

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР  
СЕКЦИЯ ПО ТЕКТОНИКЕ КAVKAZA  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ АН ГССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. ДЖАНЕЛИДЗЕ АН ГССР

## II СЕМИНАР ПО ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

(г. Тбилиси 21—25 апреля 1980 г.)

Межведомственный тектонический комитет СССР  
Секция по тектонике Кавказа  
Отделение наук о Земле АН ГССР  
Геологический институт им. А.Джанелидзе АН ГССР

II СЕМИНАР ПО ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА

Тезисы докладов

21 - 25 апреля 1980 г.

Тбилиси

Тбилиси - 1980



УДК 551.24(479)

В тезисах докладов Второго семинара по геодинамике Кавказа изложены представления различных геологических школ и направлений Советского Союза об основных закономерностях становления земной коры и верхней мантии Кавказа, а также соседних стран.

М.Б.Абесадзе, М.А.Кекелия, Т.Н.Мгелишвили, Г.К.Цимакурдзе,  
Т.Г.Чхотуа, И.Д.Шавишвили

## ДОАЛПЫЙСКОЕ РАЗВИТИЕ КAVКАЗСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПАЛЕОКРАИНЫ - МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Анализ геологических, геохимических и геофизических данных позволяет утверждать, что в раннем и среднем палеозое часть Кавказа, расположенная к северу от Севанского офиолитового пояса, представляла собой активную окраину Восточно-Европейского континента, в пределах которой существовали следующие структурно-морфологические единицы (с севера на юг): окраинное море Предкавказья, островная дуга Большого Кавказа с интрадуговым рифтом Передового хребта, малый океанический бассейн Большого Кавказа и Закавказская островная дуга. К югу от последней располагался океан Палеотетис.

В настоящее время нет оснований предполагать существование коры континентального типа в пределах рассматриваемой части Кавказа, вплоть до позднего палеозоя. Все отмеченные выше структурные и морфологические единицы обладали корой океанического и (или) субокеанического типов, о чем свидетельствуют:

- а) отсутствие в докембрийском фундаменте пород, относящихся к типично орогенным сериям;
- б) геохимический характер вулканизма рифта Передового хребта и Кавказского малого океанического бассейна;
- в) отсутствие обломочного материала калишпатовых гранитов в ниже- и среднепалеозойских периокеанических осадочных комплексах (кембрийские и силур-девонские филлиты Дзирульского выступа, девон-нижний карбон дизской серии Сванетии, среднепалеозойская лабинская серия Главного хребта, силур, девон и нижнекарбонные отложения Передового хребта, силур-девон аллохтонных пластин Передового хребта, кембрий, силур Бечасинской зоны).

Формирование континентальной коры в пределах Кавказской активной окраины завершилось в позднем палеозое в результате позднегерцинского метаморфизма, гранитообразования, орогенного вулканизма и складчатости.

Особенности палеозойского магматизма (как орогенного, так и офиолитового) были обусловлены активностью наклоненных на север зон субдукции, расположенных вдоль внешних краев Большо-

кавказской и Закавказской островных дуг.

В палеозойских гранитоидах Закавказской островной дуги устанавливается четкая северонаправленная латеральная геохимическая зональность с увеличением содержания щелочей и литофильных элементов с юга на север (Локский, Храмский и Дзирульский выступы). Гранитоиды Большекавказской палеоостровной дуги характеризуются независимой северной геохимической полярностью. Составы гранитоидов по уровню содержания редких элементов при переходе от Большекавказской к Закавказской островной дуге постепенно приближаются к составам "примитивных" гранитоидов. В Локском выступе достигаются значения, характерные для толентовых типов, сформировавшихся в периокеанических условиях.

Реликты коры малого океанического бассейна Большого Кавказа представлены в настоящее время, по-видимому, метаофиолитами лабинской и буульгенской серий, а также аллохтонными пластинами метаофиолитов и офиолитов зон Главного (р.Белая) и Передового хребтов. Последние образуют типичную офиолитовую ассоциацию, представленную гипербазитами и полосчатыми, дайковым и вулканическими комплексами, которые характеризуются толентовыми геохимическими параметрами, отвечающими магматизму современных бассейнов тыловых растяжений островных дуг.

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

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. Осадки, более удаленные от фронтальной части палеоостровной дуги, претерпевают метаморфизм, степень которо-

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

Геологический институт  
АН ГССР

Ш.А.Адамия, Б.З.Асанидзе, Д.М.Печерский

#### ГЕОДИНАМИКА КАЗКАЗА: ОПЫТ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Расположение Кавказа между европейской и азиатской частями Альпийско-Гималайского пояса в качестве "связующего" звена предопределило повышенный к нему интерес геологов. Интерес еще более возрос в связи с возрождением идей тектонического мобилизма, так как глобальные реконструкции, основанные на положениях тектоники плит, указывают на расположение исчезнувшего океана Тетис в пределах Кавказа или (и) соседних стран.

Существует двоякое понимание "океана Тетис". Согласно первому, традиционному, это обширный, в основном, мелководный морской бассейн (бассейны), останцами которого (которых) являются те огромные массы преимущественно шельфовых отложений, которыми сложен Альпийско-Гималайский горно-складчатый пояс. По новым же понятиям Тетис рассматривается как обширный бассейн (бассейны) с корой океанического типа и глубоководными пелагическими осадками, останцами которых являются фрагменты альпийских офиолитов Альпийско-Гималайского пояса.

Палинопастические (количественные) реконструкции взаимного расположения литосферных плит, как известно, основываются на данных совмещения краев континентов Северной и Южной Америк с краями Европы и Азии (Буллард и др.), а также на данных палеомагнитных исследований. Оба метода дают хорошо сходимые результаты по взаимному расположению Лавразии и Гондваны - 200 млн. лет тому назад.

Данные палеомагнитных исследований палеозоя Кавказа и Ирана указывают на то, что Закавказский срединный массив (Дзирульский и Храмский выступы и др.) в раннем-среднем карбоне располагался у южного края Европейского континента, тогда как южная часть Закавказья (Даралагез), также как и Иран (Эльбрус), в позднем девоне-раннем карбоне были отделены от Закавказского срединного массива на 2500-3000 км и располагались у северного края Африканско-Аравийского континента. Это огромное, исчезнувшее впоследствии пространство, и является, по-видимому, палеозойским океаном Тетис (см. рис.).

Палеотетис разделял Кавказ на две основные геологические провинции. Южная, Иранская провинция (Центральная Армения, Нахичевань) представляла собой пассивную континентальную окраину - карбонатный шельф Гондваны, на что указывает как геологические, так и биогеографические данные. Северная, собственно Кавказская провинция, расположенная к северу от Севано-Зангезурского офиолитового пояса, представляла собой активную континентальную окраину Европы, где выделяются Закавказская и Большекавказская островные дуги с интрадуговым рифтом Передового хребта и Большекавказский и Предкавказский бассейны типа современных окраинных морей.

В северной, собственно Кавказской провинции, интенсивно проявлены герцинский гранитоидный магматизм, региональный метаморфизм, "андезитовый" вулканизм и складчатость. Латеральная петрохимическая и геохимическая полярность продуктов магматизма и метаморфическая зональность позволяют увязать эти процессы с функционированием зон субдукции, наклоненных на север, расположенных вдоль южных краев Закавказского и Большекавказского островных дуг.

Широкое развитие ранне-среднепалеозойских офиолитовых алдохтонных пластин не только в зоне Передового хребта, но и на Главном хребте, указывает, по-видимому, на расположение корневой зоны шарьяжей вдоль южной границы последнего, в поло-

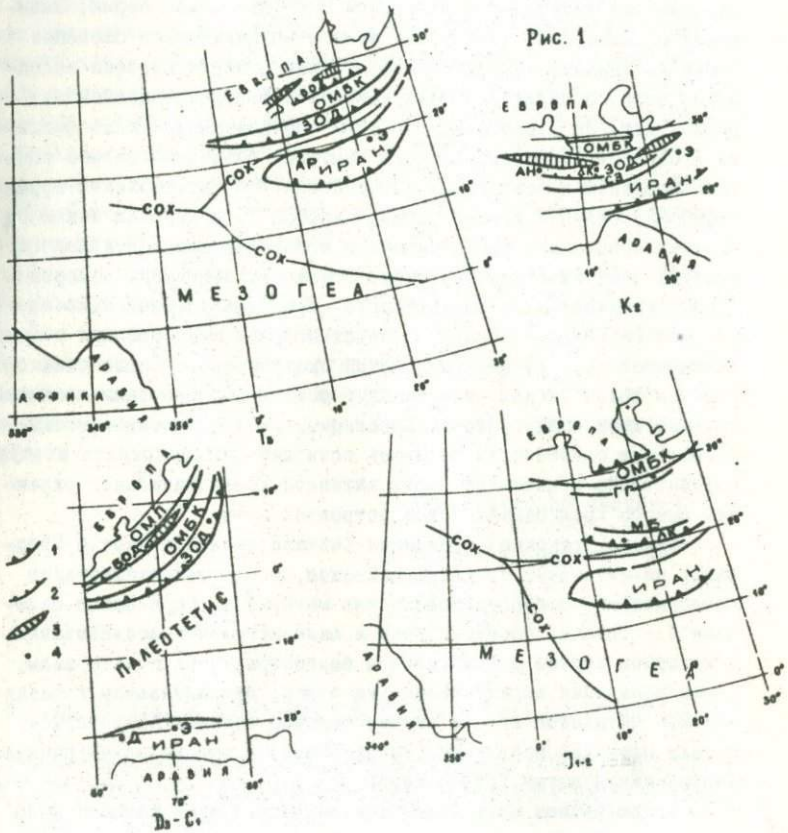


Рис. 1

Рис. Схема палиностаических реконструкций. ОМП - окраинное море Предкавказья, БОД - Большекавказская островная дуга, ОМБК - окраинное море Большого Кавказа, ЗОД - Закавказская островная дуга, СОХ - срединноокеанический хребет, СЗ - Севано-Зангезурский реликтовый бассейн, Ар - Центральная Армения, ГГ - Грузинская глыба, ЛК - Локско-Кафанская зона, Д - Даралагез, Э - Эльбурс. 1 - зоны субдукции, 2 - реликтовая зона субдукции, 3 - рифты, 4 - расположение основных палеомагнитных разрезов.

се развития метабазитов лабинской и буульгенской серий. Выжимание офиолитов из этой зоны - малого океанического бассейна Большого Кавказа - происходило в конце раннего карбона вследствие резкого сближения Закавказской и Большешкавказской островных дуг. Не расположены *in situ* по-видимому, также филлиты и серпентиниты Дзирульского выступа, сложенные сильно тектонизированными чешуями допалеозойских ? и палеозойских пород (кембрий, силур - девон, средний карбон ?) и имеющие также с тектонизированными гранитоидами и метаморфитами Дзирульского выступа тектонические контакты. Однако их выжимание и перемещение, метаморфизм и складчатость происходили несколько позже, чем на Большом Кавказе вследствие раннекембрийских и (или) заключительных (?) фаз герцинской складчатости. Герцинский орогенез в целом сыграл определяющую роль в формировании континентальной коры всей северной провинции. Литологический состав и фациальные особенности филлитов позволяют рассматривать их предположительно в качестве пород активной континентальной окраины - южного края Закавказской островной дуги.

Южная (Иранская) провинция Кавказа являлась частью Гондваны, по-видимому, до конца палеозоя, о чем свидетельствуют геологические и биогеографические материалы. Но в конце палеозоя ? - триасе, согласно данным палеомагнитных исследований, с которыми хорошо согласуются и биогеографические материалы, южная провинция переместилась на север, приблизившись к Закавказской островной дуге и вызвав сильное сужение Малеотетиса. В тылу Иранской провинции (Загрос-Оман) в это же время раскрывается южная ветвь Тетиса-Мезогея.

В пре-раннем мелу общий тектонический план Кавказа мало изменился. Наиболее значительным представляется устанавливаемый по палеомагнитным данным юрских пород раздвиг и заложение внутридугового бассейна шириной в несколько сотен км между Дзирульским и Локским (Храмским ?) выступами, что соответствует Малокавказскому геосинклинальному бассейну И.Р.Кахадзе. Этот бассейн просуществовал недолго и закрылся, по-видимому, вследствие предверхнервской складчатости. Северная ветвь океана Тетис, резко сужающаяся в Закаспий, ограничивалась с юга Иранской островной дугой. Андезитовый вулканизм Иранской, Закавказской и Большешкавказской островных дуг, по-видимому, контролируется зонами субдукции, расположенными вдоль их южных краев.

В позднем мелу - эоцене, в результате нарастающего сближе-

ния Африканского и Евразийского материков, происходит коллизия континентальных блоков. Формируется протяженный "андезитовый" пояс, связанный с зоной субдукции Загроса-Анатолии. В тылу андезитового пояса закладываются Бургас-Черноморско-Аджарский и Талыш-Джюнокаспийский базальтовые интрадуговые рифты. Функционирует реликтовая зона субдукции Севанского офиолитового пояса. Вследствие вдавливания "Аравийского клина" после мела (эоцена ?) происходит дугообразное изгибание складчатых структур Турции, Малого Кавказа, Эльбурса.

Современная структура и морфология Кавказа сформирована в результате позднеальпийских процессов сжатия и скучивания корового материала и "андезитового" вулканизма. Геодинамика этих процессов находит удовлетворительное объяснение с позиций новой глобальной тектоники - раскрытие Атлантического и Индийского океанов, формирование Аденского и Красноморского рифтов и др.

Геологический институт  
АН ГССР

Институт геофизики АН  
ГССР

Институт физики Земли  
АН СССР

М.А.Алексидзе, Е.П.Антонов, Д.В.Гогмашвили, О.Д.Гоцадзе

#### ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ КАВКАЗСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОСОБЕННОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ДЖАВАХЕТСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Предлагается методика уточнения распределения гипоцентров землетрясений при заданном значении погрешностей их определения, основанная на приближенном решении интегрального уравнения первого рода специального вида.

Методика реализована на примере эпицентров кавказских землетрясений, зарегистрированных сеть инструментальных наблюдений за период с 1900 по 1977 гг. (около 22000 землетрясений).

Уточнены контуры зон, проявлявших сейсмическую активность за рассмотренный период. Приведены карты наблюдаемого и истинного распределения координат эпицентров Кавказских землетрясений.

Приведены количественные оценки параметров тензора двумерной и трехмерной деформации, соответствующие вращательному движению Джавахетского геодинамического полигона. Даны соответствующие главные деформации и главные направления. Полученные данные сравниваются с результатами геоморфологических исследований этого региона.

Институт геофизики  
АН СССР

И.В.Архипов, А.А.Белов, А.А.Моссаковский, С.Д.Соколов,  
В.А.Швольман

#### КАВКАЗ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ – РАННЕМ МЕЗОЗОЕ НА ФОНЕ РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО ТЕТИСА

В палеозое территорию Средиземноморского и Центрально-азиатского складчатых поясов занимала широкая, ориентированная в субширотном направлении океаническая структура Палеотетиса, по разные стороны от которой располагались разрозненные континентальные кратоны Северной Евразии и Гондвана. В северокарбона в результате мощных горизонтальных движений земной коры, связанных с герцинской эпохой тектогенеза, и вызванного ими скучиванием горных масс, их складчатости, метаморфизма и гранитизации в северной части Палеотетиса (включая Северный Кавказ и Предкавказье) сформировались обширные пространства верхнепалеозойской континентальной коры. Ширина Палеотетиса значительно сократилась. К северу от него возник единый позднепалеозойский протоконтинент Северной Евразии. 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. На Кавказе фрагментом этого вулканоплутонического пояса являются нижнепермские вулканические и молассовые комплексы северного склона Большого Кавказа, главным образом прогиба Пердзювского хребта.

Позднепалеозойский - триасовый реликтовый бассейн Палеотетиса в современной структуре Евразии реконструируется по фрагментам триасовой континентальной коры в Средиземноморском и Центральноазиатском складчатых поясах. Эти фрагменты группируются в виде узкой прерывистой полосы, протягивающейся с востока на запад через всю Евразию от Западного Приморья и впа Сихотэ-Алиня через Маньчжурию, Внутреннюю Монголию, Бей-Шань, Северный Памир, Северный Афганистан до Южного склона Большого Кавказа. Они трассируют сутуру 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.

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 возраст.

Унаследованный характер Палеотетиса подтверждается и особенностями строения разрезов комплексов пород континентального склона и подножья северной и южной окраин Палеотетиса, которые представлены непрерывными преимущественно терригенными толщами, охватывающими по возрасту весь средний и поздний палеозой, а также ранний триас (дизская серия южного склона Большого Кавказа, сарыкольская серия Северного Памира, Даланульско-Дугингольская зона Южной Монголии).

Вместе с тем эти же данные приводят к выводу о том, что позднепалеозойский-триасовый реликтовый бассейн Палеотетиса отличался от типичных океанических бассейнов преобладанием в его пределах земной коры переходного типа и широким развитием структур типа островных дуг, окраинных морей и микроконтинентов. Лишь в окраинных морях, по-видимому, сохранились участки с океаническим типом строения земной коры. В частности, таким микроконтинентом в Палеотетисе мог быть Закавказский массив, хотя не менее вероятно, что он принадлежал Северной окраине Гондваны.

Образование Мезотетиса началось с расколов Гондванской ок-

раины Палеотетиса. Рифтовые структуры будущего Мезотетиса возникли раньше на востоке — в Гималаях в конце карбона — и затем распространились к западу: в перми (Южный Памир, Афганистан, Оман, Восточная Африка) и триасе (Кавказ — Анатолия).

Рифтогенные окраины Мезотетиса на Южном Памире начали формироваться в конце перми на границе Центрального и Юго-Восточного Памира. После раскола континентальной плиты и расхождения ее краев на севере (Рушанско-Пшарская зона) возникла вулканическая рифтогенная окраина. В триасе и ранней юре она развивалась в обстановке растяжения, которая сопровождалась излияниями лав недосыщенных кремнеземом и обладающих составом, промежуточным между щелочными и толеитовыми базальтоидами. На юге (Окраинная и Промежуточная подзоны Юго-Восточного Памира) в пределах рифтогенной окраины сформировались карбонатно-кремнистые и терригенные батинальные осадки. Отложения бассейна океанического типа, разделявшего эти рифтогенные окраины, в современной структуре обнажаются в Аличурском тектоническом окне.

В поздней перми — раннем и среднем триасе геодинамическая картина Средиземноморского пояса определялась одновременным существованием на севере закрывающейся океанической структуры Палеотетиса, а на юге открывающегося Мезотетиса. Их разделяли микроконтиненты — Закавказско-Анатолийско-Иранский, Ирано-Афганский, Южно-Памирско-Тибетский.

В Западном секторе Средиземноморского пояса рифтовые структуры начали появляться в конце перми, затем они умножились и расширились в триасе. Раскрытие мезозойского океана было разновозрастным, наблюдается общее омоложение океанических комплексов в западном направлении от Омана (пермь) через Загрос в Малую Азию (поздний триас) до Альп (юра). В Западной Европе в триасе океана еще не было и Европа не отделялась от Африки. В раннемезозойской истории Эллинско-Анатолийско-Кавказского сектора Мезотетиса устанавливаются рифтовая и океаническая стадии. Верхнетриасовые глубоководные (океанические) серии известны в Греции, Турции, Сирии и т.д.

Таким образом, геодинамическая обстановка развития Средиземноморского пояса и его обрамления в анализируемом отрезке времени, как и в течение всего фанерозоя, характеризовалась сложным сочетанием явлений деструкций континентальной и субконтинентальной коры с образованием океанических структур и сози-

дания, наращивания континентальной коры в процессе геосинклинальной эволюции новообразованных океанических структур, а также в результате мощного тектонического скупивания горных масс.

Эти явления происходили при определяющей роли горизонтальных тектонических движений сжатия и растяжения. При этом перемещения отдельных блоков и пластин, вероятно, происходили по субгоризонтальным поверхностям срыва, располагавшимся на различных структурных уровнях в коре и мантии Земли.

Геологический институт АН СССР

Б.К.Балавадзе, М.А.Алексидзе, Г.И.Буачидзе, Г.Е.Гугунава,  
Э.А.Джигладзе, Г.Ш.Шенгелая

#### О СОСТОЯНИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД КАВКАЗОМ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геофизические поля, как правило, обусловлены действием всей Земли и судить на их основе об отдельных ее частях порой не представляется возможным. Проанализированы сейсмические, гравиметрические, геотермические и магнитно-теллурические данные Кавказского региона, которые при определенных допущениях дают возможность иметь представление о состоянии верхней мантии. Критически рассмотрены геофизические работы последних лет, касающиеся затронутых вопросов и комплексирования различных геофизических подходов.

Исследована корректная постановка задачи о совместной интерпретации геотермического и гравиметрического полей. Решены необходимые для такого комплексирования граничные задачи для уравнения теплопроводности и стадической теории упругости.

Результаты этих расчетов показывают, что гравитационный эффект разогрева верхней мантии почти на порядок меньше той величины, которая принималась ранее при совместной интерпретации геотермического и гравиметрического полей.

Были пересмотрены основные исходные данные инструментальных и макросейсмических данных землетрясений Кавказского региона с глубинами больше 60 км. Их число в "Новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР" оказалось равным II. При

детальном анализе этих данных и их обработке выяснилось, что все они коровые. Таким образом, в настоящее время нет оснований утверждать, что среди кавказских землетрясений есть подкоровые.

Проанализированы исходные данные для составленной карты горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии Кавказа (Л.П.Винник и др., 1978). На наш взгляд, этих данных недостаточно для выделения на территории Кавказа отдельных зон пониженных и повышенных скоростей.

С современных позиций пересмотрены существовавшие региональные гравитационные модели Кавказа, которые при определенных предположениях дадут возможность сделать некоторые заключения о плотности верхней мантии.

Институт геофизики  
АН ГССР

Сектор гидрогеологии и  
инженерной геологии АН  
ГССР

Г.И.Баранов, И.И.Греков, А.В.Нетреба, С.В. Савин

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В северной части Средиземноморского пояса в байкальскую тектоническую эпоху сформировалась неоднородная по мощности континентальная кора, чередующаяся с участками коры переходного и океанического типов. К этому времени относится образование практически не гранитизированных толщ амфиболитов и биотитовых гнейсов, залегающих в основании герцинской структуры Большого Кавказа (догерцинский фундамент). В начале палеозоя в осевой части Палеотетиса возникли пространства с океанической корой. Реликты этой коры сохранились в составе Марухского тектонического покрова в Передовом хребте и, возможно, Лаштракского покрова в Главном хребте. В северной части Палеотетиса в силуэте начала формироваться энсиматическая островная дуга Передового хребта, в тылу которой располагалось окраинное море. В островной дуге в течение девона и раннего карбона происходило накопление толечтовых и известково-щелочных лав, туфов, турбидитов, завершившихся отложением карбонатно-терригенной толщи.

В окраинном море накапливались кремнисто-вулканогенно-терригенные и терригенные (в основном монтмориллонитовые глины) отложения. Перед средним карбоном произошло замыкание океанической впадины Палеотетиса и столкновение южной континентальной плиты с островной дугой. Впадина окраинного моря также перестала существовать, а заполнявшие ее осадки были выжаты на южный край Восточно-Европейской континентальной плиты. Впоследствии они были тектонически перекрыты островодужным комплексом, а тот, в свою очередь, океаническим офиолитовым комплексом Марухского покрова. Часть южной континентальной плиты, сложенная докембрийскими кристаллическими сланцами макерской серии продвинулась в северном направлении, образовав систему покровов сиалического аллохтона, перекрывшего океанические и островодужные комплексы. Догерцинский фундамент также был частично шарьрован, образовав систему покровов герцинского параавтохтона.

Процесс обдукции и тектонического скупивания сопровождался формированием глубинных поддвигов - "вторичных" зон субдукции, наложенных на чешуйчато-надвиговую доверхнепалеозойскую структуру и частично продолжавших развиваться в верхнем палеозое. Реликты самой северной зоны субдукции сохранились в долинах рр. Малки и Хаусаута. Более южная зона субдукции фиксируется расщеплением пластины сиалического аллохтона и пододвиганием ее нижней части под среднепалеозойский островодужный комплекс Передового хребта. Еще более южные зоны субдукции, вероятно, располагались вдоль южного склона Большого Кавказа и южного ограничения Закавказского массива.

Функционирование "вторичных" зон субдукции способствовало активизации в верхнем палеозое гранитоидного магматизма, местами наземного вулканизма, образованию горных хребтов и накоплению моласс.

Герцинская островная дуга до начала обдукции, возможно, имела субуральскую ориентировку.

В верхнем палеозое и мезозое активизировались движения по правосторонним сдвигам, имевшим северо-западное простирание. В западной и восточной частях Предкавказья проявился триасовый вулканизм, который, возможно, был связан с зонами внутриконтинентальной субдукции, сопряженными с Армави́ро-Невинномисским сдвигом. В нижней пре тонкая континентальная кора, расположенная в южном крыле Главногокавказского взбросо-сдвига, была пододвинута под мощную сиалическую плиту Центрального Кавказа, на

окраине которой образовался прерывистый андезито-дацитовый вулканический пояс. В западной части Большого Кавказа проявился ааленский вулканизм, возможно, связанный с существованием здесь зоны субдукции, сопряженной с системой правосторонних сдвигов. На Восточном Кавказе в ранней эре к югу от континентальной плиты сформировался островодужный комплекс, петрохимическая полярность которого, согласно последним данным (А.И.Гусев, 1978 и др.), свидетельствует о южном падении сопряженной с островной дугой зоны Бенъофа. В байосе произошло замыкание расположенных к северу от Закавказского массива прогибов, сопровождавшееся складчатостью юрских толщ и образованием надвигов. Существование же в районе Эрзинджан-Севанского офиолитового шва зоны субдукции привело к широкому развитию байосского вулканизма. В верхней эре и мелу Большой Кавказ располагался в тылу активной континентальной окраины и тектонические процессы протекали сравнительно спокойно, хотя на востоке Дагестана в верхней эре и на западе Краснодарского края в верхнем мелу отмечено формирование надвигов и связанных с ними олистостром.

В позднеальпийский тектонический этап, по мнению С.А.Ушакова и др. (1977), формирование горного сооружения западной части Большого Кавказа произошло в связи с пододвиганием под него Черноморской плиты. Восточная часть Большого Кавказа располагается над областью схождения двух пододвигавшихся с севера и юга плит. Менее значительные зоны позднеальпийских поддвигов на границах плит, с частью которых связаны проявления молодого вулканизма, существуют (или существовали недавно) вдоль Кабардинской флексуры, на месте Кусаро-Дивичинского прогиба и в некоторых других районах.

Северо-Кавказское Территориальное геологическое управление

В.В.Белоусов

#### БОЛЬШОЙ КАВКАЗ КАК ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

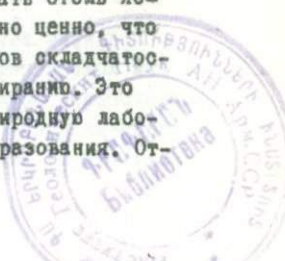
Каждая национальная геологическая школа имеет свою основную модель, исходя из которой она разрабатывает представления

о структурах земной коры и закономерностях их развития. Для советских геологов самой популярной моделью складчатой зоны всегда был Большой Кавказ.

В связи с возникновением в последние годы кардинально новых представлений в геологии, старые эталоны стали отмирать и возникли новые. Некоторые исследователи, по-видимому, решили, что эти перемены приблизили нас к окончательному решению всех основных проблем в геотектонике. Однако достаточно общего ознакомления с историей геологии, чтобы убедиться в том, что в историческом аспекте появление "тектоники плит" столь же закономерно, как и всех предыдущих геотектонических гипотез: все изменения в общих представлениях в геологии определялись сменой объектов, считавшихся в данную эпоху центральными и подлежащими объяснению в первую очередь. "Тектоника плит" явилась реакцией на первые значительные успехи в изучении океанического дна. Однако эта концепция континентальную геологию восприняла чрезмерно схематично и ни в коем случае не обеспечила того, на что претендовала, — синтеза континентальной и океанической тектоники. Это означает, что впереди будет еще новое изменение главного объекта исследований, что поведет к новому изменению общей концепции, как это бывало и раньше.

Но если концепции приходят и уходят, то природные объекты остаются и остаются также объективные закономерности развития структур земной коры. Например, сохраняются объективно установленные закономерности стадийного развития геосинклинали. И в связи с этим сохраняются и те природные модели, которые позволяют это развитие полноценно изучать.

Большой Кавказ остается моделью геосинклинали и складчатой зоны в связи с целым рядом очень выгодных его качеств. По ясности и полноте "геологического текста", по доступности его для полного прочтения альпийский Б.Кавказ не имеет себе равных среди складчатых зон земного шара. Он представляет собой редкостную по своей компактности и обозримости складчатую область. Структуры, развитие в его пределах, чрезвычайно разнообразны. Например, в редких случаях можно наблюдать столь ясно проявленные складчатости разных типов. Особенно ценно, что на Кавказе имеется возможность изучать смену типов складчатости не только в поперечном разрезе, но и по простиранию. Это обстоятельство превращает Кавказ в уникальную природную лабораторию по изучению механизма и причин складкообразования. От-



носителю небольшой масштаб горизонтальных перемещений создает благоприятные условия для прослеживания истории внутренних зон геосинклинали - интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Именно на Кавказе были установлены основные закономерности развития вертикальных движений в геосинклиналях, и эти исследования могут быть и дальше развиты.

Хотя в Б.Кавказе в альпийском цикле нет офиолитов, но в нем есть спилито-диабазовая формация. Это ставит его в промежуточное положение между эв- и миогеосинклиналью и делает его особенно интересным, поскольку позволяет сравнивать его с теми и другими. Некоторые особенности магматизма Б.Кавказа позволяют ставить вопрос об изменении глубины магматических очагов в истории Кавказа и на его площади. В Б.Кавказе было обнаружено такое явление, как глубинный диапиризм, что представляет особый интерес с точки зрения и механизма складкообразования и выяснения природы явления, известного под названием "частной инверсии". В той же области есть условия и для изучения взаимоотношения между частной и общей инверсией. С большой полнотой на Б.Кавказе можно изучать проявления орогенного режима и его взаимоотношения с предыдущим геосинклинальным развитием.

Хотя не все процессы здесь могут быть изучены и не все закономерности раскрыты, но и то, что предоставляет нам Б.Кавказ, это - намного больше, чем можно найти в любой другой складчатой зоне. Надо только наблюдать природу и расшифровывать его письмена, а не навязывать ей надуманные теоретические сценарии.

Институт физики Земли  
АН СССР

Ю.И.Гадушкин, С.А.Ушаков

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

Процессы зарождения складчатости осадков являются общими для конвергентных границ плит. Как правило, между зонами ненарушенных осадков желобов и деформированными осадками аккреционных призм располагаются области зарождения и развития складчатости осадков, маркирующие начальный участок поверхност-

ного проявления напряжений сжатия. Эти складки имеют вид продольных хребтов, вытянутых перпендикулярно направлению сжатия. Амплитуда таких хребтов мала для зарождающихся фронтальных складок и увеличивается по мере перехода к более развитым складкам. Фронтальные складки часто оказываются погребенными под слоем осадков и обнаруживаются лишь при сейсмическом зондировании. Более развитые складки, как правило, образуют выразительную картину линейных складчатых поясов, протягивающихся на сотни километров по простиранию конвергентной границы. Характерно, что при толщине осадков в 5 - 10 и более км складкообразование, вероятно, охватывает лишь слой толщиной в 2-3 км. Такая ситуация намечается в Черноморско-Кавказской зоне сжатия и в зоне залива Оман. Образование складок в процессе сжатия осадков типично для многих конвергентных границ. Так, например, кроме отмеченных выше областей, ряды продольных хребтов, соответствующих складкам осадочного слоя, наблюдаются вдоль Вашингтон-Орегонского побережья, образующего границу позднекайнозойского пододвигания плиты Горда под Северо-Американскую плиту, в Карибском желобе, в желобах Суэца, Яванском, Алеутском, Сикоку, Центрально-Американском и других.

Теоретический анализ, проведенный нами на основе моделей деформации вязких слоев, дает возможность предсказать длину фронтальных складок и указать на возможную роль не-newтоновой реологии верхнего слоя осадков в формировании наблюдаемой картины складок. Рост амплитуды складок и отчасти длины волны существенно связан с процессом объединения складок, их опрокидыванием и развитием разломов в упрочившейся среде. Характерная морфология поверхности (система двух продольных хребтов и провал между ними), нередко наблюдающаяся близ конвергентных границ, в частности, в передовых частях аккреционных призм, находит удовлетворительное объяснение в модели чешуйчатого надвигания. Формирование самого нижнего, внедряющегося клинообразного участка аккреционной призмы можно связать с образованием и развитием новой складки вплоть до ее опрокидывания. Вдоль нижнего крыла опрокинутой складки, по всей вероятности, развивается разлом, отделяющий вещество вновь нарастающей аккреционной призмы от вещества пододвигающейся литосферы. В дальнейшем, по мере развития аккреционной призмы, в ее центральных частях расстояние между соседними разломами, рассекающими тело призмы на блоки, увеличивается, и сами разломы

становятся круче к поверхности призм.

Рассмотренные модели развития фронтальных складок позволяют объяснить также механизм образования грязевых вулканов, наблюдавшихся, например, в пределах Азовского моря и Кубанской низменности, на западном берегу Каспия, вблизи восточного побережья залива Оман. Образование этих вулканов можно связать с выжиманием вверх подвижной грязево-глинистой среды в замках фронтальных складок при развитии деформации сжатия.

Учебно-научный музей  
землеведения ИГУ

И.П.Гамкрелидзе

#### МОБИЛИЗМ И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КАВКАЗА

Кавказ, испытавший длительную и сложную тектоническую эволюцию и объединивший в себе структуры различного характера, порядка и генезиса является весьма благоприятным объектом для исследования многих проблем тектоники.

Наиболее существенными из них представляются:

1. Исследование условий формирования тектонических структур различного порядка. Проведенное за последнее время исследование механизма формирования тектонических структур Аджаро-Триалетской складчатой зоны, северо-западной части Большого Кавказа и сланцевой зоны его Южного склона методами детального структурного анализа показало, что основной причиной возникновения этих структур является проявление внешних сжимающих усилий.

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 Малом Кавказе, на Южном склоне и в зонах Передового и Главного 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. Сорванные покровы образуются в результате активного смещения автохтона по наклонным поддвигаемым зонам (внутриплитная субдукция), а офиолитовые покровы - вследствие выжимания океанической

коры (обдукция) между сближающимися континентальными плитами.

3. Вполне самостоятельной является проблема исследования планетарной регматической сети и планетарной трещиноватости дислоцированных толщ. Последняя была выявлена и изучена впервые на Кавказе. На основании восстановления первичной ориентации этих трещин, было установлено существование хорошо известной 4-компонентной планетарной сети, состоявшей из ортогональной и диагональной парных систем. Исследован также вопрос происхождения 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.

4. Одной из важнейших представляется проблема геодинамической эволюции Кавказа и смежных областей Средиземноморского складчатого пояса. В последнее время, особенно в связи с исследованием офиолитов, рассматривавшихся в качестве реликтов океанической коры геологического прошлого, появились новые мобилистические концепции, исходящие из предположения о крупных горизонтальных перемещениях глыб земной коры и литосферы.

Автором сделана попытка показать, что в результате раздвижения земной коры субконтинентального или континентального типа в Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте Средиземноморского пояса происходят попеременные заложения океанических бассейнов, маркирующихся в современной структуре породами офиолитовой ассоциации. Это позднедокембрийско-ранне-среднепалеозойские офиолиты Передового хребта Большого Кавказа и Дзирульского массива (Палестетис), позднепалеозойско-мезозойские - Анатолии - Загроса-Омана (Мезотетис) и юрско-раннемеловые - Малого Кавказа (северная ветвь Мезотетиса). По краям (или на одном крае) этих океанических бассейнов допускается развитие процессов субдукции океанической коры, с которыми связаны образования вулканических островных дуг и гранитоидный магматизм. Отмечается динамическое единство процессов растяжения и сжатия в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса. В частности, закрытию Палестетиса в позднем палеозое отвечает раскрытие в тылу ее океанической структуры Мезотетиса, замыкание Малокавказской ветви Мезотетиса в конце неокома компенсируется все еще продолжающимся раскрытием этого океана на юге, а общее сжатие всего Средиземноморского пояса на орогенном этапе в целом

синхронно с раскрытием рифтов Красного моря, Аденского залива и Атлантики.

Наряду с изложенной выше моделью, на данном совещании будут заслушаны и другие мобилистические концепции о геодинамической эволюции Кавказа и смежных областей. Несмотря на общность теоретических основ всех этих моделей в целом, палеотектонические реконструкции в них существенно отличаются друг от друга. Наибольшие разногласия вызывает интерпретация палеозойской истории Кавказа и смежных областей, в частности вопрос о том унаследовал ли океан Мезотетис положение предшествовавшей ему области Палеотетиса или является новообразованным. Вызывает споры также тектоническая позиция срединных массивов (бывших микроконтинентов или островных дуг), рассматриваемых некоторыми исследователями в качестве аллохтонных пластин, а также характер и местоположение зон поглощения океанической коры (зон субдукции). Имеющиеся разногласия обусловлены, с одной стороны, сложностью картины современной структуры рассматриваемой части Средиземноморского пояса, а с другой — все еще неудовлетворительными и поэтому различно интерпретируемыми данными. Вместе с тем мобилистические модели дают наиболее разумное объяснение установленных крупных горизонтальных перемещений, в частности тектонических покровов (в том числе офиолитовых), существование которых в фиксированных концепциях или полностью игнорируется или же их значение сильно умалется. Очень важным в мобилистических моделях представляется также актуалистический подход к палеотектоническому анализу, который является наиболее правильным. Однако при дальнейшем развитии этих моделей, чему будет способствовать накопление новых фактов, нужно иметь в виду, что принцип актуализма заключается в понимании прошедшего с помощью настоящего, а не в идентификации процессов, происходящих в настоящее время с процессами и условиями геологического прошлого. В частности, при палеотектонических реконструкциях следует учитывать возможность существования в земной коре аналогичных, но совершенно разнотипных по характеру развития структур растяжения, а также областей поглощения океанической коры.

И.П.Гамкрелидзе, Г.Д.Думбадзе, М.А.Кекелия, И.И.Хмаладзе,  
О.Д.Хуцишвили

## ОФИОЛИТЫ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ДОМЕЗОЗОЙ- СКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗА

Проведенные авторами за последние годы геолого-петрологические исследования "свиты метаморфических сланцев" Дзирульского массива позволили по-новому расшифровать ее внутреннее строение, а также высказать мнение о геологической позиции и возрасте тесно ассоциирующихся с ней основных и ультраосновных пород.

В "свите метаморфических сланцев" выделяются три возрастные группы пород.

1. Нижняя часть состоит из двух пачек: а) слюдяных и двуслюдяных гранатосодержащих сланцев и б) метаморфизованных сланцев (филлиты), песчанистых метасланцев, метапесчаников, линз мраморов и кварцитов. По палеонтологическим данным (археоциаты, катаграфии) пачка (б) датируется ранним кембрием. Следовательно, пачка (а), подошва которой не обнажена, возможно, захватывает и поздний докембрий (венд). Видимая мощность этих двух пачек до 300 м.

2. Чередование метадиабазов, метапорфиритов, актинолитовых сланцев и основных туфов с редкими прослоями филлитов и метапесчаников. По новым палинологическим данным (материал М.Б.Абесадзе, Г.К.Цимакуридзе, определение Е.Пландеровой) эти породы датируются поздним силуром? - поздним девонем. Мощность не более 200 м.

3. На разных горизонтах нижележащих пород расположена пачка слабометаморфизованных туфов кварцевых порфиритов. Судя по геологической позиции и ее составу представляется возможным считать эту пачку синхронной верхнепалеозойской (верхний визе-башкирский ярус) вулканогенно-осадочной толще Храмского массива (нижние туффиты) и чиатурским кварцпорфиром. Мощность этой пачки до 170 м.

Вся "свита метаморфических сланцев" (общая видимая мощность не более 700 м) смята в довольно сильно сжатые и большей частью опрокинутые на юго-восток складки и захата в позднегерцинских калишпатовых гранитах между ограничивающими ее разрывами. Несмотря на то, что в настоящее время контакт между гра-

нитам и сланцами почти всюду тектонический, целый ряд факторов позволяет говорить о первично интрузивном его характере.

Со "свитой метаморфических сланцев" тесно пространственно ассоциируются серпентиниты, амфиболиты и габброиды.

Серпентиниты представлены разной величины линзообразными протрузивными телами в приконтактной полосе "толщи филлитов", а также внутри этой толщи. По реликтовым минералам устанавливается гарцбургитовый (реже дунитовый) протолит исследованных серпентинитов. По петрохимическим параметрам они отвечают тугоплавкому остатку верхней мантии.

Амфиболиты образуют крупный тектонический клин, зажатый между метаморфизованными сланцами и гранитами и окаймленный с севера и юга тонкой серпентинитовой коркой. По петрохимическим параметрам эти породы близки к абиссальным толентам, характерным для срединно-океанических хребтов и глыбовых поднятий. Эти данные, в совокупности с их геологической позицией (серпентинитовая "рубашка", тектонические контакты), позволяют предположить, что они так же, как и серпентиниты, представляют собой тектонически перемещенные в верхние горизонты коры фрагменты древней океанической коры.

Габбро и габбро-диабазы встречаются в основном среди калишпатовых гранитов в виде реликтов разной величины. Часть габброидов представляет собой породы толентового тренда, другая, большая их часть (совместно с пластовыми телами диабазов в филлитах), является дифференциатами известково-щелочного ряда, отвечая базальтоидам островных дуг.

Можно предполагать, что среди герцинских гранитов Дзирульского массива сохранился небольшой фрагмент офиолитовой ассоциации позднедокембрийско-ранне-среднепалеозойского возраста, перекрытый более молодыми (верхнепалеозойскими) отложениями. Однако, принимая во внимание характер и состав обломочного материала ниже-среднепалеозойской части "свиты метаморфических сланцев", ее следует считать фрагментом осадочно-вулканогенных образований, формировавшийся в пределах древнего континентального (либо островодужного) склона, обладавшего субконтинентальной корой. Породы меланократового комплекса - серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы - представляют собой фрагменты верхней мантии и третьего (и второго?) слоев океанической коры и структур переходных от океана к континенту.

Исходя из того положения, что офиолиты представляют со-

бой реликты океанической коры геологического прошлого и почти всегда залегают в виде шарьированных пластин, отторженных от их первоначального местонахождения, а также принимая во внимание сонахождение на изученном участке совершенно различных по характеру чешуй (фрагменты верхней мантии, океанической коры и разновозрастных частей осадочных отложений подножья континентального, либо островодужного, склона), следует, видимо, считать, что описанные офиолиты также испытали тектоническое перемещение. Время их шарьирования - турне-ранний-средний визе, так как аллохтонная пластина включает верхний девон, а перекрывающие ее отложения (неоавтохтон) вероятнее всего, по возрасту относятся к позднему визе (башкирский ярус). Вместе с тем эти движения хорошо коррелируются со временем шарьирования офиолитов Передового хребта Большого Кавказа (между турне и намбром), с четко выраженным перерывом в палеозойском чехле Южного Закавказья (между ранним турне и пермью), а также со временем выжимания и шарьирования многих палеозойских офиолитов Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов.

Учитывая весьма обширный возрастной диапазон "свиты метаморфических сланцев", отсутствие в разрезе ордовика и большей части силура и признаков размыва, мы склонны считать, что она состоит по меньшей мере из двух покровных пластин. Первая из них включает позднекембрийско-нижнекембрийские образования, а вторая - верхний силур? - верхнедевонские. Обе пластины "запечатаны" пачкой туфов-кварцевых порфиров поздневизейско-башкирского? возраста (неоавтохтон), испытавшей вместе с аллохтоном складчатость и динамометаморфизм.

Таким образом, офиолиты Дзирульского массива, видимо, являются реликтами океанической коры Палеотетиса, унаследованно развитого из Прототетиса и испытавшего замыкание в позднем палеозое. Местонахождение океанического бассейна Палеотетиса и, следовательно, корневой зоны офиолитовых покровов может интерпретироваться по-разному.

Приведенные данные хорошо согласуются с данными о широком развитии венд-раннекембрийских и ранне-среднепалеозойских офиолитов в Средиземноморском и Урало-Монгольском поясах, где местами также отмечается вполне очевидное унаследованное развитие в палеозое (вплоть до раннего-среднего карбона) Прототетиса и Палеоазиатского океана.

Г.С.Закариадзе, А.Л.Книппер, М.Б.Лордкипанидзе

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА  
МАЛОГО КАВКАЗА И ЗОН ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Предполагается, что Малокавказский офиолитовый пояс маркирует мезозойский бассейн океанического типа, представляющий собой северный, относительно узкий залив Тетиса. Этот залив разделяет две кулисообразно расположенные области активной окраины Евразийской плиты, Понтийско-Закавказскую на северо-западе и Иран-Эльбурскую на юго-востоке.

В настоящее время в офиолитовом поясе достоверно установлено два вулканических комплекса - юрско-неокомский и альбско-верхнемеловой (доверхнесенонский). Юрско-неокомский комплекс характеризуется преимущественно распространением толеитов типа СОХ, (Срединно-океанических хребтов), ассоциирующих с небольшим количеством высокотитанистых слабощелочных лав, сходных с таковыми подводных гор, что позволяет допустить существование этих структур в данный отрезок времени в Малокавказском глубоководном бассейне океанического типа. 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. Характер эволюции вулканизма в обоих поясах позволяет допустить северонаправленную субдукцию вдоль северного края Малокавказского бассейна в течение юры - нижнего неокома.

В альбе-нижнем сеноне в Малокавказском бассейне в условиях сильно расчлененного океанического фундамента, образующего цепи хребтов и впадин, формируются вулканические серии двух типов - низкотитанистая дифференцированная толеитовая серия типа примитивных островных дуг и ассоциация высокотитанистых толеитов со щелочными высокотитанистыми базальтами, характерная для океанических островов и подводных гор. Время шарьирования офиолитов на окраины обрамляющей зрелой островной дуги (верхний альб - нижний коньяк) очень близко времени формирования этих серий. Шарьирование рассматривается как результат столкновения зрелой островной дуги с океаническими дугами и цепями подводных гор.

Второй вулканический цикл мезозоя северной активной кон-

тинентальной окраины в пределах Кавказа охватывает период от апта до маастрихта. Здесь можно выделить два этапа вулканизма: доколлизийный и периода коллизии. В доколлизийный этап (аптский) в центральной части островной дуги существует область продольного растяжения, возможно, типа интрадугового бассейна (толеитовые и шононитовые низкотитанистые серии Аджаро-Триалетии и Курдамира). Характер вулканизма в период коллизии в восточной и западной части 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-Курдамир-Мартуниинский прогиб - Гочагский синклиорий) связанная, очевидно, с поперечным разломом, для которой характерна эволюция от низкотитанистых тошонитов к высокотитанистым щелочным базальтам типа континентальных и океанических рифтов. Эти вулканы, также, как базальтовые серии окраинного моря Большого Кавказа, сформировавшиеся в этот период, не несут признаков "субдукционного механизма".

Мезозойский вулканизм Малокавказского океанического бассейна обнаруживает большое сходство с офиолитовым вулканизмом Восточного Средиземноморья. Судя по характеру вулканизма и ассоциирующего осадконакопления Тетис в этой части представлял собой сложную структуру с срединно-океаническими хребтами, цепями подводных гор и гирляндами океанических островных дуг, сопоставимую с западом Тихого океана. В течение мезозоя океанический бассейн и зоны его обрамления не раз претерпевали структурную перестройку. Основная ось океанического бассейна закономерно смещалась на юг, отчленяя от южной пассивной окраины крупные блоки континентальной коры, которые в дальнейшем эволюционировали как островные дуги северного обрамления Тетиса (Нахичевань-Центральный Иран - Эльбурс с юры, Тавр-Анатолія с конца верхнего мела).

Геологический институт  
АН СССР

Геологический институт  
АН СССР

Н. В. Короновский

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ КАИНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА КАВКАЗЕ И В ДРУГИХ РАЙОНАХ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

В центральной и западной частях Альпийского пояса намечается определенный ряд структур, главным образом срединных массивов, в которых в основном и проявляется кайнозойский вулканизм. Все они обладают рядом общих характерных черт: высоким тепловым потоком, положительными изостатическими аномалиями, утоненной корой, пониженными скоростями сейсмических волн в верхней мантии и аномальной электропроводностью. Вулканизм, приуроченный к этим структурам, как правило, дискордантен по отношению к зональности альпийского времени. Резкая наложенность олигоцен-четвертичного вулканизма по отношению к альпийским структурам, в том числе и возникшим на орогенном этапе, — существенная особенность пространственного размещения вулканизма. Эволюция срединных массивов наиболее далеко зашла в Тирренской и Альборанской провинциях, в меньшей степени в Эгейской, Паннонской и Центрально-Анатолийской. Все массивы, к которым приурочены вулканические провинции, испытали раздробление и погружение в различной степени и весьма дифференцированно, но в некоторых из них, как например, в Тирренском или Альборанском, деструкция коры была весьма значительной, что выразилось в ее резком утонении и появлении толеитовых базальтов. Переработка срединных массивов в этом регионе Альпийского пояса началась на орогенном этапе почти одновременно, с олигоцена или миоцена и только на Паннонском массиве с эоцена (слабый андезитовый вулканизм). Характерно, что в ряде случаев зоны разуплотнения в верхней мантии и повышенного теплового потока, пересекая массив, захватывали и соседние горноскладчатые области, располагаясь к ним почти под прямым углом (Советское Закарпатье), что вызывало наложение проявлений вулканизма на различные структурные элементы. Особенно активными в отношении вулканизма оказываются краевые участки относительно стабильных массивов. Зоны разуплотнения в верхней мантии, поперечные к альпийским структурам, великолепно выражены на Кавказе (Транскавказский вулканический арал), где с ним практически связан весь неоген-четвертичный вулканизм. Такое же явление следует ожидать и в Сардино-Ли-

зийской поперечной зоне. В восточной части Альпийского пояса ситуация иная, чем в западной и центральной. В неогенчетвертичное время там не произошло такого раздробления срединных массивов как в Западном Средиземноморье, потому и неоген-четвертичный вулканизм подавлен и выражен ничтожными объемами. В то же время обстановка некоторого общего тектонического расширения или ослабления всестороннего сжатия имела место несколько раньше, в эоценовую эпоху (предороженное время), когда происходило раздробление консолидированных блоков земной коры, вплоть до образования узких грабенообразных позднеальпийских геосинклинальных прогибов типа Аджаро-Триалетского, Талышского, Эльбурского, Сабзеварского и других и, как следствие этого, массовый и разнообразный вулканизм, реализовавшийся в каждой конкретной структуре по-разному, наложенный на различные тектонические элементы. К западу от Иранского сектора Альпийского пояса вулканизм, сопровождавший орогенный этап, был связан в основном с процессами деструкции континентальной коры, главным образом, в пределах альпийских срединных и крайних массивов и лишь отчасти в их складчатом обрамлении и, как говорилось, является наложенным по отношению к предшествующему структурному плану геосинклинального этапа. Не связан он с последним и в генетическом плане и в смысле преемственности состава и петрохимических особенностей вулканитов.

Таким образом, кайнозойский вулканизм был причинно связан с процессами, происходившими в верхней мантии на глубинах, превышающих, по-видимому, уровень заложения отдельных геосинклинальных прогибов. Образование зон разуплотнения в верхней мантии охватывало значительные участки в пределах Альпийского пояса. Этот процесс развивался с начала орогенного этапа довольно быстро и пространственно был приурочен к Средиземноморскому поясу, хотя, судя по проявлению вулканизма в платформенном обрамлении, затрагивал и более обширные территории. Вулканизм олигоцен-антропогена в пределах пояса и в его платформенном обрамлении существенно различается, что обусловлено типом строения коры и ее проницаемостью. Для стабильных структур на ранних этапах проявления вулканизма характерны мощные толщи кислых игнимбритов, а на поздних — более основных, нередко щелочных вулканитов. Возникновение аномально нагретых участков в верхней мантии вызывало плавление земной коры с образованием линзовидно-уплощенных очагов кислой магмы; после

частичного опорожнения которых, район испытывал раздробление и опускание. Формирование анатектических очагов происходило под влиянием тепла крупных масс более основных расплавов, вплоть до базальтовых, что находит свое подтверждение в появлении последних на поздних этапах вулканической активности. Несмотря на то, что условия, благоприятные для генерации магм, на орогенном этапе создавались на больших площадях, вулканизм реализовывался только в местах повышенной проницаемости и хрупкости, т.е. в срединных, внутренних и краевых массивах, а горно-складчатые эпигеосинклинальные сооружения оказывались почти авулканичными. Кайнозойский вулканизм проявлялся в обстановке некоторого общего тектонического расширения (растяжения), о чем свидетельствует его наложенность на различные структурные элементы пояса. Орогенный вулканизм связан с процессами раздробления, обрушения и растяжения. В кайнозойское время в пределах пояса отсутствовали обстановки близкие к современным остропроводным и, по-видимому, не происходили процессы субдукции.

МГУ

Г.В.Краснопевцева, Д.К.Шукин

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

Южно-Каспийская мегавпадина является одной из важнейших тектонических структур территории СССР. В ее пределах смыкаются крупнейшие элементы юга страны - древняя и эпигерцидская платформы, складчатые зоны Кавказа, Копетдага и Эльбурса. Все это обусловило чрезвычайно сложное ее глубинное строение и современную геодинамику, показателем которой служит сейсмическая активность. На территории Южно-Каспийской мегавпадины, начиная с 1952 г., выполнен обширный объем региональных сейсмических исследований - ГСЗ, МОВЗ, КМПВ. Полученный в разные годы, по различным системам наблюдения и различно проинтерпретированный материал этих исследований требовал анализа, обобщения и переинтерпретации с единой позиции, с новыми представлениями и природе регистрируемых глубинных волн, с использованием ЭВМ. Такая работа осуществлена во ВНИИ Геофизике, результаты

которой здесь представляются. На основе анализа сейсмического материала дается районирование мегавпадины по типам волнового поля и сейсмической модели земной коры, составлены значительно уточненные сейсмические разрезы по основным профилям ГСЗ. Выявлено сложное блоковое строение среды с наличием значительных латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии, которые и обусловили высокую сейсмическую активность данного региона. Наибольшее количество землетрясений, в том числе и крупнейших (Семахинское, Каспийское, Красноводское, Казанджикское), приурочено к северной, северо-западной и северо-восточной частям контакта Южно-Каспийской мегавпадины с эпигерцинской платформой, где происходит сочленение принципиально различных типов строения среды с резко различными скоростными характеристиками — низкоскоростными в пределах мегавпадины и высокоскоростными на платформенных участках (перепад сейсмических скоростей в земной коре обусловил разницу во временах регистрации первых волн на контакте структур до 3,0–4,0 сек). Представлены комплексные модели глубинного строения некоторых очаговых зон крупнейших землетрясений рассматриваемого региона.

ВНИИ Геофизика

С.И.Кулошвили

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТониКИ И СЕЙСМИЧНОСТИ КавКАЗА В СВЯЗИ С ЕГО СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

Характерные особенности неотектоники и сейсмичности Кавказа могут быть успешно объяснены с позиции тектоники плит:

1. Землетрясения, являющиеся одним из показателей современной тектонической активности литосферы, обычно группируются в линейно-вытянутые зоны и пояса, которые очерчивают крупные блоки и глыбы земной коры, находящиеся в движении друг относительно друга. За исключением своих периферических частей, эти блоки и глыбы, как правило, являются асейсмичными. Таким образом, сейсмическая активность является результатом взаимодействия отдельных блоков земной коры и характеризует существование геодинамическую обстановку.

2. На Кавказе почти все более или менее значительные зем-

летрясения (с  $M \leq 4$ ) приурочены к зонам крупных длительно развивающихся глубинных разломов, имеющих либо субширотное (кавказское), либо субмеридиональное (транскавказское) простираание. К первой группе относятся (с севера на юг) Терский разлом, Главный надвиг, Кахетино-Лечхумский шов, Локско-Агдамский (Предмалокавказский) разлом, Севано-Зангезурский шов и Ереванский разлом.

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

Следует отметить, что сейсмическая активность указанных разломов по простираанию не остается одинаковой и участки сейсмоактивные сменяются слабоактивными или вообще асейсмичными участками.

3. Орогенная стадия развития на Кавказе начинается с олигоценового времени, когда происходит общая инверсия геотектонического режима. Особенно резкая активизация процессов складкообразования, горообразования и вулканизма отмечается с конца миоцена. Рубеж миоцена и плиоцена рассматривается многими исследователями как начало неотектонического этапа на Кавказе.

В последнее время становится все более очевидным решающая роль неоген-антропогенного тектогенеза в создании современной структуры и высокогорного рельефа Кавказа, причем основными фазами явились аттическая, роданская и валахская.

4. Активизация тектонических (включая по-видимому и сейсмические) и вулканических процессов на Кавказе хорошо увязывается во времени со взаимодействием Африканско-Аравийской и Евразийской плит и фазами раскрытия Красного моря.

Согласно ряду палеогеографических и палинспастических реконструкций, между Африканско-Аравийской и Евразийской плитами в мезозое и раннем палеогене существовало несколько малых океанических бассейнов с расположенными внутри последних структурами типа островных дуг и микроконтинентов. В течение всего мезозойско-раннепалеогенового времени имело место сближение указанных литосферных плит, в результате чего происходило последовательное сжатие малых океанических бассейнов,

вплоть до их полного захлопывания. Следы последних ныне маркируются офиолитовыми швами и поясами (Загросский, Анатолийско-Малокавказский).

5. Пиренейская фаза тектогенеза фиксирует момент окончательного замыкания океанических бассейнов и начало общей инверсии геотектонического процесса. Продолжающееся сближение литосферных плит обусловило утолщение земной коры, интенсификацию процессов складко- и надвигообразования и формирование высокогорного рельефа. Эти процессы, имея непрерывно-прерывистый характер, особенно усиливаются с конца миоцена. В это же время в результате сжатия, по-видимому, произошло образование поперечных расколов. Миоплиоценовый (аттический) возраст наиболее крупных и сейсмоактивных разломов — Абул-Самсарского и Кечутского — устанавливается достаточно определенно.

В последние годы высказано предположение, что Абул-Самсарский разлом в юго-западном направлении продолжается в пределы Восточной и Южной Анатолии, где он соединяется с разломной зоной Леванта, представляющей собой род трансформного разлома. Есть основания полагать, что и Кечутский разлом, в свою очередь, в южном направлении через Лениканский, Ереванский и Араратский сейсмические районы и далее вдоль границы Турции и Ирана сочленяется с Загросской разломной зоной.

Заключенная между указанными зонами разломов обширная территория треугольной формы является как бы окончанием Аравийского клина и характеризуется повышенной сейсмической активностью по сравнению со смежными регионами. На Кавказе, кроме отмеченных выше сейсмоактивных районов Армении, сюда входят Джавахетский, Казбековский и Грозненский сейсмические районы.

6. Определения динамических параметров кавказских землетрясений в общем подтверждает концепцию продолжающегося горизонтального сжатия земной коры в этом сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Движения в очагах, связанных с продольными разломами, проявляются в основном в виде надвигов (поддвигов) и взбросов, в то время как очаги поперечных зон характеризуются преобладанием сдвиговых подвижек.

Интересно также распределение глубин очагов. Наиболее неглубокими являются обычно очаги, связанные с поперечными разло-

мами (от 1-2 до 15-20 км), более глубоки гипоцентры землетрясений, приуроченные к продольным разломам (до 30-60 км). Наиболее глубокими являются очаги некоторых землетрясений Восточного Предкавказья и Северного Прикаспия (от 60 до 100 км). Эти подкоровые очаги, по-видимому, связаны с затухающей активностью древней зоны Бенъофа.

Геологический институт  
АН СССР

М.Г. Ломизе

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА КАК СТРУКТУРА РАСТЯЖЕНИЯ

Главным признаком растяжений, с которыми было связано глубокое погружение раннемезозойской геосинклинали Большого Кавказа, служит зарождение и подъем толеит-базальтовых магм.

О способе формирования прогибов в линейных зонах растяжения можно судить по современным их аналогам, для которых возможны непосредственные, в том числе геофизические наблюдения. Различаются два механизма реализации растягивающих напряжений. Один осуществляется посредством хрупкой (в верхах коры) и вязкой (ниже) деформации с утонением континентальной литосферы. Другой, магматический механизм выражается гидравлическим разрывом пород под действием базальтовой магмы, последовательным раздвигом литосферных блоков поднимающимися магматическими клиньями и новообразованием коры океанического типа.

Анализ данных по геосинклинали Большого Кавказа приводит к выводу о преобладающем значении первого механизма и ограниченной роли второго механизма в процессе заложения и развития этого линейного прогиба.

Есть основания считать, что юрская геосинклинали Большого Кавказа подстилалась сиалической корой. Полностью отсутствуют мезозойские офиолиты, которые можно было бы рассматривать как отторженцы симатического субстрата. Выступающие блоки фундамента представлены гранитно-метаморфическим комплексом, кото-

рый пронизан многочисленными дайками диабазов, составляющих местами до 20% и более от общего объема. Количество этих даек, вытянутых по простиранию прогиба, служит мерой гидравлического расклинивания, сопровождавшего его развитие. В остальном растяжение реализовалось деформацией и утонением сиалической коры: под осевой частью прогиба даже сейчас после фаз сжатия гранитно-метаморфический слой коры остался сравнительно тонким.

Важным показателем энсиалического характера геосинклинали Большого Кавказа служит наличие в ней нескольких ареалов кислого вулканизма с известково-щелочным характером магм и признаками анатектического происхождения или, по крайней мере, значительной ассимиляции пород гранитно-метаморфического слоя. Мощные нагромождения риолитовой пирокластики свидетельствуют о высокой флюидности расплава. Встречаются ксенокристаллы силлиманита, оплавленные фрагменты кварцевых жил.

Наличием сиалической коры и прохождением через нее толеитовой магмы можно объяснить особенности базальтоидов, их повышенную калиевость и глиноземистость. По содержаниям калия и ряда малых элементов эти базальтоиды занимают положение промежуточное между континентальными и океаническими толеитами; содержания рубидия, стронция, а также калий-рубидиевое и рубидий-стронциевое отношения близки к океаническим. Исходный расплав претерпел наибольшие изменения в северо-западной части геосинклинали, где доступ базальтовой магмы к поверхности был затруднен, а взаимодействие с породами континентальной коры оказалось особенно активным и сопровождалось зарождением крупных внутрикоровых риолитовых очагов.

В геосинклинальных областях фанерозоя такие энсиалические прогибы пользовались широким распространением. Для них характерен определенный петрохимический тип толеитовых базальтов, вариации которого, вероятно, зависят от степени утонения сиалического субстрата. Развитие прогибов рассматриваемого типа, как правило, сопровождалось накоплением мощных толщ глубоководных отложений (в том числе турбидитов) и завершалось сжатой линейной складчатостью с односторонней или двусторонней вергентностью.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ СВЯЗЬ С ПРОБЛЕМОЙ ПАЛЕОТЕТИСА

Большая часть территории современной Куринской впадины в средней юре – сеномане представляла собой островную дугу.

Основание, на котором закладывалась эта островная дуга, было неоднородным. Одни участки ее закладывались на сиалическом основании, другие – на симатическом. К первым относятся территории Аджинсура, Нижнекуринской впадины, ко вторым – центральная часть Куринской впадины, а именно районы Курдамиро-Саатлинского и Предталышского погребенных поднятий и Евлах-Агдабединского прогиба.

Современными границами блока, закладывавшегося на симатическом основании, на севере является Мингечаур–Геокчайский на юге – Южно-Куринский, на востоке – Кюровадг–Нефтечалинский глубинные разломы, на западе – Шеки-Евлахский поперечный глубинный разлом.

"Гранитный" слой мощностью 2–4 км в пределах этого блока, по-видимому, формировался в стадию островной дуги, а она, как известно, характеризуется образованием этого слоя небольшой мощности. Столь малая мощность "гранитного" слоя связана с тем, что на раннеорогенном этапе развития эта часть Куринской впадины не превратилась в складчатое сооружение, образование которого сопровождается интенсивным наращиванием "гранитного" слоя, а стала молассовым прогибом.

Поскольку стадия островной дуги является переходной от океанической к континентальной, то, по нашему мнению, в пределах исторического блока с симатическим основанием под образованиями островной дуги должны залегать образования океанической стадии, которые и образуют "базальтовый" слой центральной части Куринской впадины. Возраст пород, формирующих "базальтовый" слой, по нашим представлениям, средне-позднепалеозойский.

В срединный массив центральная часть Куринской впадины превращается в сеионское время, на что указывает трахибазальт-трахиандезитовый вулканизм этого времени в ее пределах.

Зона с сокращенным "гранитным" слоем постепенно переходит в "безгранитную" зону Южного Каспия, которая нами понимается как реликт Палеотетиса.

В среднеюрско-сеноманское время Южно-Каспийская впадина представляла собой террасу между желобом и островной дугой. Этим объясняется большая мощность осадочной толщи в ее пределах, что вообще характерно для этих участков океана. Островная дуга представлена погруженной частью Вандамской зоны - ее отражением являются гравитационные максимумы Явандаг-Сангачальский и Бакинского архипелага.

В пределах океана Палеотетис существовал Закавказско-Североиранский микроконтинент (срединный массив), который на востоке ограничивался северным флангом поднятия Биналуд в восточном Эльбурсе. Выходы офиолитов в Каспийском районе Ирана, а также в районе Мешхеда, маркируют южную ветвь Палеотетиса, которая прекратила существование в результате столкновения Закавказско-Североиранского микроконтинента и Иранской эпибайкальской платформы в конце байоса. На западе, в Армении, на нее могут указывать отдельные фрагменты палеозойских гипербазитов в пределах Арзакан-Апаранского кристаллического массива. Северная зона субдукции Палеотетиса может быть на восток от Южно-Каспийской впадины перекрыта мезозойскими отложениями Копетдага, а на западе - Дзиркульским массивом.

К западу от Шеки-Евлахского поперечного глубинного разлома Палеотетис был поглощен, видимо, в желобе, на месте которого образовался шов как результат столкновения в конце байоса активной континентальной окраины Русской платформы (Вандамская зона) и Азербайджанской глыбы Закавказско-Североиранского срединного массива, которая является продолжением Артвино-Болнисской глыбы. В современном структурном плане этот шов выражен глубинным разломом по линии Мингечаур-Удабно, отделяющим Аджиноур от междуречья Куры и Иори.

Эоценовый и меловой структурные планы междуречья Куры и Иори выражены, в основном, структурными выступами субмеридионального простирания, что связано с просвечиванием домезозойского структурного плана, что, в свою очередь, указывает на отсутствие или сильное сокращение средне-, верхнеюрских и

нижнемеловых отложений, как и в пределах Арвино-Болнисской глыбы.

Часть Палеотетиса, располагающаяся к югу от центральной части Куринской впадины, подверглась субдукции при движении Сомхито-Агдамской островной дуги к северо-востоку с образованием желоба, падающего под Куринскую впадину, и островной дуги, как указывалось выше, на океанической коре, с превращением в островную дугу и части окраины (Вандамская зона). В таком случае рассматриваемый регион в средней пре-сеномане представлял собой континентальную окраину антильского типа, когда часть островной дуги формируется на континентальной коре (например, Восточная Куба, береговой хребет Венесуэлы), а другая часть — на коре океанической.

К концу байосского времени произошло столкновение и спаивание Сомхито-Агдамской и Центральнокуринской островных дуг.

Институт геологии АН  
АзССР<sup>1</sup>

Н.И.Павленкова

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Переинтерпретация и обобщение данных глубинных сейсмических зондирований по системе взаимоувязанных профилей юга Европейской части СССР на основе современных методов обработки сейсмической информации позволили выявить главные закономерности в структуре земной коры различных тектонических элементов этого региона и создать основу для комплексной интерпретации материалов других геофизических методов (сейсмологии, гравиметрии, теплового потока и др.). Изучена не только форма сейсмических границ, но и детали распределения скоростей продольных волн с глубиной и по площади. В результате установлено, что контрастная по мощности кора, утолщенная под горными сооружениями Кавказа и существенно сокращенная под впадинами Черного и Каспийского морей, резко различается и свойствами конс-

лидированной части. Складчатые регионы и молодые плиты отличаются низкоскоростной корой относительно древней плиты, впадины же морей и Куринско-Рионской депрессии — высокоскоростной корой. Характерным свойством коры этого региона является наличие в средней ее части высокоскоростных включений с почти мантийными скоростями. Эти включения насыщают кору Куринской впадины; их существование предполагается в районе Крымских гор и Большого Кавказа. Этим данный регион схож с Альпийским, где также выявлено высокоскоростное тело на глубине около 10 км (тело Иврия).

Контрастность во внутреннем строении коры изученной территории позволила установить эмпирическую зависимость между плотностью и скоростью сейсмических волн в породах консолидированной части коры. В среднем она выражается следующим основным законом  $\rho = 2,7 + 0,25 (V - 6)$ . Отклонения от этого соотношения наблюдаются для метаморфизованных пород складчатых районов (фундамент вала Карпинского, породы Большого Кавказа), которые при относительно низких скоростях обладают довольно большой плотностью.

Установленная закономерность позволила рассчитать по системе нескольких протяженных профилей гравитационный эффект коры всего региона и вычесть его из наблюдаемого поля силы тяжести. Полученное в результате остаточное поле характеризует мантию и свидетельствует о существенной ее неоднородности по плотности: вся область молодой складчатости примерно на  $0,1 \text{ г/см}^3$  разуплотнена относительно ограничивающих ее платформенных плит. Это разуплотнение почти полностью можно объяснить повышенными температурами глубинных недр складчатых областей, следовательно, трудно ожидать существенно разного состава мантии Кавказского пояса и соседних районов.

Повышенные температуры области молодой складчатости оказывают влияние на физические свойства не только пород мантии, но и земной коры. Начиная уже с глубин 10–15 км они отличаются пониженной жесткостью, о чем свидетельствует отсутствие очагов землетрясений на больших глубинах. Однако это не означает поднятия до этой глубины астеносферного слоя. Пониженной жесткостью обладает средняя часть коры и платформ.

Вся совокупность геофизических данных свидетельствует о сложной истории развития данного региона, в процессе которого горизонтальные и вертикальные подвижки жестких блоков верхней

части коры сочетались с пластическим перемещением вещества нижней ее части и мантии.

Институт физики Земли  
АН СССР

И.А.Резанов, В.И.Шевченко

#### ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ КРЫМА-КАВКАЗА-КОПЕТДАГА

В геологическом развитии Крыма-Кавказа-Копетдага как складчатых сооружений выделяются две основные стадии – геосинклинальная и орогенная. Первая, по нашему мнению, охватывает интервал от среднего девона до середины сармата, вторая включает конец сармата – четвертичное время. В течение геосинклинальной стадии на рассматриваемой территории существовала система глубоких протяженных трогов, выполнявшихся мощнейшими толщами осадочных и осадочно-вулканогенных отложений. Троги разделялись межтроговыми (или внутроговыми) глыбами земной коры. На орогенном этапе произошла существенная перестройка тектонического плана, возникшие поднятия и прогибы наложились на структуры геосинклинальной стадии или частично унаследовали их.

Структурные элементы геосинклинального плана, по-видимому, продолжают существовать и развиваться в течение орогенной стадии. Это проявляется в том, что сейсмичность, т.е. современный тектонический процесс, контролируется не орогенным, а геосинклинальным тектоническим планом региона.

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, связанные с теми или иными процессами, происходящими на разных глубинах.

Пространственное совпадение границ основных элементов геосинклинального тектонического плана (троги и межтроговые глыбы) с расположением большинства эпицентров землетрясений делает логичным предположение, что и расчленение на трог и межтроговые глыбы, и землетрясения являются следствием одного и того же тектонического процесса. Между тем известно, что подавляющее число очагов землетрясений, максимум сейсми-

ческой энергии приурочены в рассматриваемом регионе к верхней части земной коры. Исходя из этого, мы можем предположить, что тектонический процесс, приводящий к формированию тектонической структуры геосинклинальной стадии, развивается в коре преимущественно в верхней ее части.

Тектонический план геосинклинальной стадии контролирует также и тепловой поток региона, хотя обычно считается, что тепловой поток связан с орогенными структурами.

Имеется четкое соответствие между основными элементами орогенной структуры и локальными изостатическими аномалиями силы тяжести по М.Е.Артемьеву. Территориальная корреляция, как и в предыдущем случае, позволяет предположить генетическую связь. Аномалиеобразующие массы располагаются, по-видимому, ниже подошвы земной коры, в нижней части литосферы или в астеносфере. Можно, следовательно, предположить, что именно здесь протекают те процессы, которые ответственны за формирование орогенной структуры рассматриваемого региона.

Л.П.Винник с соавторами составили карту, на которой выделяются четыре субмеридиональных зоны плотностных неоднородностей мантии на Кавказе, пересекающих все структурные элементы Кавказа. Авторы карты оценивают глубины, на которых эти неоднородности расположены, в 50-250 км.

На карте региональных изостатических аномалий М.Е.Артемьева на месте Кавказского перешейка показан крупный максимум, Каспийскому морю отвечает глубокий минимум, восточнее располагается небольшой максимум. Глубина расположения аномалиеобразующих масс оценивается в 150-200 км.

Существенно, что ни на последней карте М.Е.Артемьева, ни на карте Л.П.Винника и др. нет никаких элементов, которые можно было бы соотнести с тектоническими планами геосинклинальной или орогенной стадий развития региона. Следовательно, структурные элементы геосинклинального тектонического плана не имеют соответствующих им неоднородностей в мантии и, как таковые, могут рассматриваться как самостоятельные, дисгармоничные по отношению к мантии образования.

В свете этого вывода представляются противоречащими современному фактическому материалу концепции, связывающие геосинклинальное развитие с движениями разноплотностных блоков мантии, с процессами плотностей дифференциации вещества мантии в виде всплывавших астенолитов, погружающихся антиастено-

литов и т.п. явлениями. Точно так же не подтверждаются те толкования геосинклинального развития Крыма-Кавказа-Копетдага, которые основываются на представлениях "новой глобальной тектоники". Здесь отсутствуют плотностные неоднородности, отвечающие зонам Бенъофа, восходящим или нисходящим ветвям конвективных потоков и т.д.

Представляется, что связь между корой и мантией 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.

Институт физики Земли  
АН СССР

Г.И.Рейснер

#### ОСОБЕННОСТИ МОЛОДОЙ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Основным методом изучения молодой тектоники Восточного Кавказа было исследование террасовых рядов в долинах рек от бассейна р.Илто на западе до бассейна р.Пирсагат на востоке. В изученных долинах представлено до 30 уровней в диапазоне высот от 1-2 до 300-350 м, принадлежащих разновозрастным комплексам, оформившимся в четвертичное время.

Во всех долинах Южного склона четко выделяются три участка: северные, в пределах которых долины имеют V-образное строение, лишены террас; средние - с широким развитием террас; южные - в пределах которых представлены 2-3 низкие надпойменные террасы.

Первые участки соответствуют области преимущественных поднятий Южного склона в четвертичное время, последние - области относительных прогибаний того же времени в зоне Алазано-Агричайской и Куринской депрессий. Средние участки долин отвечают переходной зоне между поднятием Южного склона и системой Алазано-Агричайской и Куринской депрессий, отличающейся неустойчивым режимом тектонических движений в четвертичное время.

Ширина этой зоны колеблется от 6-10 до 30-40 км, а протяженность изученной части достигает 350 км.

Анализируя характер строения террасовых рядов по долинам рек в переходной зоне, можно подойти к решению двух основных задач: 1) определить положение границы между областями поднятия и прогибания для различных моментов четвертичного времени и, тем самым, выяснить тенденции пространственно-временного развития переходной зоны; 2) определить участки, в пределах которых террасовые ряды в соседних долинах не коррелируются между собой и тем самым выявить положение поперечных нарушений, активно развивавшихся в пределах Южного склона в четвертичное время.

Проведенный анализ показал, что в целом тенденция развития переходной зоны между Южным склоном Восточного Кавказа и Алазано-Агричайской и Куринской депрессиями очевидна и однозначна. Она заключается в разрастании к северу областей поднятия и аккумуляции в течение всего четвертичного времени за счет вовлечения в него все новых и новых районов Южного склона, испытывавших ранее восходящие движения.

В течение четвертичного времени процесс захвата опусканиями Южного склона был дифференцирован в пространстве в связи с активным развитием ряда поперечных нарушений, по которым переходная зона была разделена на поперечные поднятия и прогибы. Наиболее четко выделяется Шекинское поперечное поднятие, а также Шемахинское, Кахетинское и ряд других.

Анализ тектонического развития Южного склона Восточного Кавказа в четвертичное время указывает на происходившую здесь коренную перестройку более древнего структурного плана. Детальное рассмотрение молодых движений зоны сочленения таких крупных структурных комплексов, как Южный склон Восточного Кавказа и система Алазано-Агричайской и Куринской депрессий показывает, что такие зоны являются достаточно сложно построенными. Это обстоятельство необходимо учитывать при характеристике зон крупных тектонических нарушений и связанных с ними сейсмических и других явлений.

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

Данные по региональной геологии и геофизики континентов говорят о возможности формирования офиолитовой ассоциации в зонах глубинных разломов, при ограниченном растяжении континентальной коры материков. Такие палеопргибы, 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 гомологи офиолитовых прогибов не обнаружены и воссоздание их образа представляет особо сложную задачу, для решения которой требуется применение комплекса методов исследований 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 приводит к выводу, что вулканогенные и осадочные породы (главным образом силициты) в строении офиолитовой серии одних поясов разобщены по разрезу: гипербазиты и залегающие на них вулканиты слагают 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 серпентинизированные гипербазиты проникают протрузивно на разные уровни кремнисто-вулканогенной толщи.

Примеры "смешанной" ассоциации — чередования радиоларитов и вулканитов — многочисленны: Малый Кавказ, Северо-Анатолийский и Южно-Анатолийский офиолитовые пояса Малой Азии, Маденский и нижний покровы Тавра, меланжевое кольцо центрального Ирана, а также цветной "слоистый" меланж Себзеvara; сходными чертами обладает кремнисто-вулканогенная толща Вардаро-

кой зоны.

География обособленной "ассоциации" ограничивается в основном Средиземноморьем: Апеннины и Пьемонтские Альпы, зона Отрис-Мирдита Динаро-Эллинид, Кипр. И тот и другой тип ассоциации развит в зоне Амануса, Загроса и Омана.

Причины формирования "обособленной" и "смешанной" ассоциаций следует искать в особенностях тактоно-магматического режима развития офиолитовых прогибов. Вулканизм и прежде всего его ритмика, а также интенсивность и длительность его проявления — все эти факторы контролировали седиментацию. Силициты отлагаются в перерывы вулканической активности. Мощность и другие особенности их строения и состава тесно оказываются связанными с характером вулканизма. Вулканизм зон развития "смешанной" ассоциации отличается резким колебанием коэффициента эксплозивности по простиранию и вкрест офиолитовых поясов (в каждом из поясов в отдельности), а также дифференцированностью (чаще контрастной) продуктов вулканизма (кератофиры развиты в верхней части разреза в ассоциации с менее глубоководными и мелководными осадками: апобиоморфными известняками, конгломератами и песчаниками).

К концу офиолитовой стадии развития офиолитовых прогибов сокращается радиоляритовая седиментация.

"Обособленная" ассоциация слагается при той последовательности процесса, когда спокойные и почти непрерывные подводные эффузии (коэффициент эксплозивности низок) основных лав (толеитов) на каком-то этапе прекращаются и им на смену приходит длительный этап седиментации — накопления кремнистого, в основном органогенного материала, а также пелагических известковых осадков.

Все эти и ряд других данных приводят 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. Это сравнительно более обширные и глубоководные прогибы, вместившие крупные поля новообразованной океанической коры, характеризуют более осевую часть Мезотетиса, при этом главный этап раздвигается относится к позднеюрскому времени.

Институт геологических  
наук АН АрмССР

М. Л. Сохин

#### О ДВИЖЕНИЯХ, ФОРМИРОВАВШИХ ДОАЛЬПИЙСКУЮ СТРУКТУРУ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

За последние 15 лет в изучении доальпийских комплексов Большого Кавказа был достигнут значительный прогресс. В частности, были установлены: а) специфика палеозойского разреза Сванетии; б) региональный характер метаморфизма доверхнепалеозойских пород зоны Главного хребта и среднепалеозойский возраст значительной части исходных отложений кристаллического ядра этой зоны; в) литолого-стратиграфическая коррелируемость последних со среднепалеозойской частью разреза зоны Передового хребта; г) шарьяжная структура Передового хребта с участием в ней офиолитов и регионально метаморфизованных толщ.

Анализ этих новых данных приводит к выводу о важной роли горизонтальных движений глубинного характера в формировании доальпийской структуры Большого Кавказа. Наиболее важными фактами, свидетельствующими в пользу данного вывода, являются: а) соприкосновение слабометаморфизованного разреза десской серии Сванетии с разновозрастными, но глубокометаморфизованными разрезами Главного хребта, отличие в строении этих разрезов и, в частности, отличие в составе обломочных компонентов их террегенных пород; б) смена при движении в западном направлении в альпийской зоне Южного склона палеозойского разреза Сванетии выходами кристаллического фундамента с герцинскими гранитоидами (Горабско-Чхалтинский выступ Центральной Абхазии), что позволяет говорить о косом притыкании существенно различных доальпийских тектонических зон к единой зоне Главного хребта; в) наличие в Передовом хребте и на юге Бечасынской зоны значительных по мощности аллохтонов кристаллических пород, существование надвигов в кристаллическом ядре Главного хребта; г) резкость смены характера метаморфических и магматических процессов при переходе из одних доальпийских тектонических зон Большого Кавказа в другие.

3. Ряд важных вопросов геологии доальпийского основания Большого Кавказа, особенно его кристаллического фундамента, еще не решен, и это придает всем предлагаемым палеотектоническим реконструкциям и геодинамическим интерпретациям предварительный, гипотетический характер. Однако некоторые предположения, как кажется, могут уже сейчас быть отбракованы. Так, сходство среднепалеозойских разрезов Передового и Главного хребтов заставляет критически отнестись к идее существования между этими зонами палеозойского рифта или другого бассейна с океаническим типом коры. Существенно сиалический характер лабино-буульгенской серии (с содержанием метабазитов не более 20-30 %, наличия в ее составе метаморфизованных кислых вулканитов, кварцевых песчаников, известняков, конгломератов) не позволяет согласиться с отнесением ее в целом к сериям океанического происхождения. Фрагменты офиолитов, встречающиеся среди пород этой серии, по-видимому, должны рассматриваться как чужеродные тектонически включенные элементы. Следует заметить, что ультрабазиты встречены и в чисто сиалической макерской серии Главного хребта.

При палинстратических реконструкциях важное значение имеет вопрос о происхождении ацгаринской метаморфической серии. Она составляет сильно деформированный аллохтон, породы которого сформировались, судя по новым К-Аг датировкам, более 390 млн. лет тому назад, т.е. в додевонское время. Характер и степень регионального метаморфизма, радиогеохронометрическая характеристика и особенно литологический состав ацгаринской серии в целом отличают ее от макерской и лабино-буульгенской серий Главного хребта и разреза кристаллического ядра Блыбского поднятия в Передовом хребте. Особенно специфична абишира-ахубская свита альбит-роговообманковых сланцев, содержащих карбонатные прослойки и чередующихся с графитоидными сланцами; в других зонах Большого Кавказа она неизвестна. Однако некоторые элементы Перевальной подзоны Главного хребта напоминают таковые ацгаринского аллохтона.

Корневая зона ацгаринского аллохтона, очевидно, не сохранилась. Вероятнее всего она располагалась, как и офиолиты Передового хребта, южнее Перевальной подзоны. Гипотеза перемещения этого аллохтона через область Главного хребта помогает понять происхождение глубокого метаморфизма палеозойских толщ этой области, отсутствие над ними слабометаморфизованной кровли и другие факты. Альтернативное решение предполагает исходную позицию ацгаринской серии к северу от Передового хребта.

Обращает на себя внимание неоднородность условий метаморфизма пород Перевальной подзоны. Минеральные ассоциации с дистеном (условия умеренного давления) известны на ее южном краю; севернее в тех же породах развиты ассоциации низкого давления. На этом же краю в северо-западной Абхазии выявлены чешуйчатые структуры, частью маркированные серпентинитами. Здесь же отмечено повышение степени метаморфизма в структурно верхней части разреза. Эти и некоторые другие структурные и петрологические особенности доальпийских комплексов Перевальной подзоны согласуются с представлением о ней как о районе особенно активного динамического взаимодействия разных блоков земной коры, происходившего при определяющей роли горизонтальных движений.

Доальпийская зона Главного хребта и особенно его Пере-

вальная подзона во многом похожа на внутренние области других ортогеосинклинальных систем линейного типа. Для этих областей типично проявление наиболее молодого регионального метаморфизма, который здесь синхронен и, вероятно, генетически связан с глубинными горизонтальными движениями, выражающимися, в частности, в образовании глубинных надвигов. Метаморфиты при этом слагают тектонические окна в надвинутых аллохтонных массах. Такова, например, тектоническая позиция альпийских метаморфических толщ Карибско-Антильской дуги, Альп, Пелагонийского, Мендересского, Атика-Кикладского и др. массивов.

Институт физики Земли  
АН СССР

Г.А.Твалчрелидзе, А.А.Носов, Р.Г.Ковман

#### ЭТАПЫ РУДОБРАЗОВАНИЯ И ГЛАВНЫЕ РУДОНОСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАВКАЗА

Исследования глубинного строения в различных частях Советского Союза, в частности на Урале, в Средней Азии, Казахстане, на Дальнем Востоке, проведенные в последнее время, показали, что с повышенными мощностями земной коры, особенно "гранитного" слоя, связано редкометальное оруденение, с пониженными мощностями — полиметаллические пояса, с утолщениями "базальтового" слоя — области тектоно-магматической активизации и соответствующее оруденение.

Такого рода соответствие глубинного строения с разнотипными металлогеническими зонами характерно для областей, испытавших одноцикличное развитие, к которым относятся каледониты и герциниты Урало-Азиатского складчатого пояса, киммериды Тихоокеанского кольца и другие провинции.

Что касается Кавказа, то здесь такого соответствия ожидать не приходится в силу длительной (сложной) полициклической истории его геологического развития. Кавказ сформировался в результате трех тектонических циклов: байкальского, герцино-

кого и альпийского. В неоген-антропогенное время в связи с неотектоническими движениями происходит тектоно-магматическая активизация его отдельных частей, испытавших предварительное квазиplateформенное состояние. Именно в результате этих новейших тектонических движений возникли мощные горные сооружения Большого и Малого Кавказа и получили современное распределение основные глубинные оболочки земной коры. С отмеченными особенностями геологического развития Кавказа связаны повышенные мощности земной коры под Центральным Кавказом, под Горным Дагестаном и Закавказским хребтом (до 60-65 км), где глубоко в верхнюю мантию погружены "корни гор". Такая обстановка устанавливается современной степенью геофизической изученности региона и позволяет выделить три макротектонические единицы: мегантиклинорий Большого Кавказа, Закавказскую межгорную депрессию и мегантиклинорий Малого Кавказа. Каждая из этих единиц имеет сложное гетерогенное строение, никак не отраженное в глубинных слоях коры.

Контуры отдельных структурно-формационных зон определяются строением и мощностью осадочного слоя и должны в общем случае отразиться в поверхности кристаллического фундамента, которая может считаться верхней границей "гранитного" слоя.

Данные о поверхности доальпийского фундамента Кавказа по материалам региональной геофизики плохо увязываются, поскольку они получены по отдельным частям региона в разное время различными авторами. В пределах же достоверно изученных территорий выявляется сложное блоковое строение фундамента. Непосредственному использованию в целях районирования этих данных препятствуют многочисленные поднятия, депрессии и разломы, часто имеющие поперечное и диагональное направление к простиранию тектонических структур осадочного чехла.

В целях осуществления металлогенического районирования Кавказа необходимо, помимо анализа результатов региональных геофизических работ, использовать данные по истории геологического развития, а также данные о вулканогенных, интрузивных, осадочных и рудных формациях. На основании такого комплексного анализа выделены отдельные этапы, отличающиеся благоприятными геологическими условиями для формирования место-

рождений полезных ископаемых: поздний докембрий (вольфрам), средний девон (медь, хром), поздний карбон (уголь, молибден, вольфрам, мышьяк), пермь (свинец, цинк, барит, медь), триас (свинец, цинк), ранняя юра (медь, свинец, цинк), средняя юра (медь, барит, редкие металлы, уголь), поздняя юра - ранний мел (свинец, цинк, барит, медь, стронций, гипс, золото), поздний мел-палеоген (медь, барит, свинец, цинк, золото), поздний эоцен (свинец, цинк, медь, золото), олигоцен (марганец, кремнистые породы, цеолиты и др.), миоцен (медь, молибден, свинец, цинк, вольфрам, бор и др.).

Большое практическое значение имеет также выделение главных геологических рудоносных формаций. На Кавказе различается до 20 таких формаций, перспективных на различные полезные ископаемые, в том числе пока здесь неизвестные.

КИМС

С.А.Ушаков, О.П.Иванов, Е.А.Тищенко

#### НАРУШЕНИЕ ИЗОСТАЗИИ И ВЫДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ПЛИТ ЛИТОСФЕРЫ В ПРЕДЕЛАХ КАВКАЗА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Альпийско-Гималайский пояс, в состав которого входит Кавказ, возник и развивается как результат начавшегося около 40 млн. лет назад столкновения континентальных краев нескольких литосферных плит. Именно сжатие континентальной литосферы обуславливает резкие контрасты рельефа поверхности, аномального гравитационного поля, а также многие особенности распределения теплового потока и сейсмичности. Мозаика физических полей является следствием сильной раздробленности материковой литосферы на малые плиты и блоки и сложности их взаимодействия между собой.

Выделение микроплит и блоков в пределах Кавказа нами проведено на основе комплексной интерпретации характера геофизических полей с использованием таких признаков, как нарушение изостазии в зоне поддвига, различия в пространственном распределении сейсмичности на контактирующих границах различных малых плит и блоков литосферы, особенностей рельефа поверхности,

с участием данных по тепловому потоку и новейшим движениям. Если на контакте двух плит происходит поддвиг, то это явление маркируется парным поясом нарушения изостазии, минимумом теплового потока в зоне контакта и максимумом в тылу зоны поддвига, наибольшим понижением в рельефе вблизи оси минимума отрицательной гравитационной аномалии и повышением у оси положительной аномалии. Раздвиг сопровождается повышенным тепловым потоком, мелкофокусной сейсмичностью в пределах сравнительно узкой впадины, обрамленной областью повышенного рельефа. Такой подъем поверхности обусловлен прогревом и термическим расширением краев континентальной литосферы близ трещины. Чистое скольжение маркируется узкой линейной зоной, как правило мелкофокусной сейсмичности и рядом геоморфологических и геофизических признаков.

Под влиянием сжатия район Кавказа раздроблен на несколько малых плит и блоков. В пределах полуострова Малая Азия выделяются как минимум две малые плиты, разделенные Анатолийским трансформным разломом, северная — Понтийская и южная (вероятно, состоящая из трех более мелких плит) Турецкая. Горы Армянского Тавра в восточном блоке Турецкой плиты возникли как результат поддвига Аравийской плиты под этот блок. В зоне между Турцией, Ираном и СССР выделяется плита Зан и, также раздробленная, малая плита Малого Кавказа. Вероятно, можно выделить в самостоятельные малые плиты Черноморскую, Южно-Каспийскую и Восточную области Большого Кавказа. Исследования взаимодействия между выделенными малыми плитами позволяют объяснить ряд особенностей рельефа. Например, развитие Крымских гор есть результат поддвига северо-восточного края черноморской литосферы под Крым; аналогичную природу имеют и горы в западной части Большого Кавказа. Модель поддвига легко объясняет природу аномального высокого теплового потока в Степном Крыму и в Восточной Предкавказье, а малая скорость поддвига позволяет объяснить отсутствие типичного для зон поддвига вулканизма.

В районе Азовского моря пододвигание идет с севера на юг, именно поэтому для Азовского моря и Кубанской низменности характерны понижение рельефа поверхности и грязевый вулканизм.

Парный пояс нарушения изостаии четко отмечает подвиг южного края Евразийской плиты под Восточную половину Большого Кавказа с севера. Рионо-Куринский блок, вероятно, зажат с двух сторон и пододвигается как под восточную часть Большого Кавказа, так и под Малый Кавказ. Восточная часть Большого Кавказа отделена от западной системой трансформных разломов. Литосфера южного Каспия пододвигается, преимущественно, под малую Иранскую плиту.

Учебно-научный музей  
землеведения МГУ

С. В. Чесноков

#### О ПРИРОДЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ КАВКАЗА И ГИМАЛАЕВ

Тектонические покровы Кавказа и Гималаев, как и других горноскладчатых поясов, обычно считаются результатом пологого надвигания, измеряемого десятками км и происходящего до главной складчатости или одновременно с ней. Полевые и петрографические наблюдения, а также критический анализ литературы и геологических карт привели к следующим выводам.

Достоверная амплитуда горизонтального перекрытия в покровах не превышает 10–15 км, а сообщения об амплитудах до 100 км и более основаны на неправомерных интерполяциях.

Сами покровы — это результат гравитационного выколаживания крутозалегающих пород и крутых разломов в воздымающихся блоках.

В качестве таких блоков чаще всего выступают метаморфические диапиры, всплывающие из глубинных зон коры в геосинклинальных прогибах, где сформировалась достаточно мощная (десятки км) осадочно-магматическая призма и завершилась главная (консидиментационная) складчатость с субвертикальным кливажем осевой плоскости, зональным динамотермальным метаморфизмом раннекинематического этапа и плагиомигматизацией.

Подъем таких диапиров, часто (но не всегда) сопряженный с интрузиями калиевых гранитов и калиевой гранитизацией, сол-

рождается позднекинематическим динамотермальным метаморфизмом и формированием вместо ранней метаморфической зональности с субгоризонтальными поверхностями изоград концентрической зональности с субвертикальными изоградами, переходящими в опрокинутое положение при гравитационном расползании верхних частей диапиров. Именно так образуются псевдосинформы с "обращенным метаморфизмом" (т.е. налеганием, скажем, гнейсов на зеленые сланцы или филлиты), например, гнейсовые массивы Нирт и Чор в Гималаях или Ацгаринско-Чиликский плутоно-метаморфический комплекс на Кавказе, обычно трактуемые как аллохтонные эрозионные останцы гигантских шарьяжей.

В основу сделанных выводов легли следующие факты.

1. Непосредственно наблюдаемое выполаживание кверху крутозалегающих пород и сместителей крутых разломов в тесной связи с крупными формами горного рельефа, современного или предполагаемого древнего (падение внутрь склона, псевдоантиклинали вдоль продольных долин и псевдосинклинали вокруг некоторых вершин, структуры "лацкана" и "пропеллера", т.е. резкая и плавная соответственно смена падения каких-либо поверхностей на противоположное, по мере их прослеживания по простиранию и т.п.).

2. Наложение выполаживания на крутошарнирные складки лево- или правосдвигового типа, которые могут образоваться лишь в субвертикально залегающих слоях, а также на многофазные трещинные интрузии протогнейсовидных гранитоидов, явно трассирующих зоны глубинных разломов (Загеданский и Чиликский массивы тоналитов на Кавказе и др.).

3. Развитие в участках выполаживания характерных каскадных складок, которые деформируют все ранние тектонические структуры (в том числе складки и линейность по крайней мере двух генераций) и чаще всего имеют облик обратных складок волочения, "сползающих" по уклону складкообразующей поверхности независимо от ее природы (напластование, магматическая или метаморфическая расслоенность, сместитель разлома) и независимо от нормальной или опрокинутой стратиграфической последовательности.

4. В кристаллосланцевых массивах, считающихся останцами

шарьяжей, пологое залегание отнюдь не повсеместно. Оно сочетается с субвертикальным залеганием, иногда осложненным каскадной складчатостью, как в центральных, так и в периферических частях, в том числе в "центриклиналях" псевдосинформ, где устойчивые субвертикальные залегания при "антигималайском" или "антикавказском" простирании нельзя объяснить иначе, чем диапиризмом.

5. Диапировая природа этих массивов подтверждается ослаблением метаморфизма от центра к периферии и одновременно вверх по стратиграфическому разрезу (положение градационной слоистости в метатурбидитах и т.п.), хотя концентрический характер такой зональности бывает сильно нарушен, в частности, неизбежным при диапиризме пережиманием отдельных толщ и зон.

Рассмотренные покровы не могут быть следствием столкновения двух континентальных литосферных плит. Зрелая континентальная кора в Гималаях и на Кавказе образовалась лишь после завершения в них геосинклинального цикла и явилась результатом структурно-вещественного преобразования, длительного, но моноциклического, исходной океанической коры процессами магматизма, осадконакопления, складчатости и метаморфизма. В разрабатываемой модели геосинклинального процесса пока нет необходимости объяснять какие-либо его особенности крупными горизонтальными перемещениями литосферных плит, даже если такие перемещения действительно происходят в природе.

ИГЕМ АН СССР

С.В.Чесноков, И.С.Красивская

#### КРИСТАЛЛИНИКУМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА КАК ПРОДУКТ РАЗВИТИЯ ЭНСИМАТИЧЕСКОЙ ВАРИСЦИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Почти общепринято, что варисцийская геосинклиналь Большого Кавказа заложилась в начале палеозоя на сиалическом цоколе - древнем гранитно-метаморфическом слое, возникшем в результате байкальского тектогенеза или еще раньше. С этим доварисцийским цоколем отождествляется кристаллиникум - комп-

лекс гнейсов, амфиболитов и прочих кристаллических сланцев. Он выходит на поверхность в разных структурных зонах, перемежаясь с выходами зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщ, датированных в пределах  $S - C_1$  и трактуемых как собственно геосинклинальные варисцийские образования. Представления об энциаличности варисцийской геосинклинали существуют несмотря на такие факты, как (1) обнаружение Ю.Я.Поталенко фауны в кристаллических сланцах, доказавшее принадлежность части кристаллиникума к палеозою; (2) палеозойский или более молодой возраст калиевых гранитов и калишпатизации; (3) отсутствие достоверных структурных несогласий между гнейсовыми и зеленокаменными комплексами. Даже в современных, основанных на идеях мобилизма геодинамических построениях, варисцийская геосинклиналь оказывается по существу энциалической, поскольку кристаллиникуму по-прежнему считается доварисцийским - древней континентальной корой, которая была сначала раздвинута в стороны при раскрытии геосинклинального океана Палеотетис, а затем, при его закрытии к среднему карбону, шарьирована в виде отдельных чешуй на палеозойские образования океанической и островодужной стадий.

Полевые и петрографические наблюдения авторов, а также критический анализ литературы привели к выводу, что кристаллиникум - это целиком варисцийское новообразование, результат структурно-вещественного преобразования первичной океанической коры в континентальную посредством геосинклинальных процессов магматизма, осадконакопления, складчатости и метаморфизма. В основе вывода лежит коррелируемость гнейсовых и зеленокаменных зон по составу, формационной принадлежности и даже возрасту исходных пород, а также по главным этапам магматической и структурно-метаморфической эволюции.

В структуре кристаллиникума доминируют крутые метаморфические диапиры, осложняемые в верхних частях гравитационным расползанием с образованием локальных тектонических покровов. Аналогичные гравитационные покровы - результат гравитационного выполаживания крутозалегающих пород и крутых разломов - характерны и для зеленокаменных толщ палеозоя, и для геосинклинальных сланцевых толщ юры в смежных зонах.

К низам стратиграфического разреза кристалликума, определяемым структурным анализом (градационная слоистость и т.п.), приурочены слоистые амфиболиты - базальтовые метатуфотурбидиты видимой мощностью в несколько км. Они сопоставляются с досилурийскими подушечными базальтами Передового хребта и отвечают первому этапу вариссийского базальтоидного магматизма, начавшегося, вероятно, еще в докембри на океанической коре.

Слюдяные сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами и переходящие при фельдшпатизации в гнейсы, оказываются отчасти метапелитами, а отчасти - кислыми интрузивными метамагматитами - аналогом раннегеосинклинальных субвулканических плагиориолитов и плагиогранитов зеленокаменных зон. Эти самые ранние кислые магматиты вариссийской геосинклинали появляются лишь к девону после длительной эволюции базальтоидного магматизма. Их относительно позднее появление сразу в больших объемах и первично плагиогранитный состав хорошо объяснимы известной петрогенетической моделью, предусматривающей селективное плавление metabазальтов (или эклогитов или амфиболитов) на глубинах более 30 км, т.е. после накопления достаточно мощной геосинклинальной призмы.

Позднекинематическим калиевым гранитам и калишпатизации предшествуют интрузии габбро-тоналитовой формации, отвечающие второму этапу ( $D_3 - C_1$ ) базальтоидного магматизма, а также метаморфогенные раннекинематические плагиограниты и плагиомигматиты, которые накладываются на ранние базальтоидные плагиограниты.

Последовательность геологических событий рассмотрена в рамках фиксистой модели геосинклинального процесса, предусматривающей многоячейстую внутрилитосферную конвекцию.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА И ЮЖНОГО КАСПИЯ

Азербайджанский отрезок Кавказа состоит из разнопостроенных складчатых систем Большого и Малого Кавказа, Куринского межгорного прогиба и впадины Южного Каспия. В строении данной области, принимает участие несколько тектонических комплексов, возрастные рамки которых изменяются в разных зонах.

Древнейшим является метаморфический комплекс основания; который включает породы от рифейского (Араксинская зона) и нижнекембрийского (северное Закавказье) до нижнего и, возможно, среднего палеозоя (зона главного хребта Б.Кавказа). Состав комплекса свидетельствует об ультрагеосинклинальном режиме в это время. Байкальской складчатостью значительные территории области испытывают геантиклинальное поднятие.

Каледоно-герцинский комплекс. Вся центральная часть Азербайджана в каледоно-герцинском цикле представляла сушу - Закавказский срединный массив (геоантиклиналь-микроконтинент), ограниченный с юга Араксинской субплатформой, а с севера - геосинклиналь Б.Кавказа.

Раннекембрийский комплекс пользуется в Азербайджане весьма ограниченным распространением. Основное значение в строении Азербайджана имеет позднекембрийско-альпийский комплекс отложений, который подразделяется на раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и орогенный подкомплексы.

Раннегеосинклинальный комплекс сложен ранне-среднервскими отложениями. В это время или несколько раньше происходит раскалывание фундамента и создание частей поднятий и прогибов.

Образуется трогообразное углубление Большекавказской геосинклинали, чему, возможно, способствовали эвгеосинклинальные условия осадконакопления герцинско-раннекембрийского времени.

В пределах Закавказского срединного массива (от Вандама до Аракса) после кратковременного терригенного осадконакопления в лейасе отмечается бурная вулканическая деятельность.

Данная стадия завершается предкедловейско(батской) - предтитонской складчатостью, частной инверсией геосинклинальных

прогибов, внедрением гранитоидных интрузий с формированием ряда крупных поднятий, позже превратившихся в складчатые структуры. В создавшихся прогибах в дальнейшем накапливались позднегеосинклинальные и орогенные комплексы осадков значительной мощности.

Позднегеосинклинальный комплекс осадков формировался в течение поздней эры-эоцена.

Процесс воздымания области в ряде мест ведет к растяжению и дроблению коры (рифтогенез), созданию блоковой структуры и усилению интенсивности дифференциальных тектонических движений. Эти процессы способствовали возникновению в центральной части М. Кавказа офиолитовых прогибов. В дальнейшем благодаря усилению тектонических движений (Австрийская фаза), растяжению земной коры, удалению микроконтинентов и углублению ограничивающих разломов, происходит опускание трогов и утонение коры. Утонение континентальной коры в туроне способствует возникновению мантийного диапира, который порождает плуто-вулканизм. Происходит излияние магмы в глубоководных кремнистых илах турон-нижнесенонского или нижнесенонского времени. Таким образом, в осевой полосе описываемых прогибов происходило новообразование океанической коры или коры переходного типа.

Пиренейские движения способствовали интенсификации складкообразования, внедрению кислой магмы, сжатию и метаморфизму земной коры с превращением океанической коры в трогах в континентальную.

В течение этого времени интенсивно прогибаются флишевые прогибы Большого Кавказа и поднятия Курминской впадины. Важным событием считается заложения на приподнятом доальпийском фундаменте в верхнем мезо-зоне с поздним началом геосинклинального развития (рифтогенез) - Талышской и частично Зреван-Ордубадской.

Пиренейские движения, охватившие всю складчатую область, знаменуют начало орогенного этапа ее развития, которому отвечает молассовый подкомплекс позднекимерийского-альпийского комплекса отложений. Молассовый подкомплекс выполняет Курминский межгорный прогиб, передовой прогиб Большого Кавказа, а также его периклинальный прогиб и прогибы Малого Кавказа.

Молассовый подкомплекс делится на две формации, разделенные несогласием: нижнюю-олигоцен-миоценовую-раннеороген-

ную и верхнюю - плиоцен-антропогеновую-позднеорогенную.

В результате длительной истории развития Азербайджана созданы основные структурные элементы Большого Кавказа, Куринского межгорного прогиба, впадины Каспия и Малого Кавказа.

Земная кора в Южно-Каспийской впадине развивалась как материковая и ее сходство с корой океанического типа обусловлено наложенными процессами кайнозойского времени - контрастным характером тектонических движений, обусловившим с одной стороны размыв гранитного слоя, а с другой - метаморфизм и значительное уплотнение пород.

Южно-Каспийская впадина в течение длительного периода развития, возможно начиная с каледонского этапа, находилась в условиях резко контрастного проявления тектонических процессов, которые, судя по структурным соотношениям между кайнозойским и докайнозойскими комплексами, могли быть вызваны процессами рифтогенеза, результатом наложения друг на друга рифтовых зон разного возраста и разного направления.

Институт геологии АН  
АзССР

В.Н.Шолпо

#### РОЛЬ ЯВЛЕНИЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НОВООБРАЗОВАНИЯ В РАЗВИТИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

История геологического развития Большого Кавказа в мезо-кайнозойское время является результатом сложного взаимодействия 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 предпосылки возникновения новых последующих стадий. Пример Большого Кавказа чрезвычайно интересен тем, что геотектоническая зональность на протяжении его мезо-кайнозойского развития одновременно подчиняется как продольному общекавказскому направлению, так и поперечному к нему субмеридиональному. На разных стадиях развития при этом преобладающим оказывается то одно, то другое

направление.

В самом начале альпийского цикла земная кора Большого Кавказа обнаруживает существенную неоднородность, обусловленную предшествующим развитием. Она разделена на продольные зоны, различающиеся своей подвижностью. Блоки земной коры, не прошедшие полного геосинклинального цикла на предшествующем герцинском этапе развития, оказываются наиболее подвижными в альпийском цикле. Там же, где земная кора была консолидирована, что выразилось в интенсивных деформациях пород и гранитизации, она остается в течение альпийского цикла относительно стабильной.

В течение альпийского геотектонического развития устанавливаются достаточно четкие закономерности, которые свидетельствуют об определенной преемственности в развитии различных геотектонических зон, связанных с определенными блоками земной коры. Центральное поднятие, возникающее на инверсионной стадии альпийского цикла (на рубеже средней и поздней вры), приурочено к осевым наиболее прогнувшимся частям раннеальпийских прогибов. Процесс инверсии, происходящий в рамках продольного общекавказского направления геотектонического плана, свидетельствует о существенных преобразованиях в глубоких частях земной коры региона.

Инверсия геотектонического режима выражается не только в перераспределении поднятий и прогибов предшествующей раннеальпийской стадии, что зафиксировано в характере фаций и в мощностях отложений, но также в интенсивной деформации пород доинверсионного комплекса осадков, в кардинальной смене формаций и в проявлениях характерного гранитоидного магматизма, приуроченного к осевым частям центрального поднятия. Инверсия развивается длительно, рост центрального поднятия в осевой зоне доинверсионных прогибов происходит на фоне общего погружения территории, и центральное поднятие неоднократно подавляется крупными трансгрессиями и не имеет в этом случае геоморфологического выражения, как область разрыва, но постоянно остается геоантиклинальной зоной.

Режим геосинклинального прогибания не исчезает с территории Большого Кавказа с момента инверсии раннеальпийских прогибов — он сосредотачивается в узкой зоне к югу от центрального поднятия, где накапливается флишевая формация. Флишевый прогиб испытывает собственную частную инверсию (вероят-

но, в конце эоцена - в олигоцене), которая выражена слабо, поскольку не образуется общей антиклинорной структуры, однако в наиболее приподнятой части флишевого трога структурное выражение этой инверсии ясно видно. Частная инверсия в прогибе второй стадии альпийского цикла совпадает по времени с этапом, когда на Большом Кавказе начинают преобладать восходящие движения, а в соседних с поднятием прогибах накапливается нижняя моласса (верхний олигоцен - нижний миоцен), чем по существу заканчивается альпийский геосинклинальный цикл.

На примере геосинклинального развития Большого Кавказа в альпийском цикле ясно видно, что земная кора сохраняет свою подвижность и способность к интенсивному прогибанию до тех пор, пока она не пройдет через стадию инверсии. Процесс инверсии, связанный с формированием новообразованных центральных поднятий, последовательно на протяжении альпийского цикла отклоняет от этой подвижной полосы участки, которые после этого теряют свою подвижность и становятся относительно устойчивыми.

На протяжении геосинклинального развития Большого Кавказа отчетливо проявлялась продольная геотектоническая зональность: внутренняя, собственно геосинклинальная зона Большого Кавказа испытывает более контрастные и более интенсивные вертикальные движения, чем примыкающие к ней с севера и с юга более стабильные области - Скифская плита и окраина Закавказского массива. В то же время то с большей, то с меньшей отчетливостью проявляется и поперечная зональность: Западный Кавказ на всех этапах геосинклинального цикла прогибался меньше, чем Восточный, что соответствует существующему в современной структуре Транскавказскому поперечному поднятию. Поперечное расчленение Большого Кавказа наложено на преобладающую продольную зональность и как бы "просвечивает" сквозь нее.

Орогенные движения, начавшиеся на Большом Кавказе с конца среднего сармата и продолжавшиеся до антропогена, характеризуются резким возрастанием интенсивности и контрастности вертикальных движений, проявившихся на фоне общего воздымания всей области. Движения этого этапа имеют в основном блоковый характер - в это время оживляются древние шовные зоны, возникают новые разломы, и максимум контрастности приурочен обычно к этим швам. Только в обрамляющих Большой Кавказ впадинах развиваются в это время складчатые деформации. Основ-

ное направление развития Большого Кавказа на орогенном этапе – последовательное ослабление роли продольной зональности и усиление значения поперечной зональности в структуре мегантиклинория. Движения положительного знака концентрировались в полосе Транскавказского поднятия, а отрицательного – в поперечных Каспийской и Азово-Черноморской впадинах.

Институт физики Земли  
АН СССР

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

М.Б.Абесадзе, М.А.Кекелия, Т.Н.Мгелиашвили, Г.К.Цимакурдзе, Т.Г.Чхотуа, И.Д.Шавишвили. Доаль- пийское развитие Кавказской активной континенталь- ной палеоокраины - магматизм и метаморфизм . . . . .	3
Ш.А.Адамия, Б.З.Асанидзе, Д.М.Печерский. Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических ре- конструкций . . . . .	5
М.А.Алексидзе, Е.П.Антонов, Д.В.Гогиашвили, О.Д.Гоцадзе. Очаговые зоны кавказских землетрясений и особенность проявления горизонтальных движений земной коры в районе Джавахетского геодинамичес- кого полигона . . . . .	9
И.В.Архипов, А.А.Белов, А.А.Моссаковский, С.Д.Соколов, В.А.Швольман. Кавказ в позднем палео- зое - раннем мезозое на фоне развития Средиземно- морско-Центральноазиатского Тетиса . . . . .	10
Б.К.Балавадзе, М.А.Алексидзе, Г.И.Буачидзе, Г.Е.Гугунава, Э.А.Джибладзе, Г.Ш.Шенгелая. О сос- тоянии верхней мантии под Кавказом по геофизи- ческим данным . . . . .	13
Г.И.Баранов, И.И.Греков, А.В.Нетреба, С.В.Савин. Геодинамическая модель Большого Кав- каза . . . . .	14
В.з.Белоусов. Большой Кавказ как тектоничес- кая лаборатория . . . . .	16
Ю.И.Галушкин, С.А.Ушаков. Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Кас- пийского морей) . . . . .	18
И.П.Гамкрелидзе. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа . . . . .	20
И.П.Гамкрелидзе, Г.Д.Думбадзе, М.А.Кеке- лия, И.И.Хмаладзе, О.Д.Хуцишвили. Офиолиты Дэйрульского массива и некоторые вопросы доме-	

возойской истории Кавказа . . . . .	23
Г.С.Закариадзе, А.Л.Книппер, М.Б.Лордки- панидзе. Опыт корреляции мезозойского вулканиз- ма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты) . . . . .	26
Н.В.Короновский. Геодинамическая обстановка проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в других районах альпийского пояса . . . . .	28
Г.В.Краснопевцева, Ю.К.Щукин. Глубинное строение и современная геодинамика Южно-Каспий- ской мегавпадины . . . . .	30
С.И.Кулошвили. Некоторые вопросы неотектони- ки и сейсмичности Кавказа в связи с его совре- менной геодинамической обстановкой . . . . .	31
М.Г.Ломизе. Геосинклиналь Большого Кав- каза как структура растяжения . . . . .	34
А.Б.Мошашвили. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса . . . . .	36
Н.И.Павленкова. Структура земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР . . . . .	38
И.А.Резанов, В.И.Шевченко. Тектоника и геофизические поля Крыма-Кавказа-Копетдага . . . . .	40
Г.И.Рейснер. Особенности молодой тек- тоники южного склона Восточного Кавказа . . . . .	42
М.А.Сатман. Сравнительная характерис- тика мезозойских офиолитовых прогибов Ма- лого Кавказа, смежных регионов передней Азии и Восточного средиземноморья . . . . .	44
М.Л.Сомин. О движениях, формировавших доальпийскую структуру Большого Кавказа . . . . .	46
Г.А.Твалчредидзе, А.А.Носов, Р.Г.Коф- ман. Этапы рудообразования и главные рудо- носные геологические формации Кавказа . . . . .	49
С.А.Ушаков, О.П.Иванов, Е.А.Тищенко.	

Нарушение изостазии и выделение малых плит литосферы в пределах Кавказа и его обрамления . . . . .	51
С.В.Чесноков. О природе тектонических покровов Кавказа и Гималаев . . . . .	53
С.В.Чесноков, И.С.Красивская. Кристаллиникум Большого Кавказа как продукт развития зисиматической варисцйской геосинклинали . . . . .	55
Э.Ш.Шихалибейли. Основные черты развития и геологического строения Азербайджана и Южного Каспия . . . . .	58
В.Н.Шолпо. Роль явлений унаследованности и новообразования в развитии Большого Кавказа . . . . .	60

Подписано к печати 7.IV.1980г.; Уч-изд.л. 4,4

заказ 1277 ; УЭ 09087 ; тираж 500

Цена 50 коп.

---

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19  
Типография Академии наук ГССР, Тбилиси, 380060, Кутузова, 19

კავკასიის ბიბლიოთეკის II სართალი

ბიბლიოთეკის შენობა

Цена 50 коп.