний рифей—кембрий, когда, возможно, возникли колчеданные и стратиморфные шеелитовые месторождения в связи с геосинклинальным вулканизмом. Первые представлены известным Буронским месторождением в Северной Осетии, вторые, по нашему предположению, могут быть обнаружены в докембрийских амфиболитах, часто в зоне Главного хребта обнаруживающих повышенную шеелитоносность. По аналогии с Пиренеями, Восточными Альпами, Западными Карпатами [Денисенко, Рундквист, 1977] эти отложения заслуживают детального опоскования на шеелит. Если они действительно обогащены вольфрамом, то становится ясным источник металла в более поздних кварц-жильных месторождениях шеелита Кти-Теберды, ассоциирующих в пространстве с герцинскими гранитоидами.

2. Средний девон—средний карбон — стратиформные колчедановые месторождения уральского типа зоны Передового хребта, связанные с контрастно-дифференцированной геосинклинальной вулканогенной формацией. Сюда было принято относить и хромитовые месторождения беденского типа, развитые в офиолитовых пластинах данной зоны. Последние данные [Хаин, 1979] свидетельствуют об их более древнем возрасте.

3. Лейас—байос знаменуется формированием крупных полигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений филизчайского типа и медно-пирротиновых кизылдерейского типа в зоне Южного склона Большого Кавказа, жильных кварц-полиметаллических месторождений садонского типа в зоне Главного хребта, а также колчеданных типа Куроко в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа. Все они связаны с различными геосинклинальными вулканогенными формациями, как толеит-базальтовыми, так и непрерывно дифференцированными известняково-щелочными.

4. Поздняя юра—ранний мел совпадает с позднегеосинклинальной стадией киммерийской эпохи, в которую вписывается возникновение в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа вначале скарново-магнетитовых и других месторождений дашкесанского типа, а затем меднопорфировых месторождений и рудопроявлений техутского типа. Все они связаны с интрузивной габбро-диорит-кварц-диоритовой формацией, слагающей штоки и малые интрузии.

5. Поздний мел-палеоген — геосинклинальные колчеданные и другие месторождения типа Куроко Болнисско-Кировабадской зоны; позднегеосинклинальные меднопорфировые месторождения гартинского типа, жильные кварцевые медно-полиметаллические месторождения Аджарии.

II. Орогенные этапы металлогенических эпох:

1. Поздний карбон—пермь — месторождения арсенопирит-молибденит-шеелитовой формации ктитебердинского типа, связанные с гранитами Главного хребта; свинцово-цинковые и баритовые месторождения эльбрусского типа Бечасынской зоны Северного Кавказа.

2. Бат—неоком — телетермальные баритовые месторождения чордского типа и кварцево-жильные и стратиформные в карбонатных породах, полиметаллические рудопроявления Гагринско-Джавской зоны Большого Кавказа.

3. Неоген — золото- и ртутнорудная минерализация складчатой зоны Малого Кавказа.

III. Стадии тектоно-магматической активизации:

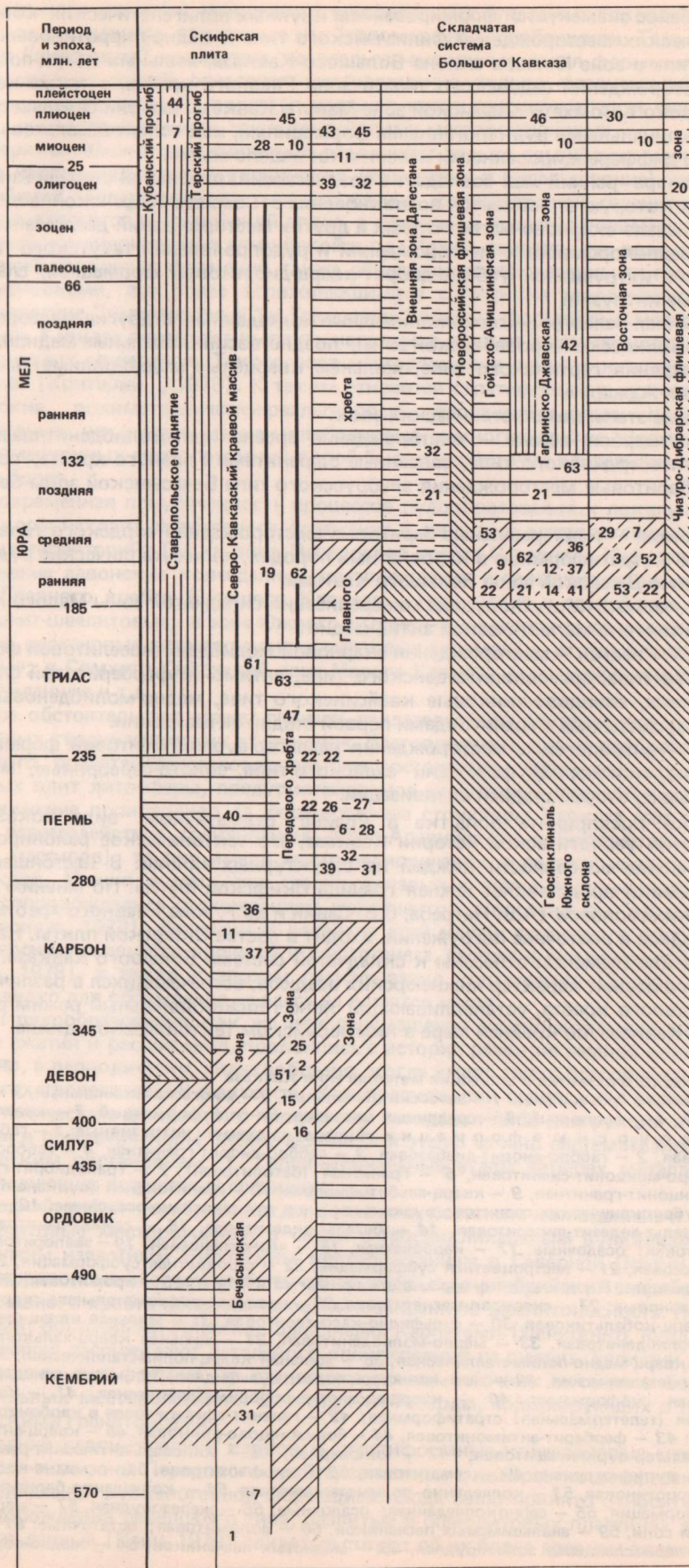
1. Палеоген — неоген — месторождения скарновой модибденит-шеелитовой формации тырнаузского типа, арсенопирита цанского типа, антимонит-ферберитовой формации ноцарского типа, свинцово-цинковые квайсинского типа, медно-молибденовые зангезурского типа, связанные с гранитоидами первой стадии активизации.

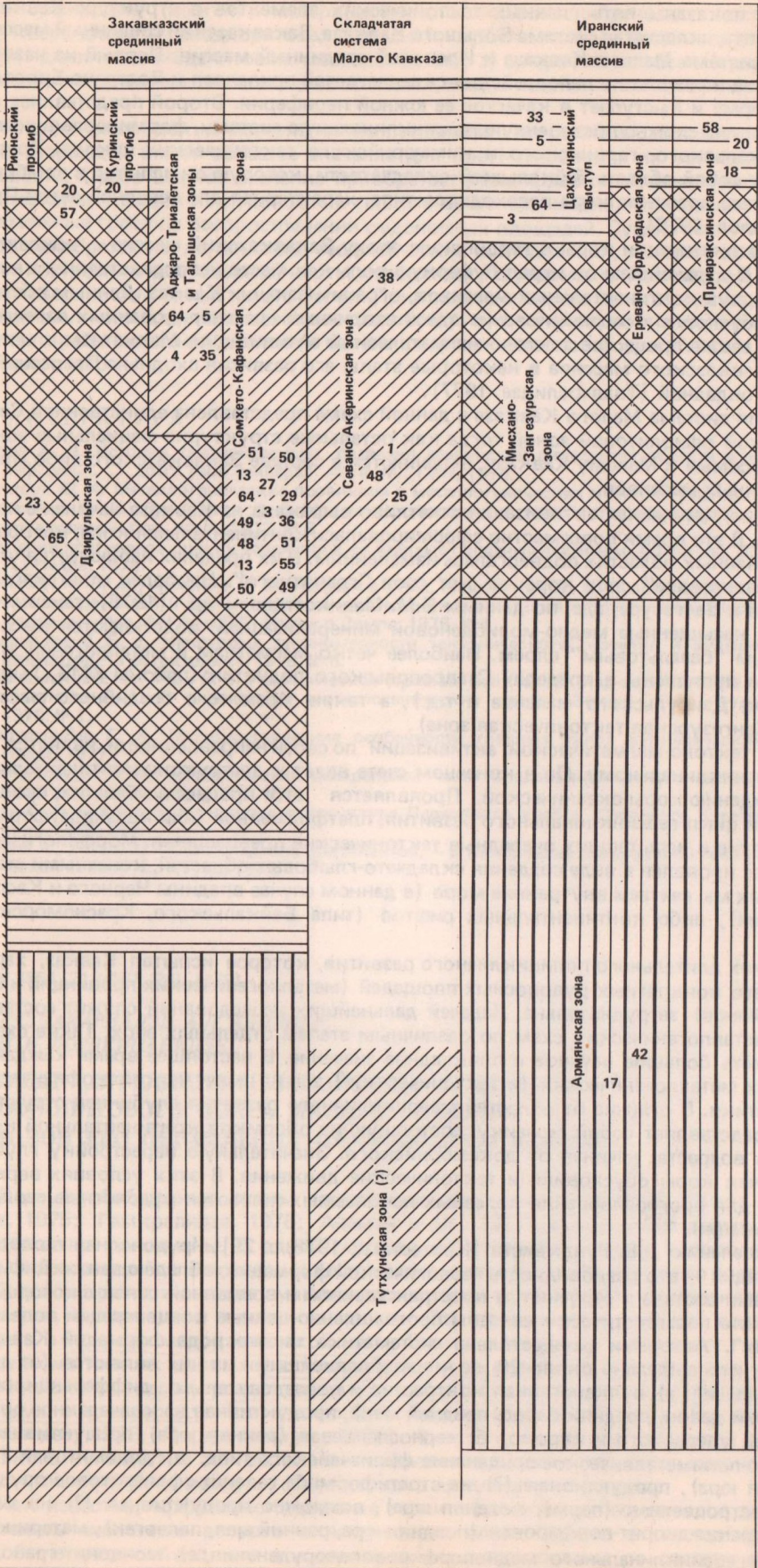
2. Неоген — антропоген — месторождения реальгар-аурипигментовой формации лухумского типа, киноварной формации ахейского типа, золото-серебряные, марганцевые, связанные со второй стадией активизации.

На рисунке предпринята попытка в крайне схематичном виде показать основные события геологической истории Кавказа, его тектоническое районирование и металлогенические особенности каждой из структурных единиц. В настоящее время предмет полемики представляет южная граница Скифской плиты. По мнению ряда северокавказских геологов (А.В. Нетреба, С.В. Савин и др.), зона Главного хребта, так же как и ее западное и восточное погружения, входит в состав Скифской плиты. На предлагаемой схеме эти элементы отнесены к складчатой системе Большого Кавказа. Основанием для этого служит характер нижнеюрских осадков, встречающихся в различных частях зоны Главного хребта, устанавливающий явно геосинклинальный режим развития данной части Кавказа, по крайней мере в киммерийском тектоническом цикле.

Схема геологического развития и эволюции металлогении Кавказа

Эндогенные режимы: 1 — эвгеосинклинальный, 2 — миогеосинклинальный, 3 — парагеосинклинальный, 4 — орогенный, 5 — срединных массивов, 6 — платформенный, 7 — квазиплатформенный. Рудоносные формации (цифры на схеме): интрузивные: 1 — габбро-пироксенит-дунитовая, 2 — габбро-диорит-диабазовая, 3 — габбро-диорит-гранитная, 4 — габбро-сиенитовая, 5 — габбро-монзонит-сиенитовая, 6 — гранитная (батолитовая), 7 — гранодиорит-гранитная, 8 — габбро-монзонит-гранитная, 9 — кварц-альбитофировая, 10 — гранитоидная (вулканоплутоническая), 11 — субвулканических гранитов; вулканогенные и вулканогенно-осадочные: 12 — спилитовая, 13 — базальт-андезит-липаритовая, 14 — базальт-андезитовая, 15 — спилит-дацитовая, 16 — базальт-риолитовая; осадочные: 17 — карбонатная, 18 — черносланцевая, 19 — эвапоритовая, 20 — морская молассовая, 21 — пестроцветная субформация, 22 — сероцветная субформация, 23 — угленосная субформация. Рудные формации: магматические: 25 — хромитовая, 26 — редкометалльная; скарновые: 27 — скарново-магнетитовая, 28 — скарново-редкометалльная; гидротермальные: 29 — кварц-кобальтиновая, 30 — сульфидно-касситеритовая, 31 — жильная кварц-шеелитовая, 32 — кварц-молибденитовая, 33 — медно-молибденитовая, 34 — жильная кварц-халькопиритовая, 35 — жильная кварц-медно-полиметаллическая, 36 — жильная кварц-полиметаллическая, 37 — жильная барит-полиметаллическая, 38 — жильная кварц-золото-сульфидная, 39 — жильная кварц-золото-арсенопиритовая субформация, 40 — кварц-арсенопирит-полиметаллическая, 41 — баритовая; амагматическая (телетермальная) стратиформная; 42 — галенит-сфалеритовая в карбонатных породах; жильные: 43 — ферберит-антимонитовая, 44 — бор-свинцово-цинковая, 45 — кварц-антимонитовая, 46 — реальгар-аурипигментовая, 47 — киноварная, 48 — киновар-антимонит-реальгаровая субформация; вулканогенные: 49 — гематитовая, 50 — пирролизитовая, 51 — медно-колчеданная, 52 — медно-пирротиновая, 53 — колчеданно-полиметаллическая, 54 — колчеданно-барит-полиметаллическая субформация, 55 — серноколчеданная; осадочные: 56 — железорудная, 57 — марганцевая, 58 — каменной соли, 59 — анальцимовых песчаников, 60 — доломитовая; остаточные: 61 — железорудная, 62 — черносланцевая золоторудная, 63 — медистых песчаников, 64 — медно-порфировая, 65 — угли





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

На схеме показаны пять главных тектонических элементов в структуре Кавказа: скифская плита, складчатая система Большого Кавказа, Закавказский срединный массив, складчатая система Малого Кавказа и Иранской срединный массив. Первый из названных элементов в результате палеозойских складчатостей припаялся к Восточно-Европейской платформе и выступает в качестве ее южной периферии. Второй представляет собой разнородную сложно построенную геосинклинальную систему, формировавшуюся в течение байкальского, герцинского и киммерийского тектонических циклов. Третий представляет собой область байкальской складчатости, которую он испытал в кембрии, вследствие чего возникла кора переходного типа, характерная для северной ветви Протетиса [Белов, 1979].

После кратонитизации коры в герцинскую эпоху Закавказский массив припаялся к Гондване. В дальнейшем он играл буферную роль как место непосредственного взаимодействия двух континентальных массивов, ограничивающих Кавказ. Данным обстоятельством обусловлено возникновение здесь вторичных регенированных эвгеосинклиналей, а также процессов тектоно-магматической активизации. Магматизм и металлогения Закавказского массива в некоторые этапы его развития сходны с Лавразией, в другие — с Гондваной [Твалчрелидзе, 1977].

Складчатая система Малого Кавказа в данной схеме представлена единственной Севано-Акеринской офиолитовой зоной тогда как остальные структурно-фациальные зоны, обычно относимые к Малому Кавказу, выделяются в составе Закавказского либо Иранского срединных массивов.

Тектоно-магматическая активизация отчетливо выражена на Кавказе начиная с позднего эоцена. В это время повсеместно сформировалась континентальная кора, которая в активизированных областях подвергалась изменениям. В их пределах наблюдается утолщение "базальтового" слоя коры за счет слоя "гранитного". Наиболее отчетливо это наблюдается в Зангезуре, где, по данным Б.М. Меликсетяна и др. [1976], тектонические блоки, насыщенные медно-молибденовой минерализацией, подстилаются высокоприподнятым "базальтовым" слоем. Наиболее четко магматизм и металлогения этапа активизации проявлены в пределах Ставропольского поднятия (районы КМВ, Тырнауза, Тепли, Дзирульского массива и т.д.), а также Иранского срединного массива (Мисхано-Зангезурская тектоническая зона).

Процесс тектоно-магматической активизации по своей направленности является обратным геосинклинальному. Он в конечном счете ведет к деструкции континентальной коры и рождению коры океанической. Проявляется этот процесс в областях, прошедших полный цикл геосинклинального развития, платформенное (или квазиплатформенное) состояние и испытывавших очередные тектонические превращения. Морфологически этот процесс проявлен в виде создания складчато-глыбовых областей, конечными стадиями которых мы считаем внутренние моря (в данном случае впадины Черного и Каспийского морей), либо континентальных рифтов (типа Байкальского, Красноморского и др.).

В условиях длительного полициклического развития, которое испытал Кавказ, характеристика его конкретных рудоносных площадей (металлогенических провинций и зон, рудных районов) затруднительна. Задачей дальнейших исследований служит составление палеометаллогенических схем по различным этапам отдельных эпох. Такие схемы должны иметь большое научное и прикладное значение. В настоящее время каждая из выделенных металлогенических (и тектонических) зон не имеет четкой геофизической характеристики. В отличие от областей малоциклического развития глубинная структура Кавказа представляет собой мозаику, состоящую из обломков континентальной коры различного возраста, начиная от докембрийского. Значительную перестройку глубинных оболочек коры обусловили и тектонические движения. В этих условиях верным критерием для прогнозирования полезных ископаемых являются рудоносные геологические формации.

По определению Д.В. Рундквиста [Критерии..., 1978, с. 29], "рудоносная геологическая формация — это разновидность геологической формации, обладающая специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых". Авторами осуществлена систематика такого рода формаций Кавказа, вследствие чего выделено около 20 их типов. Главнейшими из них являются (от древних к молодым): а) вулканогенная контрастно и последовательно дифференцированная (средний девон, поздний байос, поздний мел), продуктивная на колчеданное оруденение типов уральского и куроко; б) черносланцевая (ранняя юра), продуктивная на колчеданно-полиметаллическое оруденение филизчайского типа; в) доломитовая (триас, поздняя юра), продуктивная (?) на стратиформное галенит-сфалеритовое оруденение; г) пестроцветная (пермь, поздняя юра), возможно продуктивная (?) на медь; д) плагиогранит-диорит-порфировая (поздняя юра, ранний мел, палеоген), материнская для позднегеосинклинального меднопорфирового оруденения; е) монцонит-гранодио-

рит-порфировая (неоген), материнская для медно-молибденовых месторождений; ж) кварц-диорит-гранодиоритовая (поздний карбон—пермь), материнская для арсенопирит-шеелит молибденитовых месторождений; з) диорит-сиенитовая (предпозднезоценовая), материнская для кварцево-жильных, медно-полиметаллических месторождений и т.д.

Анализ фактических материалов по петрологии, петрохимии, литологии и геохимии этих формаций имеет большое значение для прогнозирования их потенциальной рудоносности. Особо важное значение приобретает расшифровка геодинамических условий становления каждой из рудоносных геологических формаций, что позволит определить возможные границы распространения рудоносных площадей. Существенную роль в прогнозе приобретают и регионально-геофизические исследования, которые должны привести к построению достоверной карты поверхности фундамента Кавказа, а в дальнейшем — и поверхности "базальтового" слоя. Прикладное значение такого рода карт трудно переоценить — они дадут возможность разработать существенно новую схему металлогенического районирования региона и выявить перспективы новых для Кавказа видов минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов А. А. История тектонического развития альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1979.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
- Денисенко В. К., Рундквист Д. В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геол., 1977, № 6.
- Критерии прогнозистической оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978.
- Меликсетян Б. М., Архипов И. В., Капралов Г. П., Мещеряков В. Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 1.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое. — Геотектоника, 1978, № 6.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. — Геол. руд. месторожд., 1970, № 1.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогения центральной части Средиземноморского складчатого пояса. — Геол. руд. месторожд., 1978, № 4.
- Хаин В. Е. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4.
- Энгель А., Энгель Ц. Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.

УДК (551. 21 + 551. 24) (479)

Г.С. ЗАКАРИАДЗЕ, А.Л. КНИППЕР,
М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА И ЗОН ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (геодинамические аспекты)

Первые обобщенные схемы альпийской геодинамики Кавказа [Хаин, 1975; Adamiа, 1975; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1977] в настоящее время могут быть существенно дополнены. С одной стороны, обостренный интерес к проблеме офиолитов, наблюдавшийся в последнее десятилетие, привел к тому, что резко возросла информация о возрасте и составе вулканических серий офиолитовых комплексов Средиземноморья, в том числе о малокавказских. Это произошло с большей достоверностью судить о природе малокавказской части Тетиса, которая по комплексу геологических и палеомагнитных данных рассматривается как северный, относительно узкий залив мезозойского океана, разделявший Понтийско-Закавказскую и Нахичеван-Иранскую системы островных дуг (см. статью Ш.А. Адамия и др. в наст. сб.) [Закариадзе, Лордкипанидзе, 1978; Лордкипанидзе, 1980]. Вместе с тем более детальный анализ мезозойского вулканизма зон обрамления офиолитов выявил ряд закономерностей, геодинамическое значение которых обсуждается в предлагаемой статье.

Как известно, эффузивно-осадочные серии офиолитовых комплексов долгое время считались аналогами второго океанического слоя. Однако в последние несколько лет было установлено, что эти серии весьма разнообразны по составу и, очевидно,

сформированы в различных геодинамических условиях. Не составляют исключения и эффузивы Малокавказского офиолитового пояса. Систематические исследования показали, что здесь представлены юрско-неокомские и средне-верхнемеловые вулканогенно-осадочные серии [Книппер, 1975; Knipper, 1979; Соколов, 1977; Сатиан, 1979]. Блоки юрско-неокомской эффузивно-осадочной серии представлены в офиолитокластевом олистостроме и офиолитовом меланже. Для надежно установленных юрско-неокомских разрезов характерна тесная ассоциация осадочных образований пелагического типа (радиоляриты, микритовые известняки) с подушечными лавами, которые по валовому составу и тренду дифференциации близки срединно-океаническим толеитам. В подчиненном количестве присутствуют слабощелочные высокоактивные базальты, сходные с вулканитами подводных гор океана, что позволяет допустить существование этих структур в данный отрезок времени в Малокавказском заливе Тетиса [Закариадзе, Книппер, 1980].

Средне-верхнемеловые вулканогенно-осадочные серии представлены вулканической ассоциацией двух типов. Преимущественным распространением пользуется ассоциация высокотитанистых толейтов со щелочнобазальтовыми или базальт-трахитовыми сериями, которая очень характерна для океанических островов и подводных гор. Установлены также низкотитанистые, низкокальциевые базальт-андезитовые серии типа океанических островных дуг, в строении которых участвуют пиллоу-лавы и дайковые комплексы, сопровождающиеся небольшим количеством вулканокластики. Осадочные породы, ассоциирующие со средне-верхнемеловыми вулканистами, характеризуются широким разнообразием фаций от пелагических радиоляритов и микритов до офиолитокластевых турбидитов и олистостромовых толщ. Наблюдается пространственный переход вулканогенно-осадочных серий в так называемый верхний олистостром, или кылычлинский комплекс, по С.Д. Соколову [1977]. Средне-верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща и верхний олистостром в ряде разрезов с размывом расположены на деформированных породах офиолитового комплекса, который включает ультраосновные породы, габбро, дайковый комплекс и вулканогенные образования. Возраст этих серий по комплексу микро- и макрофауны (пелециподы, рудисты, гастроподы, микрофораминиферы, радиолярии) установлен как альб-нижний турон [Григорьев и др., 1975; Соколов, 1977; Сатиан, 1979]. Верхний возрастной предел толщи определяется тем, что на северо-восточном побережье оз. Севан она перекрывается верхнеконьяк-сантонским конгломератом.

Как показали исследования последних лет, офиолитовый комплекс Малокавказского пояса слагает огромный тектонический покров, залегающий на олистостромовой серии сеноман-раннеконьякского возраста (так называемый нижний олистостром), венчающий собой разрез автохтона [Книппер, 1975; Соколов, 1977]. Из этого следует что в современной структуре альбские отложения лежат выше нижнеконьякских. Подобное взаимоотношение невозможно объяснить без предположения, что альб-туронская вулканогенно-осадочная толща и верхний олистостром были тектонически транспортированы совместно с породами офиолитового комплекса из материнского для них Малокавказского океанического бассейна.

Полученные данные, таким образом, свидетельствуют, что в мезозое Малокавказский залив Тетиса представлял собой сложную океаническую структуру с интенсивно расчлененным рельефом, в пределах которой, очевидно, существовали срединный хребет, цепи океанических островов и подводных гор и океаническая примитивная островная дуга. Процесс шарьирования офиолитов на краевые части Понтийско-Закавказской и Нахичеван-Иранской островных дуг можно рассматривать как результат столкновения этих дуг с внутренними поднятиями Малокавказского бассейна. Важно подчеркнуть, что широкое развитие дифференцированных низкотитанистых толейтовых серий типа океанических островных дуг и щелочнобазальтовых серий типа подводных гор характерно для офиолитовых комплексов Восточного Средиземноморья [Graciansky, 1972; Parrot, 1977; Beccalova et al., 1979]. Это позволяет говорить о наличии системы незрелых островных дуг и многочисленных подводных гор в восточной части Мезотетиса, которые совместно с нормальной океанической корой были деформированы, раздроблены и надвинуты на обрамляющие континентальные окраины.

Активная окраина, протягивающаяся вдоль северной периферии Малокавказского бассейна, в юре-неокоме маркируется контрастной парой вулканических поясов; мелководно-островным андезитовым поясом Закавказской островной дуги, который обнаруживает четкую северную полярность, и глубокоководными базальтовыми сериями окраинного моря Большого Кавказа [Адамия и др., 1977].

На Закавказской дуге слабые импульсы риолитового вулканизма локально проявились в гетанге-синемюре [Дзоцендзе, 1948]. Далее, после периода затишья, вулканизм возобновляется в байосе, охватывая почти всю дугу. В байосе-раннем неокоме здесь формируется мощная вулканогенно-осадочная толща (4500—1500 м), сложенная изве-

стково-щелочными дифференцированными сериями, в составе которых резко преобладают андезиты. Состав пород варьирует от калиевого известково-щелочного на южной периферии дуги к высококалийному известково-щелочному и шошонитовому на ее северном краю. Длительность вулканической деятельности сокращается с юга на север. В северной части дуги андезитовая активность прекращается к концу байоса, а на юге продолжается до нижнего неокома включительно. От средней к поздней юре и неокому наблюдается возрастание содержания TiO_2 и K_2O в породах [Лордкипанидзе, 1980].

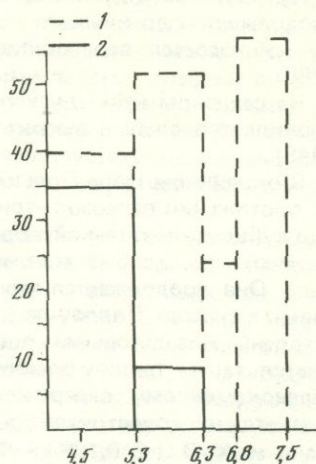
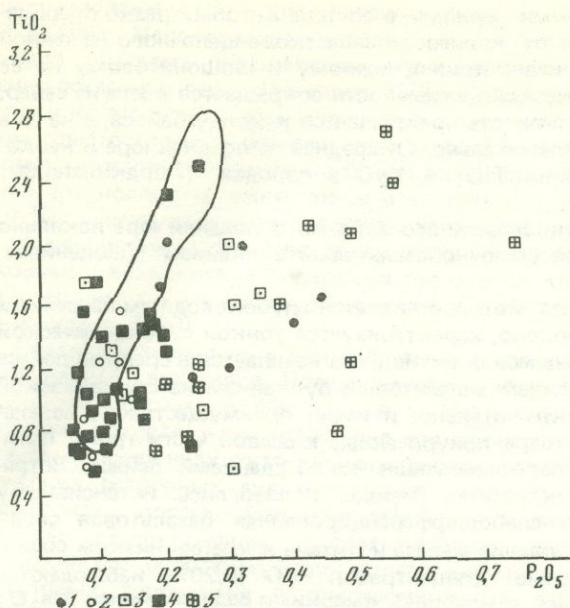
На северном краю дуги после кратковременного затишья в поздней юре локально проявляется слабый высокотитанистый щелочнобазальтовый вулканизм [Дзоценидзе, 1948].

В окраинном море Большого Кавказа, которое является глубоководным бассейном на протяжении палеозоя—триаса и, очевидно, характеризуется тонкой субокеанической или субконтинентальной корой, вулканическая активность начинается в среднем лейасе (домер), т.е. на 5–7 млн. лет раньше, чем андезитовый вулканизм на Закавказской дуге. Она продолжается до байоса включительно, и имеет преимущественно базальтовый характер. Пиллоу-лавы домера—тоара, приуроченные к осевой части трога, представлены базальтовыми покровами, переслаивающимися со сланцами лейаса. Встречаются также пиллоу-брекчии и гиалокластиты. Породы подверглись интенсивному зеленокаменному перерождению. Это слабодифференцированная базальтовая серия с отчетливо толеитовым трендом накопления железа и титана и крайне низким содержанием K_2O ($< 0,10\%$). Максимальные концентрации K_2O ($0,20\%$) наблюдаются в наиболее сильно измененных породах с наиболее высокими содержаниями Na_2O и H_2O . Концентрация $Na_2O = 4–6\%$. По повышенному содержанию P_2O_5 ($> 0,20$) и TiO_2 ($> 2\%$) в части пород (рис. 1), можно заключить, что наряду с толеитами типа COX здесь представлены переходные или слабощелочные базальты с изначально повышенным содержанием Na_2O . Ааленские базальты Большекавказского окраинного моря составляют слабодифференцированную базальтовую серию с узким пределом вариации FeO/MgO , толеитовым трендом дифференциации, несколько пониженными по сравнению с домер-тоарскими эффузивными значениями Na_2O , TiO_2 и P_2O_5 (см. рис. 1), по валовому составу и трендам дифференциации они максимально близки к срединно-океаническим. По данным М.Г. Ломизе и соавторов [1978]. Как домер-тоарские, так и ааленские базальты по минеральному составу, содержанию элементов группы железа, Rb, Sr и соотношениям K/Rb и Rb/Sr резко отличаются от пород юрской порфировой серии Закавказской дуги и очень близки толеитам COX.

В аален-байосе формируются отдельные островные вулканические центры — Чаухи, Чутхаро [Дзоценидзе, 1948], Архон [Цветков, 1977]. Лавы этих вулканов характеризуются большей дифференцированностью и широкими вариациями щелочности. Здесь также преобладают толеиты, однако встречаются и щелочные базальты с высокой концентрацией K_2O , TiO_2 и P_2O_5 . Аналогичные колебания титанистости и щелочности характерны для некоторых островных лав внутридуговых и окраинных бассейнов запада Тихого океана [Gorton, 1977]. Среди диабазовых даек и силлов, пронизывающих аспидно-сланцевую толщу лейаса—байоса, можно выделить аналоги всех выше-названных эффузивных фаций. Таким образом, в центральной части Большекавказского окраинного моря вулканическая деятельность относится к океаническому типу и не имеет ни малейших признаков островодужного вулканизма (низкое содержание TiO_2 и элементов группы железа, повышенные концентрации K, Rb, Sr, H_2O), которые столь типичны для всех изученных окраинных и интрадуговых бассейнов Средиземно-морского пояса и в большей или меньшей степени наблюдаются также во многих тыловых бассейнах Тихоокеанского кольца [Lordkipanidze et al., 1979].

По типу вулканизма и динамике окраинное море Большого Кавказа можно сопоставить лишь с тыловыми бассейнами Филиппинского моря. Как показал анализ данных глубоководного бурения [Шараськин, Закариадзе, 1980], каждый из выделенных для Филиппинского моря трех тектоно-магматических циклов начинается фазой формирования интрадугового бассейна, в котором вулканическая активность на 5–10 млн. лет предвзрывает начало вулканизма на сопряженной дуге, а продукты активности представлены толеит-базальтами типа COX, не несущими каких-либо островодужных признаков химизма.

Аптско-поздне меловой вулканический цикл на Закавказской островной дуге интересен тем, что в значительной своей части он синхронен процессу шарьирования офиолитов на край дуги (альб—ранний коньяк). Характер вулканизма резко различен в западной и восточной частях островной дуги (рис. 2). В западной ее части в течение апта—маастрихта сформировался субширотный андезитовый пояс, в пределах которого наблюдаются частые вариации щелочности и трендов дифференциации. К концу цикла поле вулканической деятельности, постепенно сокращаясь, сползает к южному краю дуги. Последние ее продукты (кампан—маастрихт) отличаются повышен-



Р и с. 1. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для юрских базальтоидов Большого Кавказа

1 — позднеплинсбах-раннетюрские базальты Южного склона (Чхалта-Лайлинская зона); 2 — ааленские базальты Главного хребта (серия Гойтх); 3 — базальтоиды аален-байосского вулканического центра Чаухи; 4 — толеит-диабазы Большого Кавказа; 5 — щелочные диабазы Большого Кавказа; очерчено поле срединно-океанических толеитов

Р и с. 2. Гистограммы, показывающие распределение пород различной кремнекислотности в аптско-верхнемеловых известково-щелочных сериях Закавказской островной дуги

1 — западная часть ($n = 173$); 2 — восточная часть ($n = 44$)

ным содержанием TiO_2 и K_2O . В отличие от юрско-нижнеэокомского пояса закономерная латеральная зональность здесь отсутствует [Адамия и др., 1977]. В восточной части дуги вулканизм сосредоточен в узкой поперечной зоне северо-восточно-юго-западного простираения. Его продукты представлены низкотитанистыми высококалорийными базальтами швазонитового типа. Кажется вполне возможным, что проявления вулканизма здесь связаны с поперечным разломом с тенденцией к растяжению [Афанасьев и др., 1977].

В окраинном море Большого Кавказа проявления вулканизма (альб-сеноман) незначительны по масштабу и локализованы в западном и восточном флишевых трогах. Продукты вулканической деятельности представлены высокотитанистыми базальтами, диабазами и гипабиссальными габбро того же состава.

Анализ аптско-позднеэокомского вулканизма Кавказа показывает, что, как и в юрско-эокомском цикле, здесь формируется контрастная пара вулканических поясов: "андезитовый" пояс западной части Закавказской дуги, который без перерыва продолжается в Понтиды, и базальтовые серии окраинного моря Большого Кавказа. Установлен ряд закономерностей, которые являются общими для двух мезозойских вулканических циклов. В частности, возрастание щелочности и титанистости вулканитов к концу цикла, приуроченности наиболее поздних проявлений вулканизма к южному, приокеаническому, краю дуги, локальный и кратковременный импульс высокотитанистого щелочнобазальтового вулканизма типа континентальных рифтов на ее северной периферии, который с перерывом следует за прекращением известково-щелочной вулканической деятельности.

Очевидно, эти закономерности можно объяснить постепенным возрастанием крутизны зоны субдукции к концу каждого цикла, что обусловило, с одной стороны, постепенное сползание области известково-щелочного вулканизма к южному краю дуги и возрастание щелочности его продуктов, а с другой — кратковременное растяжение и высокотитанистый щелочнобазальтовый вулканизм в ее северной части. К концу каждого цикла наблюдается возрастание глубины магмообразования в условиях понижающегося теплового потока.

Вместе с тем два мезозойских вулканических цикла, проявившихся в разной геодинамической обстановке, обнаруживают и существенные различия. Если юрско-эокомский андезитовый пояс Закавказской дуги, сформированный на краю открытого океанического бассейна, являются классическим представителем вулканизма периокеанических энсиалических островных дуг, аптско-верхнемеловой вулканический цикл прояв-

ляет ряд аномалий, связанных, очевидно, с коллизией Закавказской дуги с океанической островной дугой и подводными горами Малокавказского бассейна. Этот процесс, по-видимому, вызвал значительную деформацию поддвигающейся океанической плиты и привел к сложной латеральной изменчивости химизма магм в западной части Закавказской дуги. В восточной ее части, где офиолитовые шарьяжи продвинуты наиболее далеко на север и, следовательно, сжатие было максимальным, магматические расплавы, сформировавшиеся над зоной субдукции, могли, очевидно, достигать поверхности лишь вдоль поперечных разломов с тенденцией к растяжению, возникших вкрест оси максимальной компрессии. Не исключено, что существует связь между этим поперечным растяжением и формированием Каспийского бассейна, генезис которого в настоящее время неясен.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, №4.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Кондаков А.Л. Мезозойские формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кылылинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Сов. геол., 1975, №7.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л. Аналогия разрезов океанской коры и примитивных островных дуг в офиолитовых комплексах Средиземноморского пояса. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океана и их генезис: Тезисы докл. М., 1980.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция мезо-кайнозойского вулканизма Кавказа и Передней Азии и его связь с тектоникой. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 27).
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. Пересечение Севано-Акеринской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, №2.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Тектоническая обстановка северного края юрского Тетиса на Кавказе. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докл. М., 1978.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
- Сатуан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, №1.
- Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
- Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Геохимия кайнозойских циклов магматизма в Филиппинском море. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тезисы докл. М., 1980.
- Adamiya Sh.A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system (Discussion). — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86, N 5.
- Beccaluva L., Piccardo L., Serri G. Petrology of Northern Appenine ophiolites and comparison with the other Tethyan ophiolites. — Ophioliti, 1979, vol. 4, N 1.
- Gorton M.P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the new hebrides. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 2.
- Graciansky Ph. de. Recherches géologiques dans la Taurus Lycien occidentale: Thèse doct. d'Etat. Orsay, 1972.
- Knipper A. Tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. In: Intern. Symp. on Ophiolites: Volume of Thesis. Nicosia, 1979.
- Lordkipanidze M., Zakariadze G., Popolitov E. Volcanic evolution of marginal and interarc basins. — Tectonophysics, 1979, vol. 57, N 1.
- Parrot J.F. Assemblage ophiolitique de Baer-Bassit, Sirie. P.: ORSTOM, 1977.

М.Л. СОМИН

О ДВИЖЕНИЯХ, ФОРМИРОВАВШИХ СТРУКТУРУ
БОЛЬШОГО КAVKAZA

Многочисленные публикации последних лет показывают, что применительно к Большому Кавказу по-прежнему развиваются как мобилистские, так и фиксистские тектонические и геодинамические концепции, а среди сторонников каждого из этих направлений существуют значительные расхождения по многим основным вопросам. Такое разнообразие взглядов, конечно, в первую очередь объясняется сложностью проблем и принадлежностью исследователей к разным научным школам. Однако круг высказанных гипотез можно было бы, по-видимому, значительно сузить, а обсуждение проблем сделать более конструктивным, если бы всеми в необходимой мере учитывались имеющиеся фактические данные и особенно те исключительно важные материалы, которые были получены по геологии Большого Кавказа за последние 10—15 лет. Стоит вспомнить наиболее существенные из них.

К числу важных открытий, позволивших принципиально по-новому взглянуть на до альпийскую структуру и историю развития Кавказа, прежде всего следует отнести выявление специфики разреза доюрских отложений Сванетии — ее десской (дизской) серии. Было установлено [Сомин, Белов, 1967; Адамия, 1968], что осадконакопление здесь происходило в морских условиях непрерывно с девона или еще более раннего времени до триаса. Таким образом, здесь совершенно не проявились характерные для более северных частей региона и Закавказского массива допозднепалеозойские складчатость, метаморфизм и гранитоидный магматизм. Первые деформации в Сванетской зоне имели место лишь перед лейасом, а гранитоиды внедрились в конце средней юры.

К середине 60-х годов было показано, что метаморфизм доверхнепалеозойских толщ Главного Кавказского хребта имел не контактовый, как это предполагалось рядом исследователей, а региональный характер и, как правило, не сопровождался принципиальным изменением исходного химического состава пород [Сомин, 1965]. Это позволило использовать при изучении этих толщ стратиграфический метод и расчленить метаморфический комплекс Главного хребта на ряд серий и свит, а также дать их литолого-формационную характеристику [Сомин, 1965; Геология ..., 1968]. Очень важным достижением явилось установление того факта, что среди этих глубокометаморфизованных толщ присутствуют отложения палеозоя [Потапенко, Стукалина, 1971]. Остатки постордовикских криноидей сейчас известны из всех свит лабинской серии западнее р. Лаштрак, за исключением нижней части мамхурцевской свиты, где отсутствуют карбонатные породы.

Обнаружение в лабинской серии палеозойских окаменелостей не было сюрпризом. Многие геологи, изучавшие ее строение, отметили, что, несмотря на высокую степень метаморфизма пород серии, очевидно ее удивительное сходство с неметаморфизованными отложениями девона—нижнего карбона Передового хребта [Мельников, 1964; Греков и др., 1968]. Следует подчеркнуть, что речь шла и идет не о некотором общем литологическом сходстве, которое может быть и случайным, а о наличии сходных и расположенных в определенной последовательности горизонтов и пачек достаточно характерных пород. Одним из наиболее примечательных является горизонт внутриформационных конгломератов с плагиогранитной галькой, известный в семиродниковской свите Передового хребта и в дамхурцевской свите лабинской серии. Правда, некоторые исследователи [Чхотуа, 1971] высказали сомнение в терригенном происхождении этих пород и предположили их образование при будинаже гранитоидных инъекций или относительно более компетентных прослоев. Однако было показано [Сомин, 1971], что этим идеям решительно противоречит вся совокупность имеющихся данных, и прежде всего четкое стратиграфическое положение метаконгломератов, аналогичное положению их неметаморфизованных аналогов в Передовом хребте, разнообразный состав галек, принципиально иной характер и в целом весьма слабое развитие будинажа в слоистых пачках ниже и выше горизонта метаконгломератов.

В целом не вызывает сомнений, что лабинская серия является возрастным и — с некоторыми относительно небольшими изменениями — формационным аналогом среднего девона—самых низов нижнего карбона (турне) Передового хребта. Сложности существуют в отношении поисков коррелятов верхних лаштракской и аджарской свит этой серии [Сомин, 1971]. Решение состоит либо в признании аллохтонности названных свит [Геология ..., 1976], либо в допущении значительных фациальных изменений нижнекаменноугольного комплекса Большого Кавказа.

Наблюдения, проведенные Ш.А. Адамия, Г.Н. Абесадзе, П.А. Хотяновским [Адамия

и др., 1973], Ю.П. Видяпиным и автором, свидетельствуют в пользу высказанной И.В. Крутем [1969] идеи об одновозрастности лабинской и буульгенской серий; судя по всему, они составляют одну непрерывную полосу выходов в Софийском поднятии¹. Метаморфизм названных палеозойских серий соответствует температурным условиям эпидот-амфиболитовой и в основном амфиболитовой фаций и в этом отношении близок к условиям метаморфизма макерской серии. Деформации, по крайней мере их значительная часть, были общими для этих серий; последние вмещают одни и те же палеозойские гранитоиды, хотя существуют гранитоиды, локализующиеся в основной своей массе в макерской серии. Таким образом, несмотря на то что возраст макерской серии, слагающей большую часть кристаллического ядра Главного хребта, точно не установлен и вовсе не исключено, что в ней присутствуют реоморфизованные блоки докембрийских метаморфитов, это ядро в целом, несомненно, представляет собой герцинское образование.

Сказанное, очевидно, позволяет критически отнестись к концепции, рассматривающей доальпийский Большой Кавказ как структуру, состоящую из "внетроговой глыбы" протерозойских метаморфитов Главного хребта, окаймленную палеозойскими трогами Передового хребта и Южного склона [Резанов, Шевченко, 1980].

Открытие первостепенного значения, как известно, недавно сделаны в Передовом хребте. Выяснено, что эта область имеет типичную шарьяжную структуру. В аллохтонном положении здесь находятся как осадочные и вулканогенные породы силура и части девона, так и более древний комплекс офиолитов и метаморфический комплекс неизвестного возраста — речепстинская серия [Греков и др., 1974; Баранов, Греков, 1974; Белов, Омельченко, 1976]. Надвиги комплекса основания обнаружены также в Бечаянской зоне и в Главном хребте [Геология ..., 1976].

Наконец, отметим важность открытия выходов доверхнепалеозойского кристаллического основания в альпийской зоне Южного склона по рекам Ацгара, Шоудид и у массива Гораб в Центральной Абхазии [Дудаури, Тогонидзе, 1970; Дудаури и др., 1973; Адамия и др., 1975]. Сейчас можно с уверенностью говорить о том, что Сванетская доальпийская зона не проходит через этот сектор Южного склона Большого Кавказа. Однако вполне вероятно, что она существует под отложениями юры северо-западнее, начиная с бассейна Мзымты, на что указывает появление здесь морского верхнего триаса. Основание альпийской зоны Южного склона, таким образом, гетерогенно, и это еще больше подчеркивает элемент наложенности в формировании альпийской геосинклинали.

Анализ упомянутых и некоторых других данных приводит к выводу о существенной роли горизонтальных движений в формировании доальпийской структуры Большого Кавказа.

Действительно, в их свете трудно представить, что все доюрские формационные зоны этой области находились на месте своего современного положения и (или) имели такую же ширину. Начнем с того, что таким представлениям противоречит почти непосредственное соприкосновение весьма слабо метаморфизованного среднего палеозоя десской серии Сванетии с одновозрастными, но имеющими существенно иной состав, структуру и высокую степень метаморфизма толщами лабинской и буульгенской серий. В терригенных породах девона и нижнего карбона десской серии присутствует значительная примесь аллохтонного сиалического кластического материала: мелких обломков кристаллических сланцев, кварцитов, гранитоидов, плагиогнейсов и их минералов, в том числе мусковита, турмалина, калишпата, кордиерита, граната. Вместе с тем хорошо известно, что в среднепалеозойских отложениях Передового хребта такой материал отсутствует; по-видимому, нет его и в породах лабинской и буульгенской серий. Песчаники и конгломераты среднего палеозоя Передового хребта сложены продуктами размыва местных вулканогенно-осадочных толщ, а в среднем девоне обильна кластика офиолитов [Потапенко, Пруцкий, 1976], не встречающихся в отложениях десской серии.

Очевидно, можно сделать вывод, что Сванетская зона осадконакопления отстояла от зон Главного и Передового хребтов дальше, чем мы это видим сейчас, и ее отделял от них какой-то седиментационный барьер, следов которого нет в современной литературе. Резкое отличие в истории тектонического развития зон Главного хребта и Сванетской и в степени метаморфизма их пород также заставляет предполагать существенное тектоническое сближение этих зон. Реликтовая северная вергентность структур в наиболее глубоко эродированном поднятии Верхней Сванетии [Сомин, 1971] указывает на перемещение Сванетской зоны к северу.

Вряд ли можно согласиться с предположением [Адамия и др., 1980], что десская серия формировалась на океанической коре у подножия континентального блока Глав-

¹ В связи с этим автор [Сомин, 1978] предложил объединить эти серии в одну лабино-буульгенскую серию.

ного хребта и о существовании между Сванетской зоной и Закавказским массивом спредингового океанического бассейна. Судя по обилию крупнозернистых песчаников с карбонатным цементом, присутствию пачек гравелитов, прослоев конгломератов, биогермных известняков и часто субаркозовому составу кластики, среднепалеозойские и более молодые толщи данной серии накапливались в основном на умеренных и малых глубинах, т.е. на гранито-метаморфическом основании, выходы которого, очевидно, располагались южнее и представляли собой край Закавказского массива. А глубоководный бассейн скорее находился севернее Сванетской зоны. К такому же выводу приходит А.А. Белов [1980]. Однако он помещает Закавказский массив на северной окраине Гондваны; это не может не вызвать возражений, поскольку в Закавказском массиве отчетливо проявились герцинские деформации, метаморфизм и магматизм, роднящие этот массив скорее с Большим Кавказом.

Сближение Закавказского массива и Сванетской зоны с зоной Главного хребта, если оно действительно имело место, могло произойти лишь в триасе — тогда, когда десская серия была охвачена деформациями.

Существенное значение имеет вопрос о возрасте пород Горабского и Шоудидского выступов кристаллического фундамента Центральной Абхазии. К сожалению, данных об их изотопном возрасте пока нет. Однако в рядом расположенном Ацгарском клине развиты гранитоиды с K-Ag датировками, отвечающими началу позднего палеозоя [Дудаури и др., 1973]. Это позволяет предполагать, что кристаллические породы фундамента Центральноабхазского выступа не основание десской серии, а ранее-позднерцинские образования. Если это так, то можно говорить о косом притыкании к единой палеозойской зоне Главного хребта двух самостоятельных тектонических зон — Сванетской и Центральноабхазской. Оно, очевидно, должно было быть обусловлено значительными горизонтальными движениями фрагментов земной коры.

Особенностью строения Передового хребта также являются косое притыкание его доверхнепалеозойских структурно-формационных подзон к северной границе зоны Главного хребта [Геология ..., 1968] и сильное сужение структуры этого хребта в восточном направлении с практически полным ее выклиниванием на меридиане Чегема. Последнее явление, по-видимому, не может быть объяснено первичным выклиниванием среднепалеозойского прогиба, так как в этом случае в восточном направлении должны были бы сильно изменяться фациальный состав и мощности соответствующих отложений, чего на самом деле не наблюдается.

Особое влияние должно привлечь то обстоятельство, что отсутствуют свидетельства первичных палеогеографических соотношений, связей в среднем палеозое между зонами Главного и Передового хребтов. В девон-турнейских толщах последнего нет продуктов размыва кристаллического основания Главного хребта; на значительном протяжении, между Тебердой и Чегемом, отсутствуют признаки существенных фациальных изменений этих толщ в южном направлении. Все это, казалось бы, указывает на то, что среднепалеозойские существенно вулканогенные серии формировались не только в области современного Передового, но и Главного хребта, где позже могли быть полностью смыты. Однако в поле распространения кристаллических пород Главного хребта неизвестны магматические образования среднего и основного состава, которые могли бы рассматриваться в качестве подводных каналов соответствующих среднепалеозойских вулканитов. По-видимому, нет таких образований и в ядре Блыбского поднятия.

Недостаточно ясны и палеогеографические соотношения зоны Передового хребта и Бечасынской зоны. Урлешская свита кембрия (?) Бечасынской зоны отсутствует в Передовом хребте, а силур этих зон существенно отличается по фациальной характеристике.

Отметим, что в восточной узкой части зоны Передового хребта фиксируется наиболее сильная деформация палеозойских отложений и отмечается их тектоническое перемешивание с породами соседних зон. Так, анализ данных Ю.А. Поталенко [1976] по району Тырнауза позволяет заключить, что здесь произошло надвигание кристаллических сланцев Бечасынской зоны или Главного хребта на известняки палеозоя; в альпийское время пологие разрывы были деформированы в субвертикальные. Крупные надвиги, как известно, описаны в этом секторе Кавказа и в южной части Бечасынской зоны [Геология ..., 1976].

Для объяснения того явления, что в строении среднепалеозойского комплекса Передового хребта нет признаков, которые указывали бы на его палеогеографические связи с соседними зонами, естественно прибегнуть к идее о существовании конседиментационных глубинных разломов, ограничивавших прогиб Передового хребта с юга и севера. Однако, если мы примем за факт стратиграфо-формационную коррелируемость среднепалеозойского комплекса Передового хребта с лабинской серией и существование и тут и там одинаковых горизонтов обломочных пород, то такое объяснение будет неудовлетворительным. И мы должны будем предположить, что эти среднепалеозойские толщи в значительной своей части или полностью аллохтонны или же, напротив, аллохтонна разделяющая их выходы макерская серия Главного хреб-

та. Характер нижней границы среднепалеозойского комплекса в Передовом хребте в Блыбском поднятии не противоречит предположению о его возможной аллохтонности: он скорее всего тектонический. Кроме того, определенно аллохтонна верхняя часть структурного разреза доверхнепалеозойских толщ этого хребта. Остановимся на последнем вопросе несколько подробнее.

Залегание офиолитового комплекса Передового хребта в виде пологих тектонических покровов на отложениях девона—турне убедительно показано детальным картированием [Белов, Омельченко, 1976; Хаин, 1979]. Обнаружение обломков всех компонентов офиолитового комплекса в отложениях среднего девона [Потапенко, Пруцкий, 1976] и изотопное датирование [Хаин, 1979] окончательно убеждают в том, что офиолиты древнее девон-турнейского комплекса. Обилие офиолитовой кластики в среднедевонских отложениях заставляет предполагать, что в это время существовали значительные участки суши, сложенные эффузивными породами офиолитовой ассоциации. Иными словами, существовала некоторая зона с корой, похожей на кору океанического типа. Однако сейчас такой зоны ни в структуре Передового хребта, ни в обрамлении его нет. Известны лишь узкие линзы серпентинитов, приуроченные к разрывам, ограничивающим зону Передового хребта. Поэтому кажется вполне обоснованным предположение, что исчезновение офиолитовой зоны связано с горизонтальными движениями, приведшими к ее практически полному выжиманию (Ю.Я. Потапенко), или с разрывом как аллохтонной бескорневой массы.

Существование ацгаринского покрова признается не всеми. Некоторые геологи продолжают считать слагающую этот покров речепстинскую метаморфическую серию контакто-метаморфизованными нижнекаменноугольными отложениями, согласно залегающими на породах девона. С.В. Чесноков и И.С. Красивская [1980] убеждены, что данная серия слагает ядро метаморфического диапира, сложенного нижними горизонтами единого раннегерцинского комплекса, испытавшего метаморфизм и последующие поднятие и гравитационное "разваливание" лишь в конце среднего палеозоя. Однако имеющиеся данные, в том числе и полученные автором совместно с Ю.П. Видяпиным и Е.В. Хаиным, противоречат этим представлениям: 1) К-Аг возраст пегматитов, залегающих в речепстинской серии, ее крупнозернистых мусковитовых сланцев и амфиболитов оказался равным соответственно 370, 390 и 470 млн. лет, что частично отвечает додевонскому времени; 2) метаморфизм серии в целом несомненно имеет региональный характер и даже на максимальном удалении от гранитоидных тел не опускается ниже биотитовой ступени зеленосланцевой фации. Вниз метаморфизм ослабевает скачком, и это сопровождается резким изменением характера деформаций пород. На хребте Дженту в основании покрова породы метаморфизованы наиболее глубоко (до амфиболитов), что противоречит идее диапира с понижающимся от его центра метаморфизмом; 3) предполагаемые поднятие и гравитационное "разваливание" метаморфического диапира должны были бы вызвать поднятие и опрокидывание его слабо-метаморфизованной кровли, т.е. пород девона—турне; однако эти породы находятся в стратиграфически нормальном положении; 4) шарниры известных в речепстинской серии каскадных складок в преобладающей своей части ориентированы под большим углом к гребням хребтов, что противоречит гипотезе о гравитационном происхождении этих структур.

По составу и степени метаморфизма речепстинская серия существенно отличается от балканской и армовской свит, структурно подстилающих девон—турне в Блыбском поднятии. Характерным элементом разреза серии являются абишира-ахубская толща альбитовых роговообманковых сланцев и амфиболитов, содержащих в своем составе значительную примесь кальцита и чередующихся с графитовыми метасилицитами. Другой не менее характерный компонент серии — мощная кяфарская толща преимущественно гранат-ставролитовых кристаллических сланцев. Остальной объем серии приходится на мелкозернистые слюдястые альбитовые плагиогнейсы и слюдястые филлитовидные сланцы. В кристаллическом ядре Блыбского поднятия нельзя обнаружить ни одной толщи, сходной с какой-либо толщей речепстинской серии; альбитизация, мощно проявленная в этом ядре, не фиксируется в речепстинской серии.

Преимущественно сиалический состав рассматриваемой серии делает на первый взгляд логичным ее параллелизацию с макерской серией Главного хребта [Баранов, Греков, 1974]. Однако в последней отсутствуют аналоги абишира-ахубской и кяфарской толщ, степень метаморфизма в целом выше, чем в речепстинской серии, не фиксируется характерная для последней метаморфическая зональность.

По взглядам группы исследователей [Адамия и др., 1979], речепстинская серия может представлять собой фрагмент шарьированной с юга "метаофиолитовой" лабинской и буульгенской серий. Однако, хотя некоторое литологическое сходство здесь действительно наблюдается, эта параллелизация едва ли может быть обоснована, поскольку гораздо более очевидным является литологическое сходство лабинской серии с комплексом пород, подстилающих ацгаринский покров, — отложениями девона—турне.

Таким образом, корней ацгаринского покрова не удается обнаружить ни в Главном, ни в Передовом хребте. Значит, они либо полностью пережаты, либо находятся за пределами рассматриваемых областей. В любом случае это дает основание говорить о значительной величине и — с учетом большой (до 3 км) мощности и состава покрова — о глубинности горизонтальных движений.

Отдельно следует остановиться на вопросе о тектоническом положении макерской серии Главного хребта. Как раз в том секторе Большого Кавказа, где известен ацгаринский покров, макерская серия имеет структурные признаки автохтонного залегания: она образует крупные коробчатые антиклинали и купола — Имеретинская и Аркасарская структуры — в ядрах которых выступают более древние существенно гнейсовые и мигматизированные толщи. Эти положительные структуры на юге смыкаются с синклиналиными (верховья Дамхурца) или сложными разрывно-складчатыми (верховья Зеленчука) структурами, сложенными лабинской и буульгенской сериями. Крупные куполовидные и валоподобные структуры с прямой метаморфической зональностью, как известно, существуют и в бассейнах Кубани, Баксана и Теберды. Хотя на юге Эльбрусской зоны макерская серия надвинута на буульгенскую, а упомянутые выше структуры, строго говоря, являются наложенными формами поздней генерации, окончательное оформление которых было завершено лишь в альпийское время, их строение в целом, по-видимому, плохо согласуется с предположением [Баранов, Греков, 1980] о полной аллохтонности макерской серии и отсутствии в Главном хребте ее корневых зон.

На автохтонность макерской серии в Главном хребте могло бы указывать предполагаемое рядом авторов длительное (ранний карбон—поздний палеозой) и унаследованное развитие пространственно приуроченного к данной серии гранитоидного магматизма в этой зоне. Результаты изотопного датирования гранитоидов, приведенные Г.Д. Афанасьевым [Геология ..., 1968], не противоречат такому представлению. Вместе с тем надо отметить, что пока нет бесспорных геологических данных, которые указывали бы на внедрение каких-то порций гранитного расплава в единичных массивах в течение или после позднего намюра—башкирского века, т.е. после эпохи герцинского шарьирования на Большом Кавказе. В этом отношении гранитоиды Главного хребта заслуживают специального дополнительного исследования.

Для проверки гипотезы полной аллохтонности макерской серии было бы полезно провести и специальное изучение базальных слоев молассового верхнепалеозойского комплекса Передового хребта в тех местах, где этот комплекс находится непосредственно рядом с Главным хребтом. Если макерская серия действительно является чужеродным элементом, надвинутым на среднепалеозойские толщи (а не поднятым основанием или инфраструктурой последних), то следует ожидать, что с юга в молассовой прогиб с самого начала должен поступать в основном обломочный материал глыбокометаморфизированных пород этой серии и абиссальных гранитоидов.

Как видно, ряд важных вопросов геологии доальпийского основания Большого Кавказа еще не решен. Это обстоятельство придает всем предложенным к настоящему времени палинспастическим реконструкциям и геодинамическим интерпретациям предварительный, гипотетический характер. Однако некоторые гипотезы особенно слабо согласованы с известными данными. Так, большое сходство среднепалеозойских разрезов Передового и Главного хребтов заставляет отнестись скептически к предположению [Хаин Е., 1979] о существовании между этими зонами в среднем палеозое прогиба с океаническим типом коры. Представляется, что на уровне наших современных знаний в основу палинспастических реконструкций среднего палеозоя должно быть положено представление о принадлежности лабинской серии и девона—турне Передового хребта к единой, хотя и сложно устроенной палеозоне. И, если учесть все сказанное выше, может обсуждаться альтернатива: либо полностью аллохтонна макерская серия, либо существенно аллохтонен среднепалеозойский комплекс рассматриваемых зон.

Другое решение недавно предложили Ш.А. Адамия и его соавторы [1978], которые как уже говорилось, считают лабинскую и буульгенскую серии метаофиолитами. В соответствии с этой точкой зрения лабинская серия представляет слои 1 и 2 океанической коры, буульгенская — слои 2 и 3, а в структурном отношении обе серии образуют аккреционную призму, прислоненную к внешней стороне островной дуги, сложенной макерской серией и заключенными в ней гранитоидами.

Противопоставление лабинской и буульгенской серий как относительно мафических образований макерской серии сиалическому комплексу было впервые сделано автором [Сомин, 1965]. Однако и в упомянутой, и в более поздних работах отмечалось, что данные серии отнюдь не состоят из одних базитов и их производных. Очень детальное картирование опорного района развития лабинской серии в истоках Дамхурца и Макеры [Сомин, Видяпин, 1974] показало, что содержание амфиболитов в разрезе серии не превышает 30%. В буульгенской серии эта величина не более 50%. Еще важнее условия залегания амфиболитов. Только клычская свита буульгенской серии почти полностью

сложена этими породами. В остальных случаях они образуют пакки, пласты, линзы и секущие тела пород сиалического или близкого к сиалическому состава: кварц-сланцев, парагнейсов и гнейсов неясного происхождения, часто находясь с ними в тонком переслаивании [Греков и др., 1968; Сомин 1971; Сомин, Видяпин, 1974; Чичинадзе, 1978]. Сиалические породы сформировались за счет как терригенных отложений, так и вулканитов кислого состава. Существенно, что метабиты локализируются не в основании разреза, как это наблюдается в офиолитовых ассоциациях, а преимущественно в его средней части. Наличие в лабинской серии конгломератов, мелководных известняков с криноидеями, кварцитов с обломочным цирконом при вероятном отсутствии метакремней также не увязывается с представлением о ней как о части офиолитового комплекса.

Ультрабазиты и габброиды в буульгенской серии образуют мелкие изолированные выходы, общая площадь которых не превышает первых процентов от общей площади выходов серии. По заключению Е.В. Хаина (1981 г.), породы этих выходов не составляют настоящей офиолитовой ассоциации. С нашей точки зрения, это могут быть как тектонические включения офиолитов, так и офиолитоподобные интрузивные массивы сложного строения. В лучше изученной лабинской серии метагабброиды определенно замещают (интродуцируют) метасадочные толщи, а очень редкие линзы серпентинитов приурочены к поверхностям разрывов и, следовательно, не связаны непосредственно с вмещающими толщами.

Аккреционные призмы, как считается, имеют складчато-чешуйчатую моноклиналеподобную структуру с несколько более древними и сильнее метаморфизованными породами непосредственно у линии главного надвига, отделяющего призму от островной дуги. В нашем случае чешуйчатая структура доказана лишь для самой южной узкой полосы выходов лабинской серии [Сомин, Видяпин, 1980], тогда как севернее вырывается относительно простая синклиналь [Сомин, Видяпин, 1974]. В буульгенской серии развиты крупные сильно сжатые симметричные складки [Сомин, 1971; Чичинадзе, 1978]. Теоретически они могли быть наложены и на чешуйчатую структуру, однако это следует доказать. Степень метаморфизма здесь, по данным Г.Л. Чичинадзе, не повышается, а даже убывает к тектонической границе с макерской серией. В лабинской серии минеральные ассоциации повышенных давлений с дистеном фиксируются лишь на южном краю ее выходов; в обнажающихся севернее породах метаморфизм осуществлялся, по-видимому, при низких давлениях, так как метапелиты здесь не содержат дистена, а метабазиты — граната.

Идея аккреционной призмы, очевидно, возникла как попытка дать генетическую интерпретацию реально существующей структурно-формационной асимметрии зоны Главного хребта, где отчетливо выделяются две подзоны — северная (Эльбрусская) и южная, или Перевальная [Сомин, 1971]. Первая из них сложена сиалической макерской серией и характеризуется развитием куполовидных структур и структур "антикавказского" простирания, а также больших масс калиевых гранитоидов. В Перевальной зоне обнажены лабинская и буульгенская серии пестрого, частью мафического состава, и их аналоги, тектонические структуры линейные с общекавказским простиранием, калиевых гранитоидов почти нет, метаморфизм местами осуществлялся при более высоких давлениях, чем в Эльбрусской зоне, и, хотя и в очень ограниченных объемах, встречаются ультрабазиты и габброиды, процентное содержание которых в Эльбрусской зоне еще меньше.

Такая зональность действительно отчасти похожа на предполагаемую зональность глубинных уровней островных дуг, хотя проблема существования в макерской серии следов среднепалеозойского вулканизма среднего и основного состава сильно ограничивает это сравнение. Но даже если принять его, Перевальная подзона не может рассматриваться в качестве аккреционной призмы океанической коры. По-видимому, правильнее считать ее южным краем единой структуры, переработанным в результате движений находившегося южнее литосферного блока. Такой блок должен был испытывать относительно медленное нисходящее движение и поддвижение и тем самым увлекать на значительную глубину осадки лабинской и буульгенской серий. Это могло обеспечить обстановку как высоких температур, так и необходимых для метаморфизма этих серий давлений, что, очевидно, не могло быть обусловлено погружением ни при осадконакоплении, ни при складкообразовании. Поддвигавшийся блок мог иметь океаническую природу и служить источником чешуй офиолитов, известных в Перевальной подзоне.

В высказанном предположении, в геодинамическом аспекте, близком к взглядам Ш.А. Адамия и его соавторов, область, лежащая непосредственно к югу от Перевальной подзоны, выступает в качестве одного из наиболее важных структурных швов герцинского Кавказа. Упомянувшееся выше притыкание к Перевальной подзоне разнородных элементов доюрского основания Южного склона свидетельствует в пользу этой идеи.

Как можно видеть, фактические данные, касающиеся доальпийского основания Большого Кавказа, позволяют предполагать важное значение в формировании его структуры горизонтальных, причем глубинных по своему характеру, движений. По-видимому, именно они ответственны за сближение разных структурно-формационных зон, вероятное исчезновение некоторых палеотектонических элементов; могли быть они и важным фактором проявления глубокого регионального метаморфизма палеозойских комплексов во внутренней зоне герцинской геосинклинали. Имеются факты, свидетельствующие о возможности существенной латеральной перетасовки доверхнепалеозойских комплексов. Однако здесь мы еще не выходим за рамки рабочих гипотез. Выдвижение последних, однако, необходимо, так оно создает предпосылки для дальнейших целенаправленных исследований.

На альпийском этапе развития Большого Кавказа интенсивность горизонтальных движений была ниже, чем на доальпийском. Об этом свидетельствует прежде всего тот факт, что на преобладающей части региона удается увидеть тектонически не нарушенные или лишь слабо нарушенные взаимоотношения между фациальными зонами, переходы между ними. Тем не менее в восточной части альпийской зоны Южного склона полностью исчезает Гагра-Джавская зона. Существуют доказательства того, что она тектонически перекрыта надвинутыми с севера аллохтонными массивами существенно флишевого состава [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977]. Величина перемещения этих масс достигает 50–60 км. Приведенные авторами палеогеографические данные, большая мощность покровных пластин (более 3 км), а также срезание надвиговыми поверхностями складчатых структур свидетельствуют против поверхностного гравитационного происхождения покровов. Формирование как упомянутых надвигов, так и тех, которые были закартированы еще раньше в бассейнах рек Мзымты и Шахе и в более западной части Южного склона, началось не раньше позднего эоцена. В это время на Большом Кавказе уже не было проявлений регионального метаморфизма. Поэтому для объяснения происхождения этих структур вряд ли применимы концепции адвекции или глубинного диапиризма, в основу которых положено именно представление о разуплотнении вещества в связи с региональным метаморфизмом.

Другим свидетельством важного вклада горизонтальных движений в формирование альпийской структуры Большого Кавказа может быть развитие в его южной части полной геосинклинальной складчатости. Очень важный факт, указывающий на ее возникновение в результате внешнего сжатия, состоит в том, что в альпийские достаточно интенсивные пликвативные деформации вовлечены породы доюрского кристаллического фундамента. Это явление описано во многих участках перевальной полосы Главного хребта Западного Кавказа [Сомин, 1971; Хуцишвили, 1978; и др.]. Следует подчеркнуть, что совместная деформация фундамента и юрского геосинклинального чехла здесь обычно происходила в условиях, когда не было настоящего регионального метаморфизма, т.е. полной перекристаллизации пород: юрские отложения, как правило, изменены лишь до состояния аспидных сланцев. Значительно реже, на отдельных участках, например в бассейне Ардона, в породах лейаса формируются минеральные ассоциации высокотемпературной зеленосланцевой фации, включающие в метапелитах биотит, кордиерит и андалузит. При этом в породах фундамента и чехле возникают две одинаковые генерации складок. Однако названные температурные условия еще далеки от обстановки, при которой происходит частичное плавление или гранитизация пород, поэтому возникновение подобной складчатости вряд ли могло быть обусловлено подъемом пород при увеличении их объема.

Существование кристаллического доюрского фундамента, не испытавшего в альпийскую эпоху прогрессивного метаморфизма и реоморфизма, бесспорно для таких районов развития сильно сжатой складчатости, как область погружения зоны Главного хребта в верховьях Уруштена, Киши и Пслуха и север Центральной Абхазии (бассейн Чхалты); оно может достаточно уверенно предполагаться для района верховьев Алазани, Дид-Хеви и Стори в Кахетии. Мощность нижней—средней юры в этих районах существенно разная, а дислоцированность интенсивная, в целом сопоставимая с таковой в Сванетском антиклинории, где основание представлено слабометаморфизованными породами десской серии. Такой в значительной степени независимый от типа фундамента характер складчатости альпийского комплекса в зоне Южного склона Большого Кавказа и в прилегающей части Главного хребта, очевидно, также указывает на проявление внешнего сжатия, приводившего либо к определенному сокращению фундамента, либо к срыву и автономной деформации альпийского геосинклинального чехла.

ЛИТЕРАТУРА

- Адэмия Ш.А.* Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968.
- Адамия Ш.А., Абесадзе М.Б., Кекелия М.А.* и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и blastsмилониты Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, №5.
- Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Хотяновский П.А.* К стратиграфии и возрасту метаморфитов Главного хребта Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, №4.
- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Лобжанидзе Г.П.* и др. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р. Шовди (Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, №3.
- Адемия Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А.* и др. К проблемам океана Тетис. — В кн.: Тектоника: Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д.* Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, №1.
- Баранов Г.И., Греков И.И.* Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе. — В кн.: Тезисы докл. IV конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов Г.И., Греков И.И.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука 1980.
- Белов А.А.* Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
- Белов А.А., Омельченко В.Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, №2.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
- Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геол., 1974, №2.
- Греков И.И., Поталенко Ю.Я., Снежко В.А.* Новые данные о строении дамхурцевской и лаштракской свит западной части Главного Кавказского хребта. — В кн.: Тезисы докл. III конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1968.
- Дудаури О.З., Кецохели Д.Н., Тогонидзе М.Г., Шенгелия Д.М.* Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р. Ацгара (Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 71, №1.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г.* Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 60, №1.
- Круть И.В.* К расчленению метаморфических комплексов Большого Кавказа. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси: Изд-во ЦК КП ГССР, 1969.
- Мельников В.А.* К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. — Сов. геол., 1965, №11.
- Поталенко Ю.Я.* О времени заложения структур Тырнаузского рудного поля (Северный Кавказ). — Сов. геол., 1976, №1.
- Поталенко Ю.Я., Пруцкий Н.И.* Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, №5.
- Поталенко Ю.Я., Стукалина Г.А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, №5.
- Резанов И.И., Шевченко В.И.* Строение и история развития Кавказского сектора Средиземноморского пояса и современные тектонические концепции. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
- Сомин М.Л.* Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. — Геотектоника, 1965, №3.
- Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Сомин М.Л.* Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя. — В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978.
- Сомин М.Л., Белов А.А.* К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. — Геотектоника, 1967, №1.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Складки ранней генерации в породах лабинской серии Большого Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, №3.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* О строении метаморфического комплекса Главного Кавказского хребта в верховьях р. Лашипсе (Абхазия). — В кн.: Тезисы докл. V конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1980.
- Хуцишвили О.Д.* О явлениях молодой складчатости кристаллических пород фундамента Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1978.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, №4.
- Чесноков С.В., Красивская И.С.* Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа). — В кн.: Петрология и рудоносные индикаторы магматических формаций. М.: Наука, 1981.
- Чичинадзе Г.Л.* Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1978.
- Чхотуа Т.Г.* О псевдоконгломератах истоков р. Б. Лабы. — Сообщ. АН ГССР, 1971, т. 62, №3.

СОДЕРЖАНИЕ

И.П. Гамкрелидзе. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа	4
В.В. Белоусов. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория	9
Ш.А. Адамия, Б.З. Асанидзе, Д.М. Печерский. Геодинамика Кавказа (опыт палинпасти- ческих реконструкций)	13
А.А. Белов, А.А. Моссаковский, С.Д. Соколов, В.А. Швольман. Позднепалеозойско-раннеме- зозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинпасти- ческие реконструкции)	21
✓ М.Б. Абесадзе, М.А. Кекелия, Т.Н. Мгвлишвили, Г.К. Цимакуридзе, Т.Г. Чхотуа, И.Д. Ша- вишвили. Доальпийское развитие кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм)	30
М.А. Сатаян. Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Малого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья	42
Н.В. Короновский. Геодинамические обстановки проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в Альпийском складчатом поясе	47
Г.И. Баранов, И.И. Греков. Геодинамическая модель Большого Кавказа	51
В.Н. Шолпо. Роль явлений унаследованности и новообразования в развитии Большого Кавказа	60
✓ А.Б. Мошашвили. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса	64
Н.И. Павленкова. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным	71
В.И. Шевченко, И.А. Резанов. Тектоника и геофизические поля Крыма—Кавказа—Копетда- га	80
Ю.И. Галушкин, С.А. Ушаков. Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей)	86
Г.И. Рейснер. Особенности четвертичной тектоники Южного склона Восточного Кавказа	94
М.Л. Копп. Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавка- за, Талыша и Нижнекуринской впадины	99
С.И. Кулошвили. Некоторые вопросы неотектоники и сейсмотектоники Кавказа в связи с его современной геодинамической обстановкой	105
Г.А. Твалчрелидзе, Р.Г. Кофман, А.А. Носов. Этапы рудообразования и рудоносные геоло- гические формации Кавказа	111
✓ Г.С. Закаридзе, А.Л. Книппер, М.Б. Лордкипанидзе. Опыт корреляции мезозойского вулкани- зма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты)	117
М.Л. Сомин. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа	122

УДК 551.24

Гамкрелидзе И.П. **Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 4—8.

Рассмотрена модель геодинамической эволюции Кавказа на фоне эволюции всего Средиземноморского пояса. Последняя представляется более сложной, чем в примитивных схемах новой глобальной тектоники, не учитывавших динамическое единство процессов растяжения и сжатия, раскрытия и закрытия океанических бассейнов.

Ил. 1, библиогр. 35 назв.

У Д К 551.24

Белюсов В.В. **Большой Кавказ как тектоническая лаборатория.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 9—12.

На основании особенностей строения и развития альпийского Большого Кавказа показано, что эта структура обладает богатыми возможностями для изучения механизма и природы процессов, происходящих в геосинклиналях, и для раскрытия важных закономерностей развития земной коры.

УДК 551.24

Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. **Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций).** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13—21.

Приведены результаты палинспастических реконструкций Кавказа и соседних стран для конца среднего палеозоя, позднего палеозоя—триаса, ранней юры—неокома, позднего мела—эоцена и конца кайнозоя. Выделены системы палеоостровных дуг — окраинных морей — интрадуговых рифтов, составляющих южную активную окраину Евразийского континента, Палеотетис, Мезогеня, пассивные окраины Гондваны. Установлена ведущая роль значительных горизонтальных движений отдельных блоков земной коры в процессе формирования современной структуры.

Ил. 2, библиогр. 54 назв.

УДК 551.24

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. **Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции).** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 21—30.

На основе палеомагнитных, палеобиогеографических и геологических данных построены три палинспастические карты для позднепалеозойского и раннемезозойского времени. Геодинамическая обстановка развития Средиземноморского пояса характеризовалась сочетанием явлений деструкции континентальной коры с образованием океанических структур и наращивания континентальной коры в процессе геосинклинальной эволюции палеоокеанов.

Ил. 3, библиогр. 36 назв.

УДК 551.24

Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н., Цимакуридзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. **Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм).** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.

Выделенные в доальпийском Кавказе (к северу от Севанского офиолитового шва) палеоостровные дуги (Закавказская и Большекавказская), разделяющий их Кавказский малый океанический бассейн и сформированный внутри Большекавказской дуги среднепалеозойский рифт Передового хребта в настоящее время маркируются гранитоидами, офиолитами (метаофиолитами) и рифтовыми осадочно-вулканогенными образованиями. Анализ петролого-геохимических данных позволил установить, что рассматриваемые магматические комплексы по ряду параметров близки к таковым различных морфоструктурных единиц современных активных континентальных окраин.

Табл. 1, ил. 14, библиогр. 18 назв.

УДК 551.24

Сатиан М.А. **Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Малого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 42—47.

Среди офиолитовых прогибов выделены два типа — малокавказский и апеннинский, обладающих специфическими особенностями присущих им офиолитовых ассоциаций и истории тектонического развития.

Ил. 1, библиогр. 29 назв.

УДК 551.24

Короновский Н.В. **Геодинамические обстановки проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в Альпийском складчатом поясе.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 47—51.

На фоне общего сжатия в Альпийском поясе в кайнозойское время начиная с позднего олигоцена существовали ослабления сжимающих усилий, которые способствовали проявлению вулканической деятельности. Однако возникновение магматических расплавов было обусловлено процессами в верхней мантии.

Библиогр. 10 назв.

УДК 551.24

Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 51—59.

Тектонические процессы на протяжении фанерозойской истории развития региона определялись взаимодействием разновозрастных литосферных плит, реликты которых устанавливаются в структуре Большого Кавказа. Предполагается субмеридиональная ориентировка тектонического плана в герцинском геосинклинальном этапе и субширотная (кавказская) в более поздние этапы. Образование системы герцинских тектонических покровов сиалического аллохтона, которому предшествовала обдукция эвгеосинклинальных комплексов на край Восточно-Европейской плиты, связывается с выдвиганием тектонических блоков противоположной континентальной плиты в зоне обдукции, их раздавливанием и выжиманием пластин докембрийских кристаллических сланцев на среднепалеозойские эвгеосинклинальные отложения. К палеотетису относится лишь Сванетский прогиб. В ранней юре Большой Кавказ принадлежал к активной континентальной окраине. В эолене роль активной континентальной окраины выполнял северный край Закавказской плиты. В конце средней юры произошло столкновение Северо-Кавказской и Закавказской плит и выжимание в виде тектонических покровов юрских эвгеосинклинальных толщ. В позднеальпийском этапе тектонический план был обусловлен взаимодействием Черноморской плиты, подвигающейся под Западный Кавказ, а также встречным поддвиганием Грозненского и Закавказского блоков под Восточный Кавказ.

Ил. 10, библиогр. 8 назв.

УДК 551.24

Шолпо В.Н. Роль явлений унаследованности и новообразования в развитии Большого Кавказа. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 60—64.

История геологического развития Большого Кавказа в мезозойско-кайнозойское время обнаруживает сложное сочетание явлений унаследованности и новообразования, сопровождавших процесс эволюции земной коры в подвижной области. Поперечные структуры просвечивают на всех этапах альпийского цикла сквозь субширотную зональность, особенно ярко проявляясь на орогенном этапе.

Ил. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 551.24

Мошашвили А.Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 64—71.

Куринская впадина расположена между мегантиклинориями Большого Кавказа на севере и Малого Кавказа на юге. Ее история развития тесно связана с историей развития геосинклинально-океанических бассейнов Палео- и Мезотетиса.

Ил. 5, библиогр. 9 назв.

УДК 551.24

Павленкова Н.И. Стрoение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.

Сейсмическими исследованиями установлена внутренняя неоднородность земной коры юга европейской части СССР: горизонтальная расслоенность Русской плиты сменяется сложной гетерогенной структурой Кавказа, изменяются свойства сейсмических границ. В коре Куринской впадины выявлены отдельные тела повышенной скорости. При помощи метода математического моделирования для коры региона определена общая зависимость между скоростью сейсмических волн и плотностью и выявлены участки нарушения этой зависимости. Они приурочены в основном к верхней части коры, сложенной осадочно-метаморфическими породами. После исключения из наблюдаемого поля силы тяжести эффекта земной коры установлено, что верхняя мантия под Кавказом разуплотнена и это разуплотнение связано с областями повышенного теплового потока.

Ил. 6, библиогр. 24 назв.

УДК 551.24

Шевченко В.И., Резанов И.А. Тектоника и геофизические поля Крыма—Кавказа—Копетдага. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 80—85.

Представляется, что между геосинклинальной структурой земной коры и мантией существует связь, но она не имеет простого механического характера, а основывается на более тонких физико-химических взаимодействиях.

Ил. 4, библиогр. 10 назв.

УДК 551.24

Галушкин Ю.И., Ушаков С.А. Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 86—93.

Установлено, каким путем происходит образование выразительной картины линейных складчатых поясов и бассейнов, характерных для поверхности аккреционных призм, а также хребтов, являющихся непременным свойством конвергентных границ плит и блоков независимо от степени развития осадочных аккреционных призм.

Ил. 8, библиогр. 22 назв.

УДК 551.24

Рейснер Г.И. **Особенности четвертичной тектоники Южного склона Восточного Кавказа.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 94—99.

Ряд признаков, таких, как активная сейсмическая деятельность, высокая активность четвертичных тектонических движений и другие, позволяет предполагать существование на глубине крупного разрывного нарушения, отделяющего зону Южного склона Большого Кавказа от Азиатско-Агрижайского прогиба.

Ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 551.24

Копп М.Л. **Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 99—105.

В пределах регионе широко распространены сдвиги, активно развивавшиеся на позднеальпийском этапе: правые северо-западного, меридионального, простирания и левые северо-восточного, широтного, простирания. Зоны их концентрации разделяют три крупных блока, взаимосвязанно передвигавшихся в разных направлениях: смещавшийся к северу Куринско-Малокавказский (включая, кроме одноименных структурных элементов, также Талыш), неподвижный или смещавшийся к югу Восточно-Кавказский и выталкивающийся к востоку Шемахино-Кобьстанский. Учет горизонтальных перемещений блоков облегчает решение многих вопросов тектоники региона: о соотношении надвигов и сдвигов, структурном положении Талышской зоны, пространственном размещении грязевых вулканов и их связи с разломами, о динамической обстановке возникновения субмеридиональной складчатости Южного Каспия и геодинамических факторах миграции углеводородов.

Ил. 3, библиогр. 20 назв.

УДК 551.24

Кулошвили С.И. **Некоторые вопросы неотектоники и сейсмотектоники Кавказа в связи с его современной геодинамической обстановкой.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 105—111.

В составе рассмотрены некоторые вопросы развития Кавказа на орогенном этапе и сделана попытка показать, что характерные черты и особенности неотектоники и сейсмичности этого региона и смежных территорий находят вполне удовлетворительное объяснение с позиции тектоники плит.

Ил. 1, библиогр. 28 назв.

УДК 551.2, 553.078

Твалчрелидзе Г.А., Кофман Р.Г., Носов А.А. **Этапы рудообразования и рудоносные геологические формации Кавказа.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 111—117.

В длительной и сложной истории геологического развития Кавказа выделены три тектонических цикла (и соответствующие им металлогенические эпохи): байкальский, герцинский и альпийский. Последний подразделен на два цикла — киммерийский и собственно альпийский. Металлогеническая эволюция Кавказа следует в направлении усложнения состава и структур эндогенных месторождений, которые образуют "типоморфные" и "сквозные" рудные формации. Процессы рудообразования проявились на геосинклинальных и орогенных этапах различных металлогенических эпох, а также в период тектоно-магматической активизации. Разработана схема тектонического и металлогенического районирования Кавказа. Выделены главные рудоносные геологические формации, служащие основой оценки перспективности отдельных районов.

Ил. 1, библиогр. 12 назв.

УДК (551.21+551.24) (479)

Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б. **Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты).** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 117—121.

На основе анализа мезозойского вулканизма Малокавказского офиолитового пояса, Закавказского срединного массива и складчатой системы Большого Кавказа показано, что в мезозое малокавказская часть Тетиса представляла собой сложную океаническую структуру с срединно-океаническим хребтом, подводными горами и примитивной океанической островной дугой. Северная окраина этого бассейна в юре-неокоме маркируется андезитовым поясом Закавказской энсиалической островной дуги и базальтовыми сериями океанического типа окраинного моря Большого Кавказа. По характеру вулканизма и геодинамике последнее сопоставимо с тыловыми бассейнами Филиппинского моря. В среднем-позднем мелу вулканическая деятельность на Закавказской дуге синхронна процессу столкновения этой дуги с внутренними Малокавказского бассейна и обнаруживает ряд аномалий, обусловленных своеобразием геодинамической обстановки.

Ил. 2, библиогр. 24 назв.

УДК 551.24

Сомин М.Л. **О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа.** — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 122—129.

Анализ строения и взаимоотношений структурно-формационных зон допозднепалеозойского возраста и особенностей дислокаций геосинклинального альпийского комплекса приводит к заключению о вероятном значительном вкладе горизонтальных тектонических движений в формирование структуры Большого Кавказа на этих этапах его развития.

Библиогр. 34 назв.

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ КАВКАЗА**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

Редактор *Н.Б. Заборовская*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Художник *С.Б. Генкина*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Н.А. Кубышкина,*
Н.М. Бурова
Корректор *Н.И. Харламова*

ИБ № 24552

Подписано к печати 27.08.82. Т – 14042
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,9 + 0,4 вкл.
Усл.кр.-отт. 12,7. Уч.-изд.л. 14,4
Тираж 800 экз. Тип.зак. 1596
Цена 2 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

"Исследования в области органической гидрогеохимии нефтегазоносных бассейнов"

В книге освещены основные проблемные вопросы органической гидрогеохимии; рассмотрены закономерности изменения содержания и состава органических веществ подземных вод и водорастворимой части рассеянного органического вещества пород нефтегазоносных бассейнов; приведены новые данные о значении отдельных компонентов и их соотношений для целей поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа; сообщается о новых методах их анализа.

"Нефтегазоносность нижних структурных этажей чехла платформ."

В книге рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с тектонической, литолого-петрофизической, геохимической, палеогеотермической и другими особенностями нефтегазоносности древних формационных комплексов. Проанализированы свойства коллекторов, фазовое состояние углеводородов, результаты применения современной сейсморазведки в прогнозировании нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла платформ.

Рассчитана на геологов-нефтяников производственных и научно-исследовательских организаций.

Г.Ф. Макаренко. Траппы в структуре материков.

В книге рассмотрено положение траппов по отношению к платформам, геосинклиналям, краям океанов. Проведен анализ места траппов в пространстве, времени, рядах геологических формаций и геотектонической цикличности. По современным данным геологии материков и океанского бурения установлено соответствие траппов финальному магматизму тыла складчатой зоны и отсутствие траппов перед фронтами складчатых гор тихоокеанских окраин. Выделено пять глобальных импульсов базальтового магматизма материков и океанов.

Для широкого круга геологов, изучающих проблемы связи магматизма и тектоники.

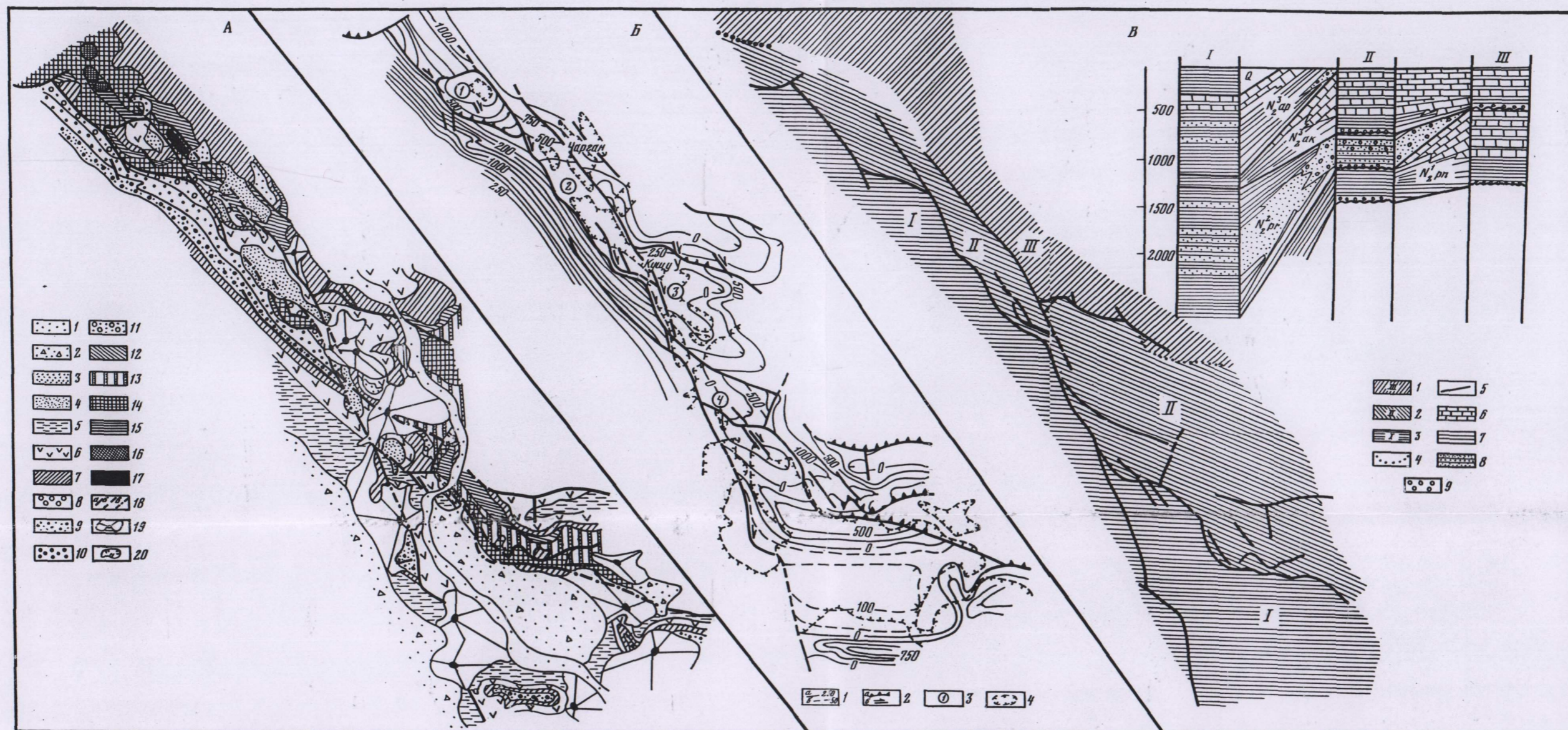
Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга-почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга-почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга-почтой".

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга-почтой"); 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга-почтой"); 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга-почтой"); 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 252142 Киев, проспект Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга-почтой"); 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга-почтой"); 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1; 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой"); 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012

Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга-почтой"); 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой"); 142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой"); 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга-почтой"); 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге 10 ("Книга-почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга-почтой"); 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга-почтой").

"АКАДЕМКНИГА"



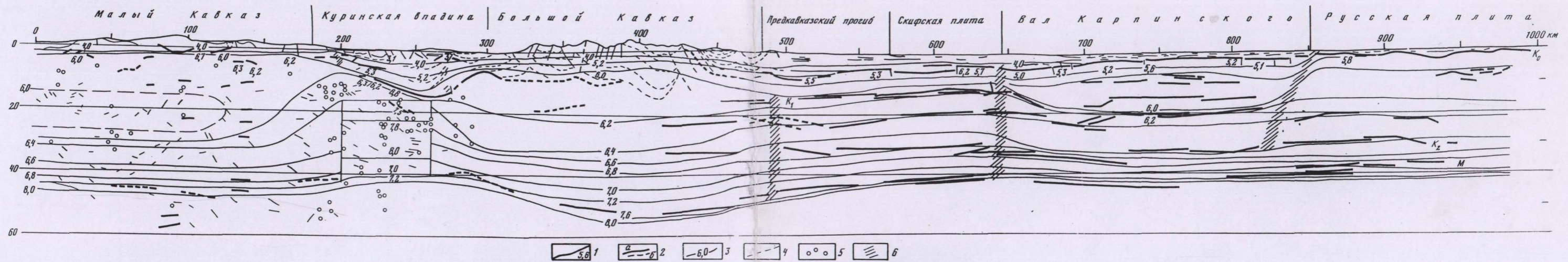
К статье М.Л. Коппа

Р и с. 2. Строение Ленгбиз-Сальянской правосдвиговой зоны. Составили М.Л. Копп и Н.Н. Курдин

А — геологическая карта: 1 — голоцен, 2 — голоцен-верхний плейстоцен нерасчлененные, 3 — средний плейстоцен, 4 — нижний плейстоцен, 5-7 — верхний плиоцен: 5 — средний-верхний апшерон, 6 — нижний апшерон, 7 — акчагыл, 8-11 — нижний плиоцен, продуктивная толща: 8 — нерасчлененная, 9 — каламадынская свита, 10 — ленгбизская свита, 11 — караноурская свита, 12 — понт, 13 — мзотис-средний миоцен, диатомовая свита, 14-15 — нижний миоцен-олигоцен, майкопская свита: 14 — верхняя часть, 15 — нижняя часть, 16 — верхний эоцен, верхняя подсвита коунской свиты, 17 — верхний мел, 18 — разрывы (а — прослеженные, б — предполагаемые,

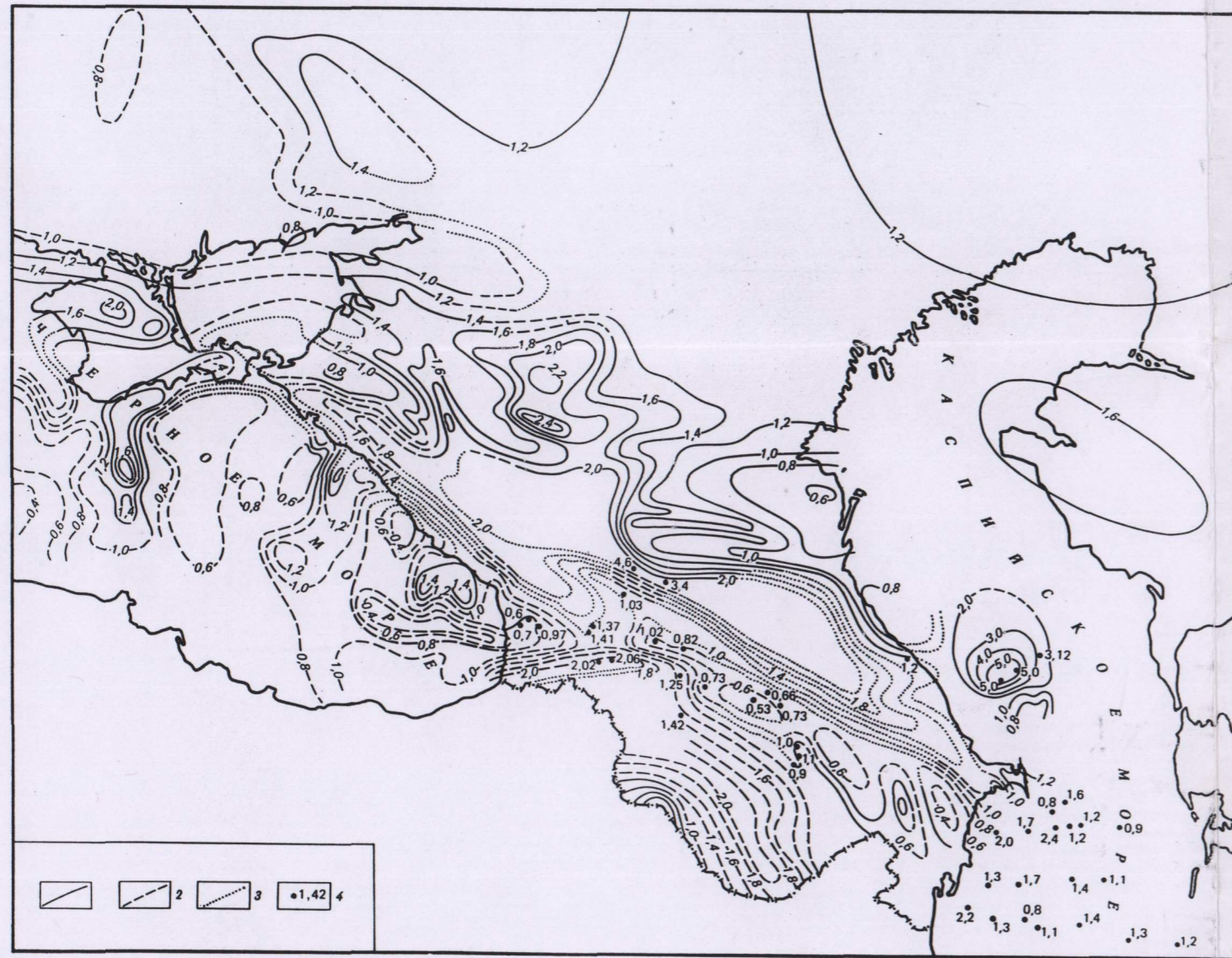
в — перекрытые четвертичными отложениями), 19 — грязевые вулканы, 20 — оползни.

Б — схематическая структурная карта: 1 — стратоизогипсы (а — основные, проведенные через 250 м, б — дополнительные, проведенные через 50 м), 2 — разрывы (а — взбросы и надвиги, б — сдвиги), 3 — звенья синклинали, смещенной правыми сдвигами (1 — Керкенчское, 2 — Поладлинское, 3 — Кушинское, 4 — Гирдинское), 4 — участки распространения четвертичного покрова (штрихи — в сторону поля четвертичных отложений). В — литофациальная схема плиоцена: 1 — северная фациальная зона, 2 — центральная фациальная зона, 3 — южная фациальная зона, 4 — нормальные границы фациальных зон, 5 — разрывы, 6 — известняки, 7 — глины, 8 — пески и песчаники, 9 — конгломераты



К статье Н.И. Павленковой

Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю II — Волгоград—Нахичевань в интерпретации Е.П. Барановой, Г.В. Краснопевцевой, Н.И. Павленковой, М.М. Раджабова [1980]
 1 — преломляющие границы с соответствующей граничной скоростью, км/с; 2 — отражающие площадки: а — сильные, б — слабые; 3 — изолинии скорости, км/с; 4 — геологические границы; 5 — точки дифракции; 6 — нарушения



К статье В.И. Шевченко, И.А. Резанова

Рис. 4. Карта теплового потока
 1—2 — изолинии теплового потока, мккал/см² · с: 1 — установленные, 2 — приблизительные, 3 — предполагаемые; 4 — отдельные пункты определения величины теплового потока

2 р. 20 к.

3795