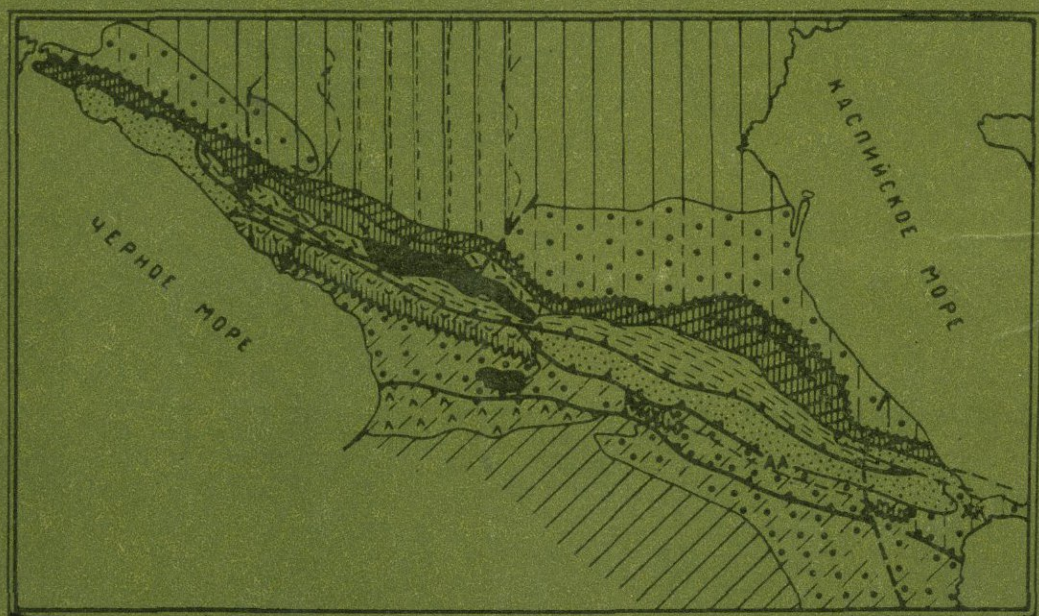


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Межведомственный тектонический комитет

ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА

СБОРНИК
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы:
А. А. БЕЛОВ, М. А. САТИАН



Москва «Наука»

1989



5211

Геодинамика Кавказа.— М.: Наука, 1989.— 216 с.— ISBN 5-02-001979-8

В сборнике собраны доклады III семинара, организованного Кавказской секцией Межведомственного тектонического комитета и Институтом геологических наук АН АрмССР. Они отражают наиболее важные направления тектонических исследований, проводимых на Кавказе академическими, производственными и другими организациями. В них освещаются проблемы геодинамики Кавказа и закономерностей размещения полезных ископаемых, региональной геологии, офиолитов и строения земной коры Кавказа в прошлом и в настоящее время, неотектоники, сейсмичности и прогноза землетрясений.

Сборник представляет интерес для тектонистов, геологов широкого профиля, геофизиков и специалистов по полезным ископаемым, преподавателей и студентов геологических вузов.

Рецензенты: Н. А. БОГДАНОВ, С. Г. САМЫГИН.

Редакционная коллегия: Ш. А. АДАМИЯ, В. Г. КАЗЬМИН, Ю. Н. РАЗНИЦИН

Редактор Л. П. ШЕЙНА

The Caucasus geodynamics.— М.: Nauka, 1989.

The collection contains papers delivered at the 3rd Seminar of the same name held by the Caucasus section of the Joint Tectonic Committee and Institute of Geological Sciences of the ArmSSR Academy of Sciences, held in October 1986. The papers reflect most significant trends in tectonic research in the Caucasus conducted by academic, industrial and other organizations. Their main focus lies on problems of the Caucasus geodynamics and regular laws of the mineral resources distribution, regional geology, ophiolite complexes, ancient and recent structure of the earth's crust in the study area, neotectonics, seismicity and the earthquake prognosis.

The collection is addressed to tectonists, geologists of diverse professional interests, geophysicists and experts in mineral resources, the teaching stuff and students in geological colleges.

Г $\frac{1804030000-348}{055(02)-89}$ 240-1989, кн. 2

ISBN 5-02-001979-8

© Издательство «Наука», 1989

*Ш. А. Адамия, Г. Л. Габуния, З. А. Кутелия,
О. Д. Хуцишвили, Г. К. Цимакурдзе*

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ КавКАЗА

Одна из характерных черт строения земной коры Кавказа — ее тектоническая неоднородность, что выражается в наличии на его территории структурно-формационных единиц с различными степенью и характером деформации, составом слагающих пород и историей геологического развития. Наряду с интенсивно деформированными выделяются также умеренно и слабодеформированные тектонические единицы. Первые, как правило, представляют собой фрагменты коры бассейнов типа современных океанов, интрадуговых рифтов, краевых и средиземных морей, а вторые — блоки земной коры микроконтинентов, островных дуг и краев континентов геологического прошлого (рис. 1).

Другой характерной чертой тектоники Кавказа является полицикличность становления ее структуры, обусловленная проявлением фаз складчатости байкальского, герцинского, древнекиммерийского, ново-киммерийского и собственно альпийского циклов тектогенеза.

Структура фундамента. К фундаменту Кавказа относят гранитно-метаморфический слой, сложенный преимущественно гранитоидами и другими магматическими образованиями, а также амфиболитами, гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и филлитами — породами, преобразованными в условиях от наиболее высоких ступеней амфиболитовой до фации зеленых сланцев. Но в ряде случаев, в частности по отношению к Скифской молодой платформе, к фундаменту относят и менее метаморфизованные палеозойско-мезозойские образования — глинистые сланцы, тогда как аналогичные им породы Большого Кавказа — филлиты и аспидные сланцы рассматриваются в составе осадочного слоя.

Возраст становления фундамента Кавказа различен для разных тектонических единиц. Наиболее древними (байкальскими) являются образования фундамента Бечасынской зоны и Малокавказской квазиплатформенной области. Преимущественно герцинский возраст убедительно обосновывается для фундамента Большого Кавказа и закавказских межгорных впадин, а также Скифской плиты. Однако в пределах последней выделяются участки и с более поздним (киммерийским) возрастом становления фундамента.

Установлена чрезвычайная сложность строения и тектонической эволюции фундамента Кавказа. В нем, как правило, развиты сильно сжатые, часто опрокинутые до лежащих, а также перевернутые линей-

ные складки, осложненные как крутыми, так и пологими разломами. Для многих зон установлено покровное строение фундамента.

В фундаменте Бечасынской зоны в настоящее время выделено несколько складок субширотного — общекавказского простираения. Согласно взглядам одних исследователей, это явно доальпийские относительно пологие антиклинали и синклинали. По мнению же других, простота структур кажущаяся и в фундаменте Бечасынской зоны широко развиты надвиги и шарьяжи, а пологая складчатость является более поздней [4].

Покровное строение чегемской серии Бечасынской зоны, в частности, установили Ю. Я. Потапенко и В. А. Снежно [14] в междуречье Баксан—Гижгит. Характерно, что в зоне надвига развиты метаморфические породы высоких давлений с роговой обманкой из группы глаукофана [4].

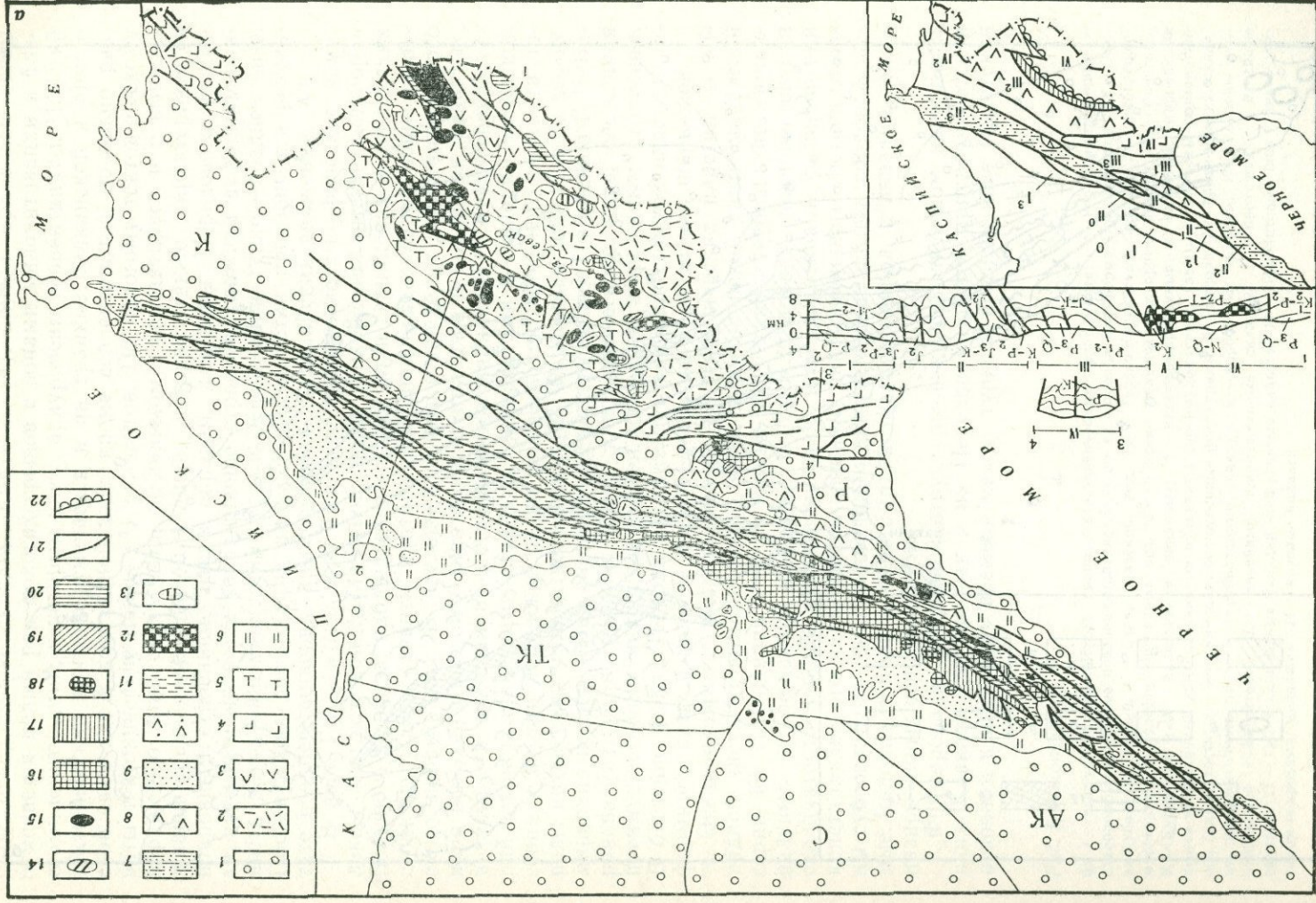
В зоне Передового хребта древнейшие комплексы — офиолиты, метаофиолиты, кристаллические сланцы и бластомилониты — находятся, как правило, в аллохтонном залегании, тектонически перекрывая разные горизонты девона — нижнего карбона, совместно с которыми они слагают постнадвиговые синформные и антиформные субширотные складки, трансгрессивно перекрытые молассами верхнего визе — намюра — среднего карбона. Аллохтонные пластины имеют сложное внутреннее строение: наблюдается целый ряд пластин, находящихся как в опрокинутом, так и в нормальном залегании, осложненных складчатостью различного порядка [4, 6, 16]. Шарьирование, по мнению этих исследователей, происходило с юга, однако о местоположении корневой зоны нет единого мнения — выжимались ли покровы из Пшекиш-Тырныаузской разломной зоны [4, 16 и др.] или из зоны «Главного надвига» южного склона Большого Кавказа [3].

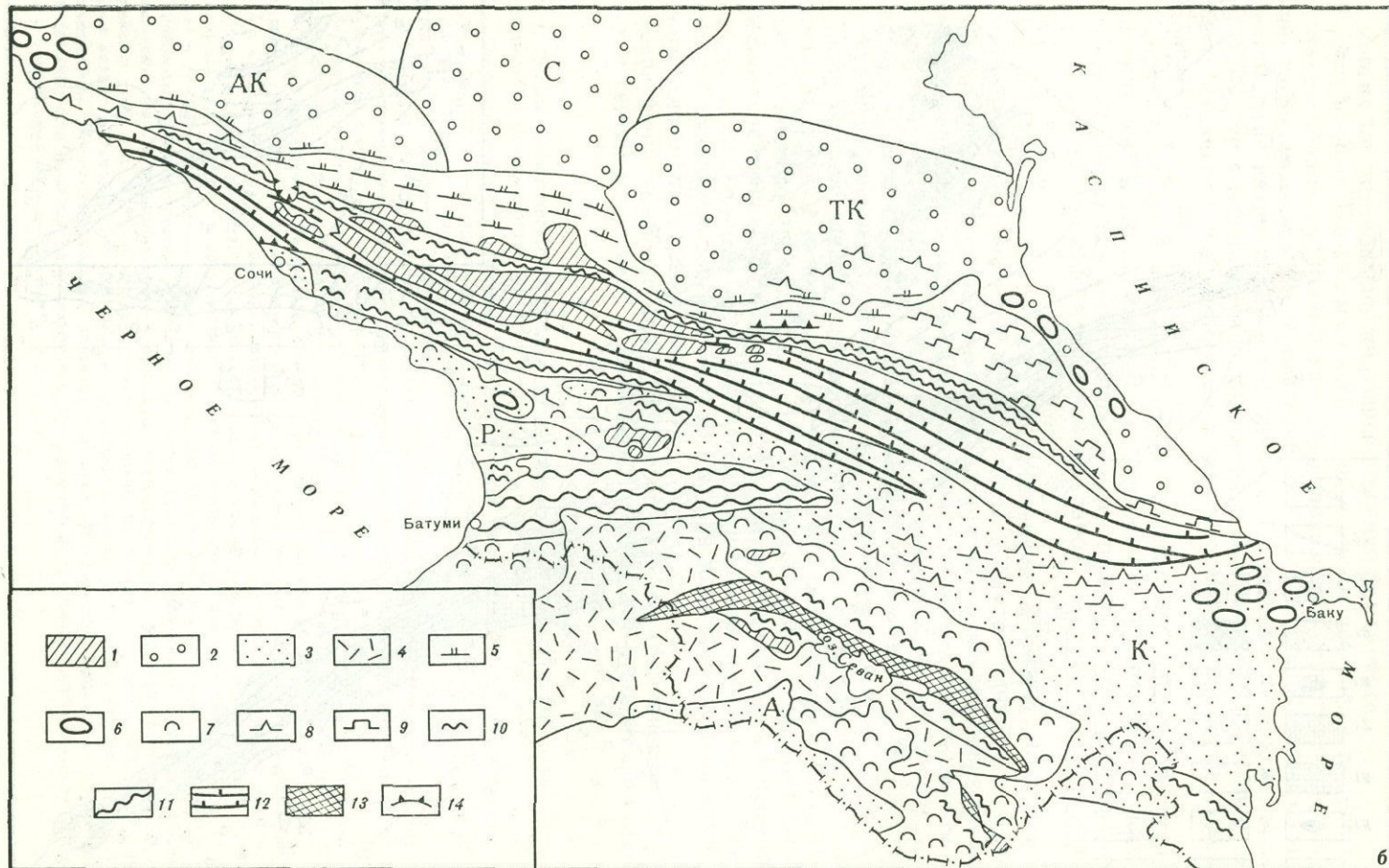
Древнейший комплекс зоны Передового хребта (балканская и армовская свиты) в бассейне р. Большая Лаба слагает относительно про-

Рис. 1. Схемы геологического строения и тектонической зональности (А) и районирования по типу складчатости (Б)

а. О — Скифская молодая платформа; I—VI — Альпийская складчатая область: I¹ — Бечасынская зона, I² — зона Передового хребта северного склона, I³ — зона Известнякового Дагестана, II — мегантиклинорий Большого Кавказа с зонами Главного хребта (II⁰). Сванетского поднятия (II¹), западного (II²) и восточного (II³) флишевых бассейнов. III — Закавказский срединный массив с Гагрско-Джавской (III¹) и Сомхето-Кафанской (III²) краевыми подзонами, IV¹ и IV² — Аджаро-Триалетская и Талышская зоны, V — Малокавказская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона, VI — Малокавказская часть Иранской квазиplatformы

1 — олигоцен-четвертичная моласса; 2 — наземные неоген-четвертичные вулканогенные породы; 3 — позднемиоценовые и палеогеновые породы Севано-Акеринской и Армяно-Араксинской зон; 4 — то же, Аджаро-Триалетской и Талышской зон; 5 — верхнеюрские—эоценовые толщи южного края Закавказского срединного массива; 6 — верхнеюрские—эоценовые породы северного склона Большого Кавказа и северной периферии Закавказского срединного массива; 7 — верхнеюрско-эоценовый флиш и субфлиш Большого Кавказа; 8 — среднеюрские породы южной периферии южного склона Большого Кавказа; 9 — нижне- и среднеюрские отложения северного склона Большого Кавказа; 10 — нижне- и среднеюрские породы центральной и южной частей Закавказского срединного массива; 11 — нижне-среднеюрские породы зоны южного склона Большого Кавказа; 12 — офиолиты Малокавказской зоны; 13 — офиолитовые покровы Вединского района; 14 — протрузии офиолитов; 15 — альпийские интрузии; 16 — доальпийский кристаллический фундамент; 17 — палеозойско-триасовые породы Большого Кавказа; 18 — палеозойские аллохтонные офиолиты Большого Кавказа; 19 — верхнепалеозойские породы Закавказского срединного массива; 20 — палеозойско-триасовые толщи Малокавказской части Иранской квазиplatformы; 21 — разломы; 22 — предполагаемое положение зоны корней офиолитовых покровов Малого Кавказа





стую антиформную складку. Согласно [4], внутри армовской свиты отмечается целый ряд пологих срывов с зонами милонитизации и blastомилонитизации, к которым часто приурочены серпентиниты. Пологий тектонический контакт отмечается и на границе балканской и армовской свит, где в контактной зоне, кроме серпентинитов, локально развиты тектонические линзы (?) эколлитов. По положому тектоническому нарушению армовская свита, по-видимому, контактирует и с вышележащей среднепалеозойской толщей, которая также характеризуется покровным строением. Таким образом, для зоны Передового хребта характерным является ее покровное строение, сложная деформированность аллохтонных пластин. Время деформации турне — позднее визе. Последующая деформация аллохтонных пластин произошла в результате позднегерцинских, киммерийских и альпийских движений.

В зоне Главного хребта, где гранито-метаморфические комплексы слагают кристаллическое ядро альпийского мегантиклинория Большого Кавказа, наблюдается единый план герцинских и альпийских структур. Здесь развиты протяженные линейные складки общекавказского простиранья. В последнее время в пределах кристаллического ядра выявлены разломы типа пологих надвигов и поддвигов, развитых, в частности, на границе метаофиолитов лабинской и буульгенской серий с кристаллическими сланцами, мигматитами и гнейсами макерской серии и внутри лабинской серии. В зонах тектонического контакта породы интенсивно милонитизированы [2]. Разломная зона сильно деформирована последующей альпийской складчатостью. По мнению Г. И. Баранова [4], и центральная часть кристаллического ядра, сложенная преимущественно макерской серией, обладает шарьяжным строением. В бассейне р. Кти-Теберда он выделяет ряд аллохтонных пластин, деформированных в пологие антиформы после образования шарьяжей.

Очень сложна структура отдельных тектонических пластин. В западной части кристаллического ядра, в аркасарской свите макерской серии, Ю. П. Видяпин и М. Л. Сомин [8] установили развитие изоклинальных и лежащих складок. Субизоклиальная южновергентная складчатость вообще характерна для всей юго-западной периферии кристаллического ядра, где на границах свит различного состава обычны субсогласные с напластованием тектонические срывы, сопровождаемые милонитизацией и blastомилонитизацией пород, с линзами тектонизированных серпентинитов.

Формирование покровной структуры в кристаллическом ядре Большого Кавказа, так же как и на Передовом хребте, приурочивается в основном к интервалу времени между турне и поздним визе (судетская

Рис. 1. (Окончание)

б. 1 — выступы доальпийского гранитометаморфического фундамента; 2 — недеформированные и слабдеформированные позднеальпийские молассы на молодой платформе Предкавказья (АК — Азово-Кубанский прогиб, С — Ставропольский свод, ТК — Терско-Каспийский прогиб); 3 — слабдеформированные и недеформированные позднеальпийские молассы межгорных впадин (Р — Рионская, К — Куринская и А — Араксинская впадины); 4 — недеформированные и слабдеформированные неоген-четвертичные континентальные вулканы (преимущественно лавы); 5—9 — зоны германотипной складчатости: 5 — моноклинали, осложненные флексурами, 6 — купола, 7 — брахискладки, складки промежуточного типа, 8 — гребневидные складки, 9 — коробчатые складки; 10—13 — зоны альпийской складчатости: 10 — линейные непротяженные складки, 11 — протяженные линейные складки, 12 — субизоклиальные складки, чешуйчатые надвиги, 13 — офиолитовый шов с тектоническими покровами, меланжем; 14 — краевые надвиги

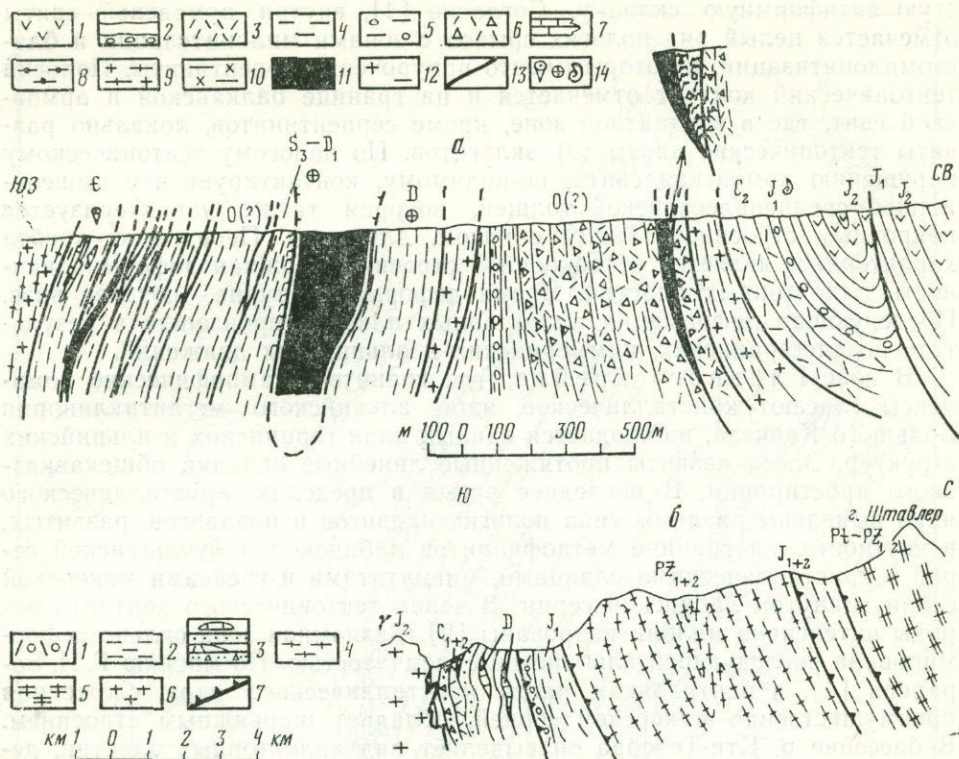


Рис. 2. Геологические профили Чорчана-Учлевской полосы Дзирульского выступа (а) и верховьев р. Накра в Верхней Сванетии (б)

а. 1 — порфиритовая серия байоса; 2 — мергели и аргиллиты с конгломератами в основании (нижняя юра — аален); 3 — наземные риолиты и риодациты чнатурской свиты (средний карбон?); 4 — филлиты; 5 — метаконгломераты; 6 — метариолитовые туфы; 7 — мраморы; 8 — габбро-амфиболиты; 9 — катаклазированные граниты; 10 — метариолиты; 11 — серпентиниты; 12 — милониты; 13 — разломы; 14 — уровни, датированные по археоцитам, палиноморфам и аммонитам

б. 1 — базальная толща нижней юры; 2 — глинистые сланцы; 3 — дизская серия; 4 — кристаллические сланцы; 5 — мигматиты и амфиболиты Шаукветской чешуи; 6 — среднеюрские гранитоиды, 7 — разломы

фаза складчатости). О проявлениях более древних циклов тектогенеза — каледонского либо байкальского — нет фактических данных. Что же касается альпийской складчатости, то она очень сильно повлияла на герцинские структуры. На участие в альпийской складчатости древнейших комплексов зоны Главного хребта указывал Г. Д. Аджирей. Интенсивную складчатость гранитоидов и кристаллических сланцев совместно с карбоновыми и нижнеюрскими отложениями Главного хребта отметили и другие исследователи.

В Закавказье удовлетворительно расшифрована внутренняя структура древнейших комплексов Дзирульского, Храмского и Локского выступов фундамента. Древнейшие комплексы и в этой зоне смяты в складки совместно с альпийским чехлом. Простираение структур фундамента обычно близко к субширотному, однако в ряде случаев отмечаются ЮЗ-СВ простирания и косое их расположение к структурам Большого Кавказа.

В восточной части Дзирульского выступа в полосе развития нижне-среднепалеозойских метаморфизованных отложений установлено чешуйчато-покровное строение фундамента. Филлиты и метариолиты кембрийско-девонского возраста по разломам контактируют с интенсивно катаклазированными герцинскими гранитами, сильно перемятыми серпентинитами, габбро-амфиболитами и кристаллическими сланцами. Формирование покровной структуры Дзирульского выступа происходило, вероятно, до среднего карбона. Позже, но до ранней юры, произошло ее расчешуивание. Последнее интенсивное смятие вся эта полоса претерпела, очевидно, в конце средней юры (рис. 2).

Сложная дислоцированность наблюдается в мигматитах, кристаллических сланцах и амфиболитах Храмского и Локского выступов. В метаморфических породах Локского выступа наряду с интенсивной складчатостью отмечается также наличие пологих срывов.

На севере Малокавказской квазиплатформенной области, в Мисханово-Зангезурской зоне, древнейшие комплексы также интенсивно деформированы. Однако в отличие от более северных зон простиранья структур фундамента в этой зоне сильно отклонены от общекавказских — в них господствуют простиранья, близкие к меридиональным. Метаморфические комплексы Апаранского выступа фундамента интенсивно смяты и слагают крутые складки преимущественно восточной вергентности. По данным А. А. Белова и С. Д. Соколова [7] и В. А. Агамалияна [1] установлено покровное строение этих комплексов с надвижением с юга на север (?) по сложнодеформированным поверхностям пород фундамента арзаканской и дзораглухской свит на офиолитовую ассоциацию мезозойской апаранской серии. Последняя, вероятно, также представляет собой аллохтонную пластину (или пластины).

Формирование покровной структуры Апаранского выступа произошло в конце мезозоя, по-видимому, в середине сезона, так же как и в других районах Малого Кавказа. Северному шарьированию подверглись интенсивно деформированные в субмеридиональном плане древние комплексы, претерпевшие складчатость и метаморфизм в доальпийское время.

По сейсмологическим и другим геофизическим данным, фундамент, или гранито-метаморфический слой Кавказа и в погруженных его частях построен сложно. Состоит он из пород различного состава: преимущественно представлены породы кислого состава (гранитоиды), однако участвуют также метаморфизованные основные, редко ультраосновные породы. Внутренняя структура этого слоя очень сложна, что обуславливает его вертикальную и латеральную неоднородность, а также множество различно наклоненных отражающих и преломляющих сейсмических границ.

Структура осадочного чехла. По структуре осадочного чехла на территории Кавказа выделяются зоны альпинотипной, переходной и германотипной складчатости (см. рис. 1). К первой из них относятся офиолитовые пояса Большого и Малого Кавказа, представляющие собой структурные швы — корневые зоны шарьяжей. Уверенно выделяются: 1) корневая зона доальпийских офиолитовых покровов Большого Кавказа и 2) корневая зона доальпийских и альпийских офиолитов Малого Кавказа, расположенная в полосе Севанского (Севано-Акеринского, Севано-Зангезурского) офиолитового пояса. Вергентность структур первого покрова, по-видимому, северная, амплитуда горизонтального

перемещения покровов не менее 35—45 км. Малокавказские же офиолитовые покровы, по-видимому, перемещались в обе стороны от шовной зоны. Горизонтальная амплитуда перемещения на юг офиолитов Веди, рассматриваемых как тектонический покров, шарьированный из Севанской зоны [11], превышает 50 км. В целом вся Малокавказская офиолитовая зона характеризуется очень напряженной тектоникой с развитием тектонического меланжа, покровов и альпинотипных складок.

Весь Большой Кавказ, за исключением его северного склона, также относится к зонам альпинотипной складчатости. Это горно-складчатое сооружение представляет собой сложный, асимметричный мегантиклинорий с пологим, моноклинально падающим или слабоскладчатым северным крылом, крутой, нередко веерообразно построенной осевой частью и также крутым, очень интенсивно деформированным южным крылом. В последнем, а также в осевой части развиты сильно сжатые, линейные, протяженные, опрокинутые на юг складки, разбитые густой сетью взбросо-надвигов, обуславливающих чешуйчатое строение осевой части и южного крыла мегантиклинория и наличие малоамплитудных (до 20 км) покровных структур в фронтальной части западного и восточного флишевых синклиналиев — мегачешуй. В центральной же части южного крыла мегантиклинория покровное строение не наблюдается, развиты умеренно сжатые складчатые формы и крутые разломы.

Пологие срывы с небольшой амплитудой перемещения альпийского чехла установлены и в других зонах Большого Кавказа, в частности вдоль южного борта моноклинали его северного склона (Скалистый хребет), в зоне Известнякового Дагестана, где отмечается надвигание известняков юрско-мелового возраста на расположенные южнее песчано-глинистые толщи юры.

Формирование складчатой структуры осадочного чехла Большого Кавказа происходило длительно. По крайней мере четко устанавливаются последствия древнекиммерийской (триас—юра), новокиммерийской (бат—келловей) и более поздних, собственно альпийских фаз складчатости.

Проявление древнекиммерийской фазы складчатости привело к значительным деформациям палеозойских и триасовых отложений зоны южного склона Большого Кавказа (дизская серия), к начальному метаморфизму пород, образованию островов-кордильер, их глубокому размыву. Однако эти процессы имели локальное развитие и не вызвали полного закрытия бассейна и формирования на его месте горно-складчатого сооружения.

Более обширные территории охватила новокиммерийская фаза складчатости, вызвавшая значительные деформации отложений вдоль северного и южного краев большекавказского среднеюрского бассейна. В результате образовались довольно интенсивно сжатые складчатые структуры, для которых характерно веерообразное строение — двусторонняя вергентность складчатых и разрывных нарушений (Сванетский и Сперозский антиклинории и др.). Что же касается южной вергентности структур южного склона Большого Кавказа, то она, очевидно, приобретена в основном в результате позднеальпийских деформаций. В интенсивности проявления на Большом Кавказе киммерийских и альпийских фаз складчатости замечается четкая поперечная зональность, лучше всего устанавливаемая по резко убывающей степени дислоцированности верхнепалеозойских и лейасовых образований от зоны южного

склона в северном направлении, в сторону Передового хребта (дизская серия — квишская свита — красноцветная моласса).

В последние годы ряд исследователей высказывают мнение, что весь Большой Кавказ сорван со своего основания и перемещен на юг на значительное расстояние, а корневая зона этого сооружения расположена в районе его северного склона — в Предкавказье [10]. Канадский тектонист У. К. Гуссоу, посетивший Большой Кавказ во время 27-й сессии МГК в 1984 г., усмотрел аналогию между структурами Большого Кавказа и Кордильер Британской Колумбии (район Калгари). Последние, по новым данным, надвинуты на докембрийский фундамент Канадского щита [19]. Величина горизонтального тектонического перемещения Большого Кавказа в мезозое и кайнозое, по мнению С. И. Дотдугева, составила 200 ± 50 км. По представлениям этого исследователя, тектоническое перекрытие происходит главным образом по «Главному надвигу» и по южным фронтальным надвигам флиша.

Нехватка информации по строению глубоких горизонтов Большого Кавказа (полное отсутствие глубоких буровых скважин, скудность сейсмологических данных), к сожалению, не позволяет однозначно решить вопрос о глубинной структуре этого сооружения. Однако факты, имеющиеся по геологическому строению полосы «Главного надвига» и фронтальных надвигов флиша, впрочем как и остальной части зоны южного склона, указывают на ведущую роль в ее строении крутых чешуйчатых структур, а не пологих покровных пластин. В качестве одного из примеров можно привести так называемый «Штавлерский покров» верховьев р. Накра (Верхняя Сванетия), по которому предполагалось 10–15-километровое горизонтальное тектоническое перекрытие юрских отложений пластиной кристаллических пород зоны Главного хребта [13, 17]. Однако оказалось [9], что «Главный надвиг» выражен здесь двумя субпараллельными крутыми взбросами и что «покровная пластина» на самом деле состоит из двух тектонических чешуй кристаллических и метаморфических пород, разделенных отложениями нижней юры (см. рис. 2, б).

Известно, что и в других районах Большого Кавказа «Главный надвиг» выражен системой крутых взбросо-надвигов, по которым породы кристаллического ядра контактируют с трансгрессивными отложениями нижней юры. Амплитуда стратиграфического и структурного перекрытия по ним невелика. То же самое можно сказать и в отношении следящих к югу от «Главного надвига» разрывных нарушений, рассекающих палеозойские (дизская серия), мезозойские и кайнозойские отложения зоны южного склона. В ряде мест крупными разломами на дневную поверхность выведены породы фундамента, трансгрессивно перекрытые отложениями нижней юры. Все это позволяет отдавать предпочтение предположению о ведущей роли чешуйчатых и подчиненном значении покровных структур в строении осадочного чехла мегантиклинория Большого Кавказа (рис. 3).

Осадочный чехол предгорных и межгорных впадин Кавказа, как известно, характеризуется довольно простым строением, развитием пологих складчатых форм и крутых разломов. Однако в последние годы появляется все больше фактов (по данным буровых скважин), указывающих на широкое развитие в осадочном чехле пологих надвигов и структур покровного типа. В этой связи возникает вопрос: не является ли огромная мощность чехла отмеченных впадин, в частности Средне-

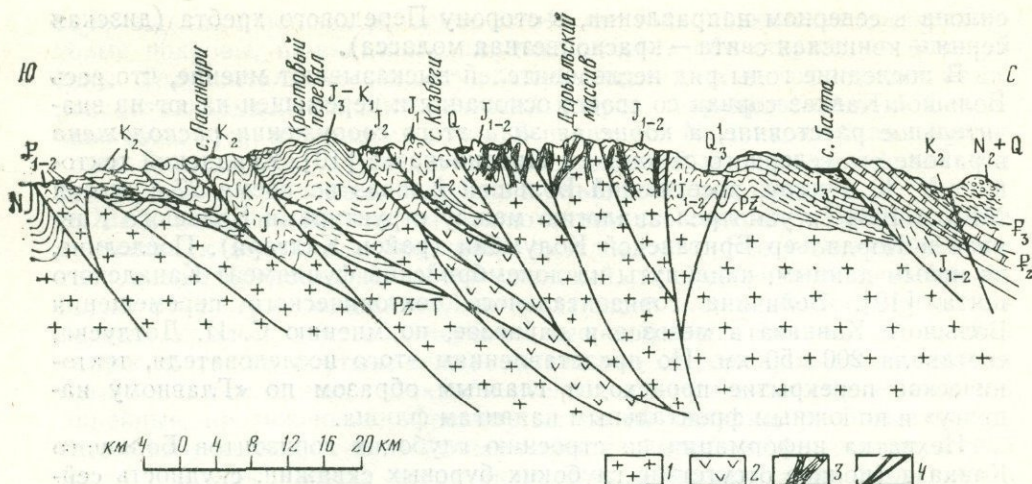


Рис. 3. Геологический профиль Большого Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги
1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — дайки, диабазы; 4 — разрывные нарушения.
Все остальные знаки соответствуют фанерозойским отложениям Большого Кавказа

куринской (до 15 км) и Средне- и Южно-Каспийской (до 25 км), вторичной, результатом тектонического повторения в разрезах разновозрастных толщ?

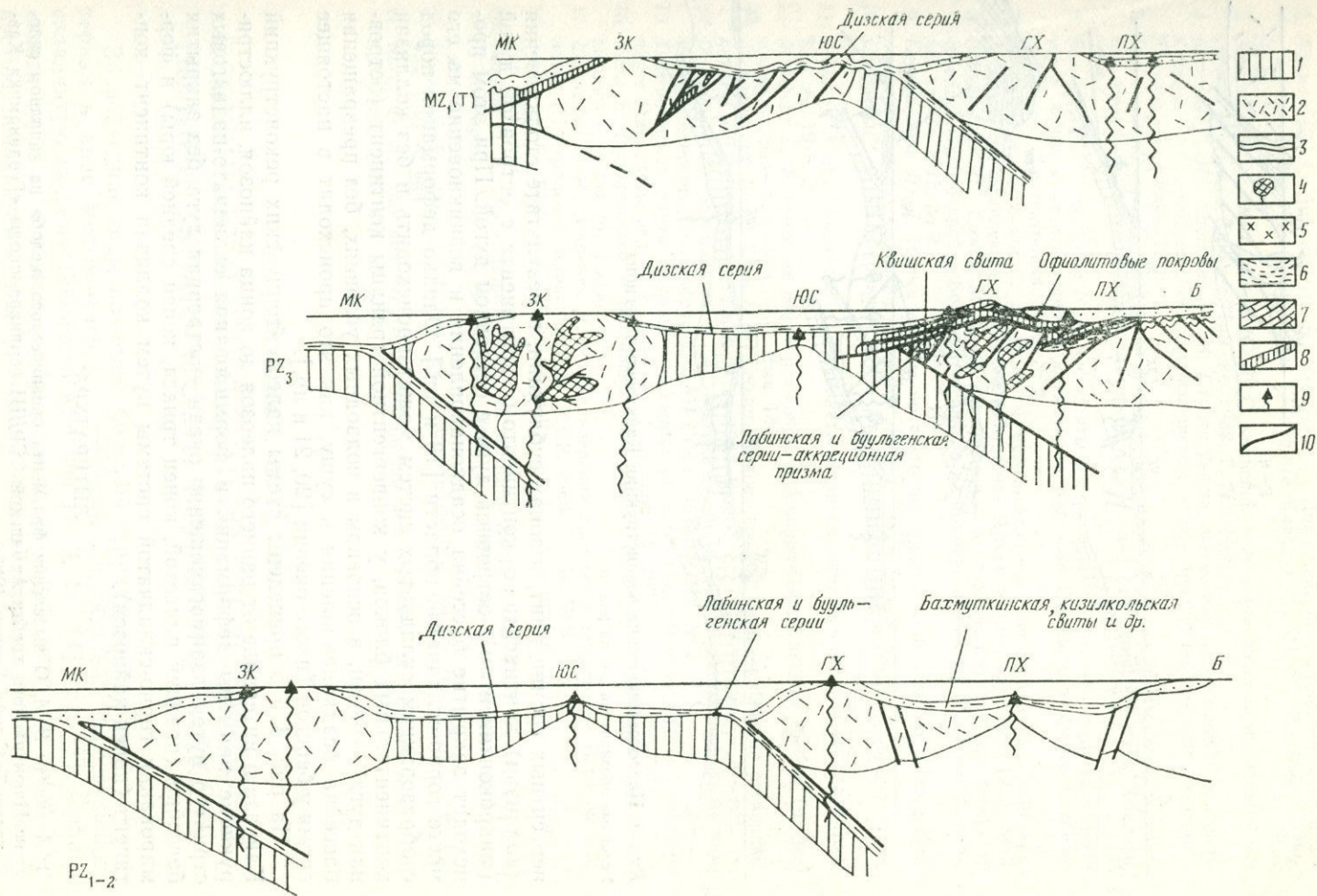
Надвигание пластин осадочного чехла Куринского и Рионского межгорных молассовых прогибов осуществляется главным образом с севера на юг, находясь в динамическом единстве с перемещением масс горных пород зоны южного склона Большого Кавказа. Судя по глубинному геологическому профилю, проходящему вкост Среднекуринской впадины, надвинутая пластина моласс перекрывает структуры северо-восточного края Аджаро-Триалетской умеренно складчатой зоны. Последняя на своем центральном отрезке сама надвинута на структуры Грузинской глыбы и Рионской впадины [12, 15]. Величина горизонтального перемещения по главному фронтальному надвику Аджаро-Имеретинского хребта, согласно Б. Ф. Мефферту, достигает 20 км. Л. В. Башеишвили [5], выделивший эту часть Аджаро-Триалетской зоны под названием Сакараульского покрова, предполагает горизонтальную амплитуду надвигания того же порядка (15 км).

Механизм формирования складчатых структур. Согласно теории новой глобальной тектоники, складчатые системы формируются у кон-

Рис. 4. Палеотектонические реконструкции Кавказского региона

1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — осадочный слой; 4 — гранитоиды; 5 — среднеюрские гранитоиды; 6 — нижне-среднеюрские глинистые сланцы тех же зон; 7 — верхнеюрско-неокомские известняки зон раннеальпийской складчатости; 8 — покровы офиолитов; 9 — вулканические извержения; 10 — разрывные нарушения

МК — Малокавказский океанический бассейн (Палеотетис), ЗК — Закавказская островная дуга, ЮС — краевое море Большого Кавказа (южного склона), ГХ — островная дуга Большого Кавказа (Главного хребта), ПХ — интрадуговой рифт Передового хребта, Б — островная дуга Большого Кавказа (Бечасынская), ПК — Предкавказский шельф, И — Иранская субплатформа, ЮЗК и СЗК — Южно-Закавказский и Северо-Закавказский пояса Закавказской островной дуги, ЧК — Черноморско-Каспийский интрадуговой рифт



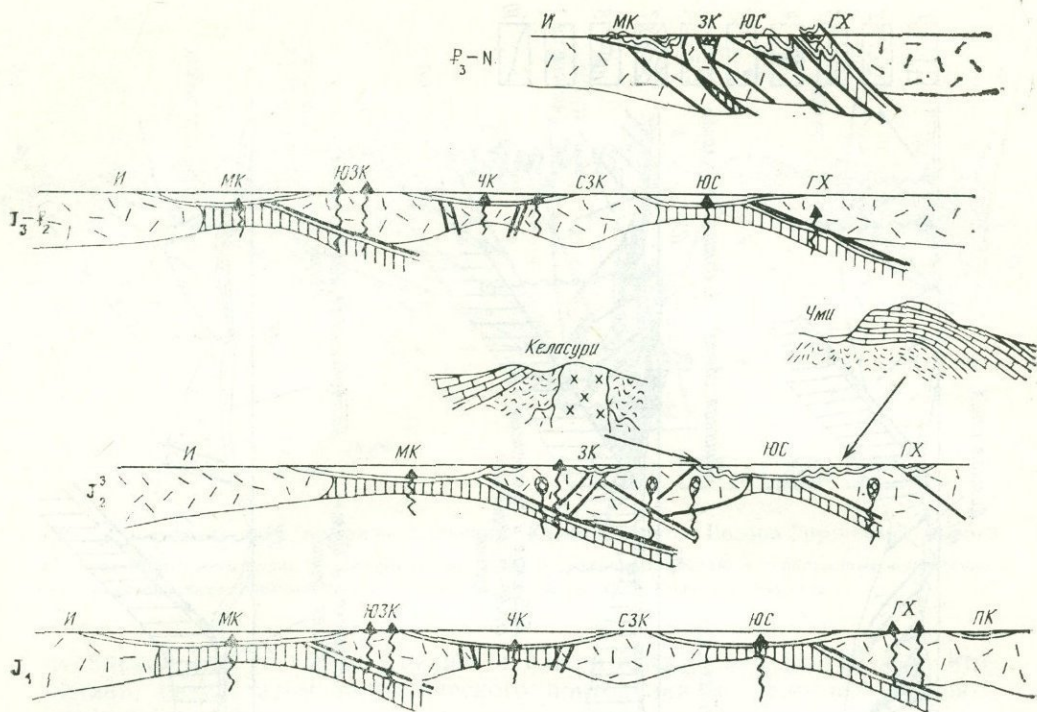


Рис. 5. Палеотектонические реконструкции Кавказского региона

Условные обозначения см. на рис. 4

вергентных границ плит, в зонах субдукции, в результате столкновения (коллизии) континента с континентом, континента с островной дугой (микроконтинентом), островной дуги с островной дугой. При этом происходит закрытие бассейна осадконакопления и возникновение на его месте горно-складчатой области [18 и др.]. Однако деформация пород с образованием складчатых систем может происходить и без коллизии континентальных блоков, у конвергентной границы континент (островная дуга) — океан, в основном в подводных условиях, без превращения бассейна осадконакопления в сушу, как это происходит в настоящее время у берегов Тихого океана [20, 21 и др.].

На рис. 4 и 5 приведены схемы палеотектонических реконструкций Кавказа в интервале от раннего палеозоя до конца кайнозоя, иллюстрирующие примеры деформаций и формирования складчато-надвиговых структур путем взаимоотношения океан — островная дуга без закрытия бассейна (поздний палеозой, конец триаса, конец средней юры) и формирования горно-складчатой системы путем коллизии континент — континент (конец кайнозоя).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. О выделении фрагмента океанического желоба на западном склоне Цаюкуняцкого хребта Армянской ССР//III семинара-школы «Геодинамика Кавказа»: Тез. докл. Ереван, 1986.

2. Адамия Ш. А., Абесадзе М. Б., Чхотуа Т. Г. Доальпийские тектонические покровы в метаморфитах лабинской серии (Западный Кавказ) // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 4.
3. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. О корневой зоне герцинских офиолитовых покровов Западного Кавказа // Там же. 1982. Т. 267, № 6.
4. Баранов Г. И., Кропачев С. М. Стратиграфия, магнетизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
5. Башелешвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1986.
6. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1976. № 2.
7. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении // Сов. геология. 1973. № 8.
8. Видяпин Ю. П., Сомин М. Л. О дислокациях кристаллических сланцев северного склона Главного хребта Большого Кавказа на примере рарьона р. Б. Дукки // Сообщ. АН ГССР. 1975. № 2.
9. Гамкрелидзе П. Д. Новые данные по тектонике центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии) // Там же. 1963. Т. 31, № 3.
10. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5.
11. Книппер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? Там же. 1976. № 4.
12. Мефферт Б. Ф. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1932. Вып. 180.
13. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа // Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1963. Вып. 8.
14. Потапенко Ю. Я., Снежко В. А. Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северного Приэльбрусья // ДАН СССР. 1973. Т. 212, № 2.
15. Тектоническая карта Европы и смежных областей / Подкомиссия по тектонической карте Мира; Отв. ред. В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов. М., 1975.
16. Хаин В. Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984.
17. Шевченко В. И., Мирчинк И. М. Штавлерский покров на территории Верхней Сванетии (Центральный Кавказ) // ДАН СССР. 1968. Т. 181, № 2.
18. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the New global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75.
19. Gussow D. C. Diagrammatic structure sections A—B, C—D, E—F, G—H and I—J, to accompany Map 1457A, Calgary. Scale 1:125 000 Ottawa: Ontario: Geol. Surv. Canada, 1978.
20. Honza E. Fundamental framework of arcs in the NW Pacific rim // Geol. Surv. Jap. Rep. 1984. N 263.
21. Karig D. E., Sharman III G. E. Subduction and accretion in trenches // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, № 3.

УДК 551.243. (243)

Е. А. Рогожин, В. Н. Шолпо

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

За последние годы накоплен большой структурно-геологический материал в виде многочисленных детальных профилей, пересекающих складчатую систему Большого Кавказа [4, 9, 11—14] (рис. 1). Однако нельзя считать, что этот материал в достаточной мере освоен и полностью используется для уточнения наших представлений о генезисе складчатости. Дело в том, что при сопоставлении профилей, на кото-

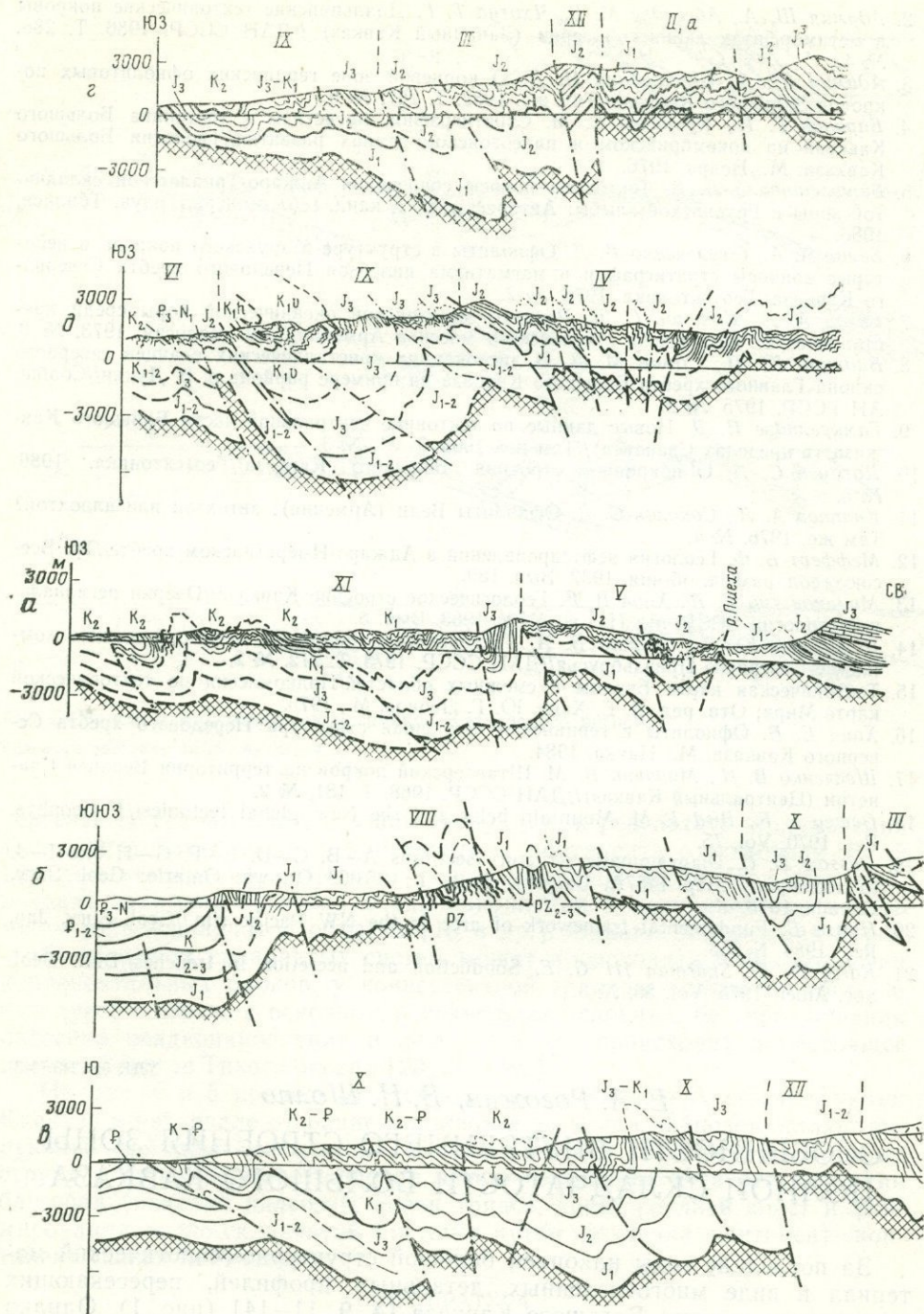
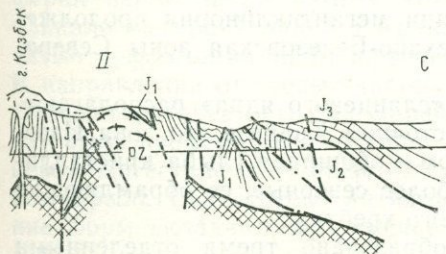
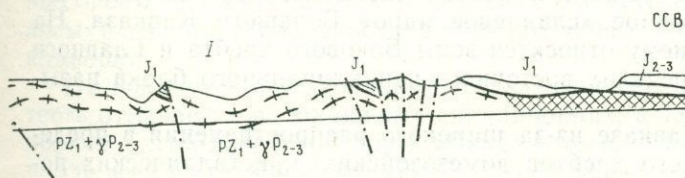
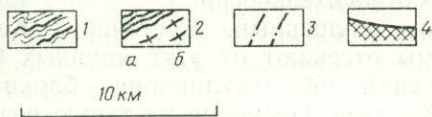
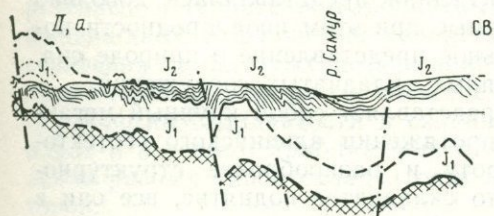
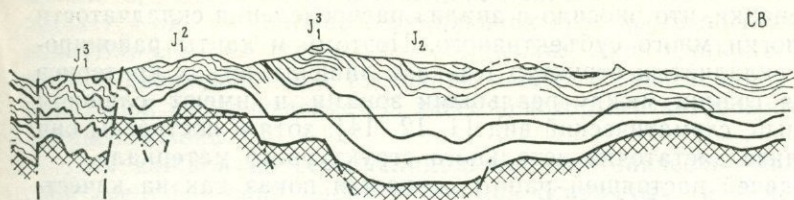


Рис. 1. Генерализованные структурно-геологические профили через Большой Кавказ



а — д — профили: а — через Северо-Западный Кавказ, б — через Центральный Кавказ, в — по Военно-Грузинской дороге, г — через Восточный Кавказ, д — через Юго-Восточный Кавказ

1 — слоистость мезозойско-кайнозойских толщ; 2 — линейность в ломезозойских толщах: а — в ядре Сванетского антиклинория, б — в кристаллическом ядре мегантиклинория; 3 — разломы; 4 — предполагаемое положение поверхности домезозойского фундамента

Структурные зоны. I — домезозойское кристаллическое ядро; II — VIII — антиклинории: II — Бокового хребта (II, а — зона восточной периклиналы антиклинория), III — Главного хребта, IV — Тфанский (Юго-Восточного Кавказа), V — Гойтхско-Ачишхинский (Северо-Западного Кавказа), VI — Вандамский, VII — Кодоро-Гумистинский, VIII — Сванетский; IX—XII — синклинии: IX — Ковдагский, X — Чнаурский, XI — Новоросский, XII — Бежитинский; XIII — зона Известнякового Дагестана



рых изображены складчатые структуры, ранее использовались чисто качественные оценки, что вносило в анализ распределения складчатости разной морфологии много субъективного. Поэтому и карты районирования по типу складчатых структур Кавказа лишены четких критериев для проведения границ между реальными зонами и имеют слишком генерализованный, схематический вид [1, 12—14], хотя и построены они на основе анализа достаточно детального структурного материала.

Главной задачей настоящей работы является показ как на качественной, так и на вновь разработанной количественной основе морфологической неоднородности линейной складчатости. Ранее при грубом качественном обобщении профилей последняя представлялась довольно однообразной и однородной. Выявляемые при этом неоднородности позволяют в дальнейшем составить реальное представление о природе сил, ответственных за формирование крупных складчатых сооружений.

Большой Кавказ, как известно, представляет собой крупный мегантиклинорий, сформировавшийся на протяжении альпийского геотектонического цикла. Несмотря на пестроту и разнообразие структурно-формационных зон, составляющих это складчатое поднятие, все они в целом образуют закономерную построенную дивергентную антиклинорную структуру, разделенную крупными поперечными линейamentsами на ряд продольных сегментов [14]. Транскавказское поперечное поднятие, пересекающее Большой Кавказ в западной его части, делит всю структуру на две почти равные части — относительно приподнятый блок Центрального Кавказа и относительно опущенный — Восточного Кавказа. Более мелкие поперечные разломы отсекают от этих крупных блоков участки периклинальных погружений мегантиклинория — блоки Юго-Восточного и Северо-Западного Кавказа. Несмотря на такую резко выраженную поперечную расчлененность мегантиклинория, продольная зональность может быть прослежена вдоль всего его простираения от одной периклинали до другой. В осевой части мегантиклинория располагается так называемое «сланцевое ядро» Большого Кавказа. На Восточном Кавказе к нему относятся зоны Бокового хребта и Главного хребта, последняя в пределах восточного периклинального блока называется Тфанской зоной.

На Центральном Кавказе из-за широкого распространения в пределах Бокового и Главного хребтов домезозойских кристаллических пород «сланцевое ядро» смещено несколько к югу, занимая приосевую часть южного склона Главного Кавказского хребта, а также в значительной мере Сванетский хребет южного склона Большого Кавказа. На западном периклинальном замыкании мегантиклинория продолжением ядра являются Гойтхская и Псехако-Березовская зоны Северо-Западного Кавказа.

К северу от геосинклинальных зон «сланцевого ядра» располагаются парагеосинклинальные зоны. На Восточном Кавказе это зона Известнякового Дагестана, а на Центральном — обширная глыба кристаллического домезозойского фундамента и более северные, ее обрамляющие зоны — Архыз-Гузерильская и Скалистого хребта.

Южное крыло мегантиклинория образовано тремя отделенными друг от друга флишевыми зонами: на Восточном и Юго-Восточном Кавказе — Ковдагской, на Центральном — Чиаурской, а на Северо-Западном — Новороссийской. На границе геосинклинальных флишевых зон южного склона Большого Кавказа и Закавказской системы межгорных

прогибов, разделяющих поднятия Большого и Малого Кавказа, прослеживается ряд четкообразно сменяющих друг друга пограничных шовных зон (Вандамская, Кодоро-Гумистинская, Ахцу-Кацирха и в какой-то мере в своих южной и восточной частях — Сванетская), представляющих собой части выделяемой здесь некоторыми авторами единой Гагра-Джавской зоны [1].

Для каждой из геосинклинальных тектонических зон характерен свой специфический набор формаций осадочных (а там, где они есть, и вулканогенных) пород [2, 4, 7, 12—14]. Большинство слагающих мегантиклинорий Большого Кавказа пород имеет большие мощности, терригенный и терригенно-карбонатный состав и тонкослоистый аспидный, флишоидный и флишевый характер. Последнее очень важно для сопоставления складчатых деформаций в разных зонах. Эти особенности литологического состава и слоистости толщ позволяют проводить анализ морфологии складчатости в сходных с механической точки зрения породах и в первом приближении относить все неоднородности распределения разных типов складчатости на счет действия тектонических факторов.

На основании качественного (визуального) анализа многочисленных детальных структурных профилей, составленных в течение многолетних исследований складчатости Большого Кавказа [4, 12—14 и др.], интересующая нас зона наиболее интенсивной, полной складчатости выглядит единой, недифференцированной полосой, приуроченной к осевой части альпийского поднятия и в силу асимметрии его структуры почти полностью захватывающей южное крыло [1, 12—14]. В осевой части Восточного Кавказа к ней относятся антиклинорий Бокового и антиклинорий Главного хребтов и разделяющий эти два антиклинория Бажитинский грабен-синклинорий. В приосевой части Центрального Кавказа полная складчатость с развитием изоклинальных и килевидных форм концентрируется в пределах Сванетского антиклинория. Полосы развития складчатости достигают обеих периклиналей мегантиклинория.

На южном склоне Большого Кавказа интенсивная полная складчатость отмечается во флишевых синклинориях, а также в ядрах антиклинорий Гагра-Джавской зоны (Вандамского, Кодоро-Гумистинского) и вдоль всей Кахетино-Лечхумской шовной зоны.

На северном склоне Большого Кавказа, а также в подножьи южного склона, уже в пределах Закавказского массива, на восточной периферии периклинали Юго-Восточного и на западной периферии периклинали Северо-Западного Кавказа распространены в основном складчатые деформации промежуточного и прерывистого типов [3, 12—14]. В направлении от осевых частей складчатой системы к периферическим сложная складчатость голоморфного типа постепенно сменяется складчатостью промежуточного типа. Это хорошо видно, например, в Сланцевом Дагестане и в Северо-Восточном Азербайджане, а также на южном крыле Сванетского антиклинория. Заметное постепенное упрощение форм складчатости отмечается также во флишевых синклинориях [14].

Чтобы количественно охарактеризовать эти закономерности, полученные на основе качественных, визуальных сопоставлений, можно применить методику экспертной оценки степени морфологической сложности складчатости (м. с.) по семи структурным признакам для сравни-

тельно однородных (по форме отдельных складок) и соразмерных участков профилей. К особо значимым признакам (оценка по каждому признаку от 0 до 0,2) относятся: 1) угол при вершине складки, 2) подобию формы антиклиналей и синклиналей, 3) наличие кливажа. Прочие признаки (оценка от 0 до 0,1) следующие: 4) соотношение ширины крыльев и замка складок, 5) углы падения осевых поверхностей складок, 6) количество мелких осложняющих складок (высоких порядков) по отношению к количеству более крупных складок (низких порядков), 7) наклон зеркала складчатости. Методика была опробована и опубликована ранее [9, 11]. Оценка характеризует степень соответствия мелких складок (III и IV порядка) на каждом выделенном участке по морфологии голоморфному типу складчатости. Причем голоморфный тип (максимальная оценка 1,0) и промежуточный тип (минимальная оценка 0,1) складчатости характеризуются непрерывностью, плавностью взаимных переходов и принимаются за две крайние точки постепенного ряда морфологических разновидностей. Оценка всех выделенных на каждом структурно-геологическом профиле участков позволяет проследить и представить в количественном виде площадную неоднородность формы мелких складок путем интерполяции полученных величин по всем имеющимся профилям.

Получаемые оценки степени морфологической сложности складчатости, ее градации при желании можно сопоставить с ранее применявшимися качественными оценками интенсивности складчатости [12–14], возможно, более привычными для широкого круга геологов. Наиболее высокие значения оценки м.с. (0,8–1,0) в общем соответствуют зоне наиболее тесно сжатых изоклинальных и килевидных складок, средние значения оценки (0,6–0,7) можно сравнить с зоной менее интенсивной линейной складчатости, сравнительно низкие значения оценки (0,3–0,5) соотносятся с зоной дугообразных складок, а совсем низкие (0,1–0,2) соответствуют зоне коробчатых складок и флексур.

Используя эту методику, рассмотрим теперь, как меняется складчатость мегантиклинория в пределах главных структурно-формационных зон. В осевой части на Восточном Кавказе располагаются два антиклинория, подставляющие друг друга кулисообразно (рис. 2). Антиклинорий Главного хребта представляет собой систему тесно сжатых складок нескольких порядков (оценка м.с. 0,9–1,0), образующих в разрезе веерообразное дивергентное складчатое сооружение. Его максимальная ширина 20–25 км, к западу и к востоку она уменьшается. Так, вблизи восточной периклинали (в районе Тфанского антиклинория) она составляет 5–10 км. Крупные антиклинали и синклинали в пределах центральной широкой части антиклинория характеризуются одинаково сложной, сжатой формой мелких дополнительных складок и одинаково высокими значениями оценки м.с. По мере приближения к периклинали, уже в пределах Тфанского антиклинория, начинает проявляться дифференциация мелкой складчатости в крупных антиклиналях и синклиналях. Простые открытые, часто дугообразные мелкие складки приурочены к крупным синклиналям (I и II порядка), а более напряженная мелкая складчатость наблюдается в пределах крупных антиклиналей, концентрирующихся в ядре антиклинория [9, 11].

Крупные антиклинали подставляют друг друга по простираанию в виде длинных кулис, образующих три протяженные полосы с более сложным строением мелких складок и ориентированных под острым

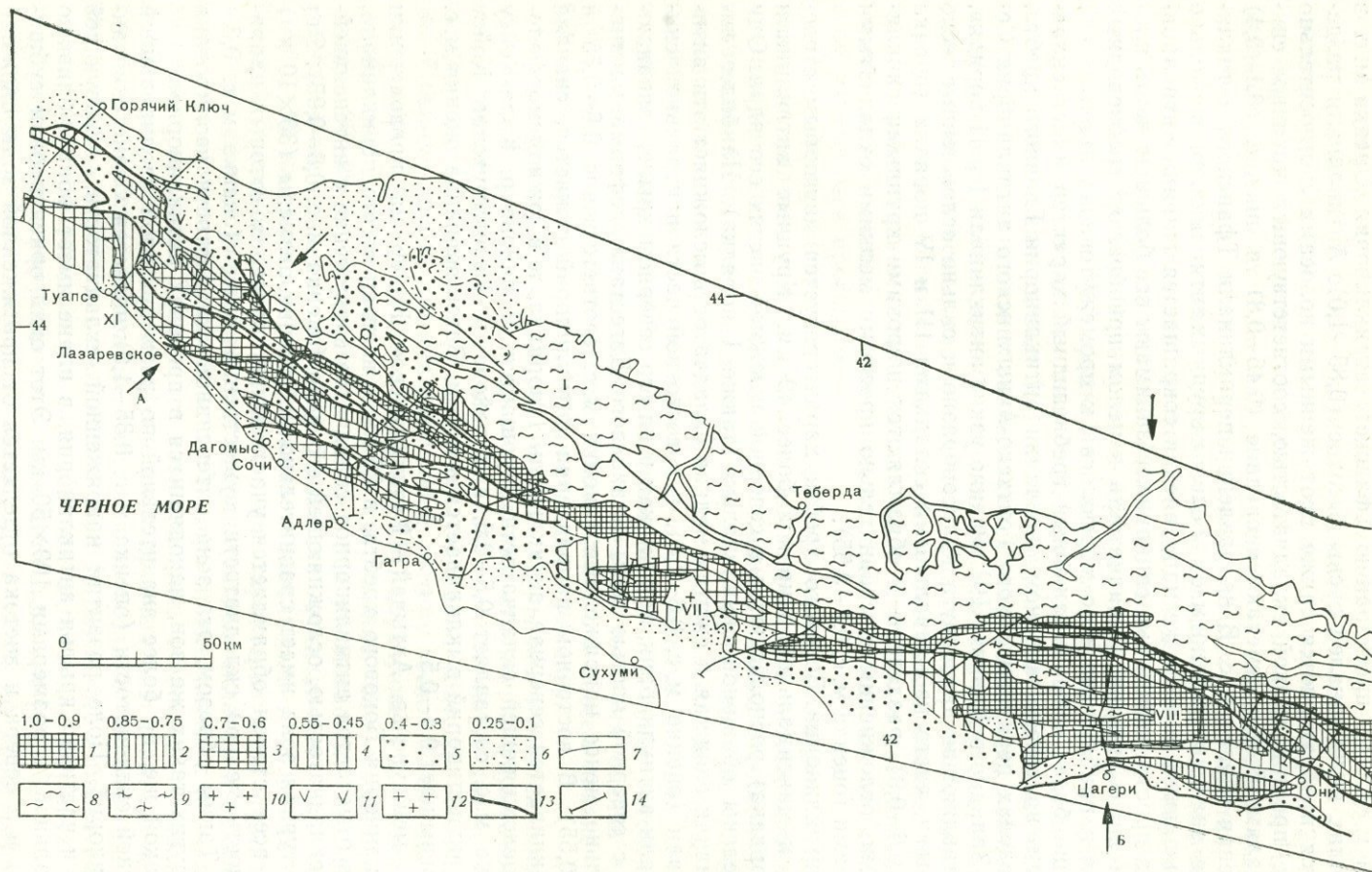
углом к общему простираению Тфанского антиклинория. Оценки м.с. в пределах антиклиналей очень высокие (0,85—1,0). Антиклинали разделяются и обрамляются также протяженными полосами с относительно более простой мелкой складчатостью, соответствующей крупным синклиналям. В них отмечаются средние (0,45—0,8) и низкие (0,1—0,4) значения оценки м.с. В направлении периклинали Тфанского антиклинория значения оценки м.с. в пределах крупных антиклиналей несколько уменьшаются, в этом же направлении сокращается ширина антиклиналей, а просто устроенные синклинали занимают все большую часть площади антиклинория. Складчатость в целом приобретает гребневидный облик и приближается по морфологии к промежуточному типу.

Еще более ярко выраженный гребневидный характер имеет складчатость на северо-западном окончании антиклинория Главного хребта, в пределах периклинали Гойтхско-Ачишхинского антиклинория Северо-Западного Кавказа [9]. Редкие узкие антиклинали I и II порядка, подставляющие друг друга кулисообразно и сильно осложненные тесно сжатыми, часто изоклинальными складками III и IV порядка (оценка м.с. 0,6—0,9), разделены и обрамляются широкими крупными синклиналями, осложненными сравнительно простыми мелкими складчатыми формами (оценка м.с. 0,3—0,55).

Антиклинорий Бокового хребта характеризуется двугорбым строением и максимальной шириной более 40 км. Крупные антиклинали (I порядка) располагаются в северной и южной частях его ядра. Они разделены обширной синклиналью (также I порядка). Наиболее интенсивная сложная и сжатая мелкая складчатость осложняет эти антиклинали (оценка м.с. 0,8—1,0), а в восточной части центральной синклинали антиклинория, так же как и на его северном крыле, совпадающем с северной частью зоны Сланцевого Дагестана, деформации значительно менее напряженные (оценки м.с. соответственно 0,6—0,75 и 0,8—0,55). В восточном направлении антиклинорий сужается, сначала выклинивается северная антиклиналь I порядка, а в южной морфология осложняющей складчатости упрощается. В районе р. Кара-Койсу оценка м.с. составляет 0,5—0,6, а в районе р. Казикумухское Койсу весь антиклинорий выклинивается в целом. Здесь величина оценки м.с. не превышает 0,4—0,5.

В междуречье Ахтычай—Казикумухское Койсу на продолжении антиклинория Бокового хребта, в 25 км к востоку от его периклинали, вновь отмечается антиклинорное складчатое сооружение с интенсивнейшей складчатостью, осложняющей его ядро (оценка м.с. 0,8—0,95). Эта структурная зона имеет сравнительно небольшие размеры (30×10 км) и со всех сторон обрамляется участками, в пределах которых напряженность мелкой складчатости существенно ниже (оценка м.с. 0,3—0,7). Таким образом, эта зона интенсивной складчатости изолирована от других таких же зон, находящихся в пределах антиклинориев.

Такой же, но более значительной по размеру зоной изолированной сложной складчатости (оценка м.с. 0,85—1,0) является Сванетский антиклинорий. Поле развития напряженной складчатости, образующей ядро и частично крылья антиклинория, в плане имеет форму, близкую к овальной, с размерами 100×50 км. Этот овал ориентирован субширотно и с севера и востока отделяется от протяженной зоны сложной складчатости, занимающей верхнюю часть южного склона Главного Кавказского хребта (оценка м.с. 0,9—1,0), складчатой зоной Чиаурско-



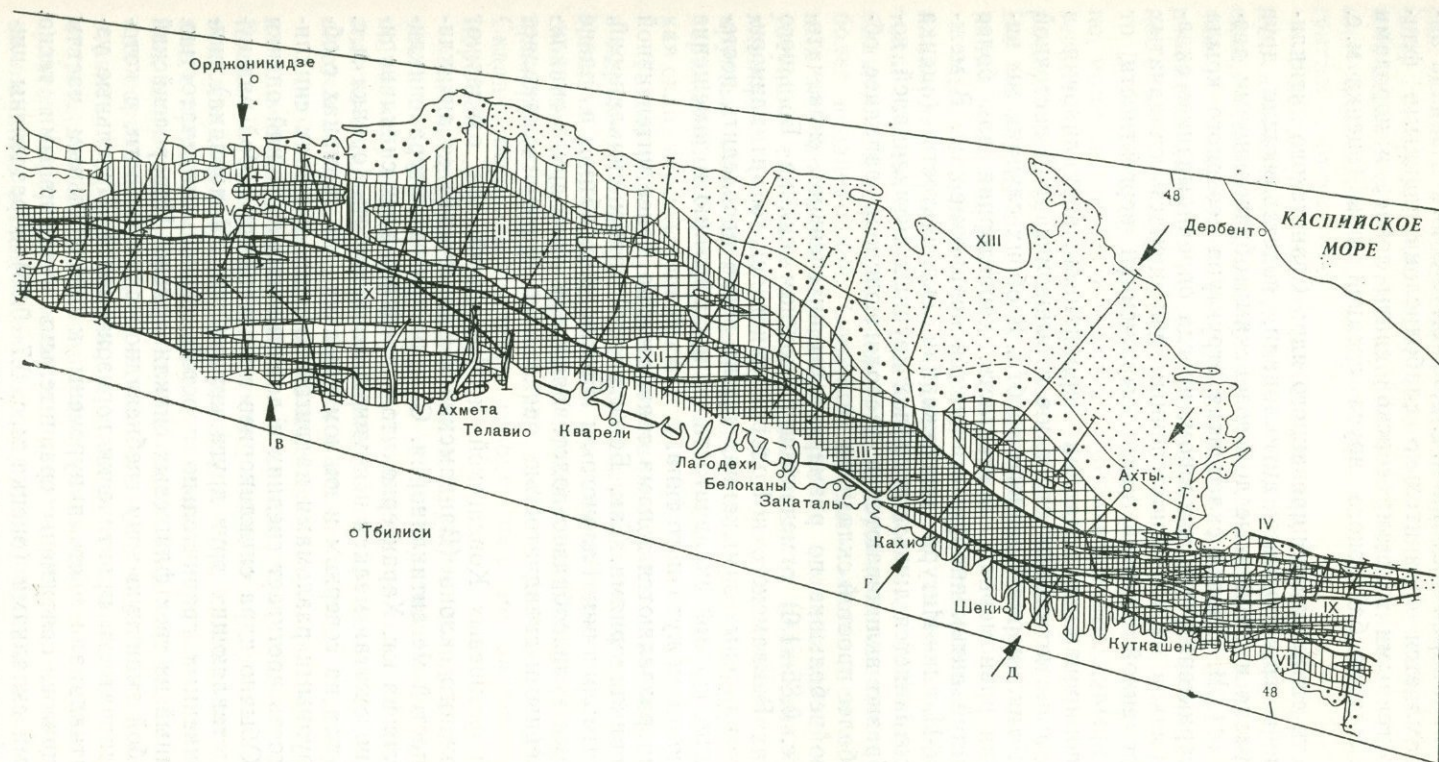


Рис. 2. Карта распределения складчатости с разной степенью морфологической сложности для мегантиклинория Большого Кавказа (составил Е. А. Рогожин с использованием литературных данных [4, 12—14 и др.] и материалов В. Н. Шолпо)

1—6 — интервалы степени морфологической сложности складчатости (м. с.) в мезозойско-кайнозойских толщах; 7 — границы зон с разной м. с.; 8—10 — домезозойские образования: 8 — Центрального Кавказа, 9 — ядра Сванетского антиклинория, 10 — древние гранитоиды (Дарьяльский массив); 11 — четвертичные вулканические породы; 12 — мезозойские гранитоиды (Келасурский массив); 13 — разломы; 14 — линии структурно-геологических профилей, на основании анализа которых составлена карта. Стрелками показано положение профилей, изображенных на рис. 1

го флишевого синклиория (оценка м. с. 0,65—0,7). С юга и запада антиклинорий обрамляется сравнительно слабодислоцированными флишoidными терригенными толщами сорской свиты лейаса и породами вулканогенного состава байосского яруса средней юры (оценка м. с. 0,2—0,5).

В осевой части сложнодислоцированного ядра Сванетского антиклинория установлены три крупные антиклинали, подставляющие друг друга кулисообразно и сложные домезозойскими образованиями дисской серии [1, 14]. В разрезе складчатая структура северного крыла антиклинория характеризуется наклоном, иногда опрокидыванием складок разных порядков на юг и постепенным упрощением складчатых форм с одновременной утратой четко выраженной вергентности от ядра к южному крылу.

Хорошо экспонированная западная периклинали антиклинория в какой-то мере сходна по своему строению с вышеописанной восточной периклиналию антиклинория Главного хребта. В обоих случаях мы видим, что сложная равномерная складчатость, характерная для более центральных частей антиклинория, становится неравномерной. В междуречье Цхенис-Цкали-Ингури напряженная складчатость (оценка м. с. 0,85—1,0) сохраняется лишь в пределах крупных антиклиналей, которые пальцеобразно вклиниваются в располагающуюся западнее область развития более простой складчатости.

Сравнительно небольшие по размеру зоны интенсивной складчатости (оценка м. с. 0,85—1,0) отмечаются на южном склоне Большого Кавказа, в ядрах Вандамского и Кодоро-Гумистинского антиклинориев. На их периклинальных замыканиях также легко проследить постепенное вырождение полной складчатости по простиранию и замещение ее складчатостью промежуточного типа.

Антиклинории разделяются зонами сравнительно менее интенсивной складчатости — синклиориями. Так, Бежитинский грабен-синклиорий, разделяющий антиклинории Главного и Бокового хребтов, в плане представлен тремя кулисообразно подставляющими друг друга синклиналями, осложненными складчатостью, оценка м. с. которой составляет 0,6—0,7.

Синклиории флишевых Ковдагской и Чиаурской зон отчлениют антиклинории южного склона (Вандамский и Сванетский) от антиклинориев осевых частей мегантиклинория. Складчатая структура синклиориев опрокинута на юг. Характерно, что в пределах этих синклиориев наиболее тесно сжатая мелкая и крупная складчатость (оценка м. с. 0,9—1,0) отмечается на северном и южном крыльях — на границах с обрамляющими крупными разломами надвигового типа. В ядрах синклиориев складчатость достигает средних и даже низких значений оценки м. с. (0,3—0,7). Обычно ядра синклиориев представляют собой ряд кулисообразно подставляющих друг друга крупнейших (I порядка) синклиналей, осложненных сравнительно простой мелкой складчатостью.

Самый западный из трех флишевых синклиориев — Новороссийский представляет собой типичную зону гребневидной складчатости, в которой зеркало складчатости практически горизонтальное. Отдельные узкие крупные антиклинали часто приурочены к фронтальным частям чешуйчатых надвигов, осложнены сравнительно интенсивными тесно сжатыми мелкими складками (оценка м. с. 0,7—0,95) и разделены широкими корытообразными крупными синклиналями, в пределах кото-

рых мелкие складки имеют более простую форму (оценка м.с. 0,2—0,6). Интересно, что моновергентное опрокидывание структуры на юг в Новороссийском синклинии отмечается лишь в виде отдельных узких полос в южной и северной его частях. В осевой части четкая вергентность отсутствует.

В целом для Большого Кавказа не удастся выделить единую, сплошную линейно вытянутую зону, образованную равномерной интенсивной складчатостью голоморфного типа. Мы имеем дело скорее с отдельными, часто сравнительно непротяженными полями сложной складчатости, перемежающимися и оконтуривающимися участками сравнительно менее сложной складчатости.

В заключение сформулируем закономерности распределения разной по морфологии складчатости. Наиболее интенсивная складчатость на территории Большого Кавказа наблюдается в антиклинариях, причем расположенных в осевой части, в «сланцевом ядре» мегантиклинория. На периферии отмечается упрощение морфологии пликативных дислокаций даже в пределах антиклинориев.

Мелкая складчатость вдали от периклинальных замыканий антиклинориев сравнительно однородна. О сильной деформированности толщ говорят большие значения оценок м.с. (0,8—1,0). По мере приближения к периклиналям антиклинориев складчатость становится все более неоднородной. Сложные формы сохраняются в пределах крупных антиклиналей. По качественной и количественной оценкам они не уступают складкам в более удаленных от периклиналей частях антиклинориев (оценка м.с. 0,85—1,0). В ядрах синклинориев, а также в крупных синклиналях антиклинориев, расположенных вблизи зон их периклинального замыкания, преобладает более простая по форме мелкая складчатость (оценка м.с. 0,1—0,65).

Таким образом, вблизи периклинальных замыканий антиклинориев, в ядрах синклинориев и в периферических складчатых зонах Большого Кавказа полная складчатость постепенно теряет свою однородность и свойство подобия в пределах крупных антиклиналей и синклиналей и приобретает морфологические черты промежуточной складчатости. Складчатость здесь, строго говоря, уже не является типично голоморфной.

Антиклинории, синклинии и крупные складки в них по большей части подставляют друг друга кулисообразно. Часто видно, как разные по размеру линейные или овальные в плане поля морфологически более сложной складчатости изолированы от других таких же полей, обрамляются со всех сторон полями с менее сложной структурой.

Вопрос о механизме возникновения складчатости является одним из ключевых в геотектонике. В настоящее время к его решению и для Большого Кавказа, в частности, подходят с двух диаметрально противоположных позиций. Ряд исследователей связывают складкообразование с процессами скупивания материала при взаимодействии литосферных плит [1, 6]. В этом случае складчатость является продуктом действия горизонтальных, приложенных к геосинклинали извне, сил. Представители другой школы, к которой принадлежат и авторы данной статьи, являются сторонниками взглядов на складчатость как на результат деформации толщ под действием внутренних, объемных сил, заложенных в самих толщах осадочных пород, в конечном счете — силы тяжести.

Кулисообразное взаимное расположение антиклинорий и синклинорий в складчатой системе, а также осей крупных складок в пределах этих крупных структур не допускает возможности применения механизма внешнего сжатия для объяснения формирования мегантиклинория Большого Кавказа, так как направление действия сил при горизонтальном сжатии для складчатых структур разных порядков должно в этом случае азимутально различаться. Объяснение формирования складчатости с этих позиций встречает трудности также в связи с более сложной морфологией складчатости в осевых по сравнению с окраинными частях мегантиклинория, с наличием ряда разных по размеру и форме изолированных зон интенсивной складчатости, а также в связи с пластичным, некомпетентным характером деформированных толщ.

Главная особенность неоднородности зоны полной складчатости Большого Кавказа, выражающаяся в обособлении участков повышенной интенсивности деформации, которые вытягиваются вдоль общего простирания мегантиклинория, но при этом располагаются кулисообразно по отношению друг к другу, не противоречит представлениям о том, что основной причиной возникновения складчатости являются плотностные неоднородности и процесс адвекции, приводящий к их выравниванию. При этом зоны повышенной интенсивности складчатых деформаций совпадают с участками воздымания шарнира мегантиклинория, установленными ранее по структурным данным и образующими цепь куполов в осевой зоне Восточного Кавказа [14]. Модель адвективных движений как основной механизм и причина складкообразования неоднократно рассматривалась в литературе [5, 8], в том числе и применительно к Большому Кавказу [3, 4, 12—14].

Существо процесса адвекции состоит в том, что возникающие на разных глубинах в земной коре и верхней мантии неоднородности в распределении плотности — и вертикальные и латеральные — порождают в условиях действия гравитационного поля Земли состояние неустойчивого равновесия. Это приводит к перемещениям вещества, происходящим до тех пор, пока не будет достигнуто равновесное состояние. При этом перемещения происходят и в горизонтальном и в вертикальном направлении. Этот процесс сходен с конвекцией, однако вещество не совершает в этом случае полного оборота по замкнутому кругу, а проходит лишь половину этого пути: более легкое попадает наверх, а тяжелое погружается вниз. В. В. Белоусовым было предложено называть этот процесс адвекцией, а такие перемещения адвективными. Масштабы и интенсивность адвективных движений зависят от размеров и контраста неоднородностей, порождающих эти движения.

Адвективные перемещения приводят к сложным деформациям пород, вовлеченных в этот процесс, что может быть продемонстрировано на идеализированной математической модели М. А. Гончарова [5] или на лабораторных моделях Х. Рамберга [8]. В восходящей и нисходящей ветвях адвективной ячейки вещество испытывает сжатие в горизонтальном направлении и растяжение в вертикальном, тем более сильное, чем дальше продвинулся этот процесс. В верхней и нижней частях адвективной ячейки вещество перемещается горизонтально и испытывает в этом направлении растяжение, а по вертикали — сжатие. Эта модель вполне удовлетворительно объясняет данные по распределению разных типов складчатости Большого Кавказа.

Однако остается не до конца решенным вопрос о причинах, приводящих к инверсии плотностей в осадочной толще. Можно ли считать те физико-химические преобразования вещества, которые сопровождаются слабым начальным метаморфизмом глинистых осадков и дегидратацию пород, единственной и достаточной причиной, инициирующей процесс адвекции? Кроме того, сопоставление по системе количественных параметров теоретических и экспериментальных моделей с природными деформациями, сделанное Ф. Л. Яковлевым, показало, что процесс адвекции в чистом виде сам по себе не может обеспечить весь ансамбль наблюдаемых складок, по крайней мере в области Юго-Восточного Кавказа [15]. Из этих подсчетов следует, что надо допустить какую-то долю действия внешнего тангенциального сжатия.

Кулисообразное положение участков повышенной интенсивности деформации внутри зоны полной складчатости позволяет предположить, что процесс адвекции в осевой зоне Большого Кавказа может быть связан со сдвиговыми смещениями в доальпийском фундаменте по системе глубинных разломов.

Экспериментальные данные на моделях [16], а также наблюдения во многих складчатых областях, в том числе в Копетдаге и в прогибах, обрамляющих эту складчатую область с севера и запада [10], показывают, что над разломами со сдвиговыми смещениями в осадочной толще возникают эшелонированные системы складок продольного изгиба. Вполне возможно, что возникновение даже зародышей таких складок приводит к дополнительному увеличению контраста плотностных неоднородностей в осадочной толще и обостряет гравитационную неустойчивость нижней части геосинклинального разреза, тем самым способствуя возникновению процесса адвекции. Данные по изменению интенсивности деформаций на периклиналях Большого Кавказа, где зона наиболее высоких значений интенсивности распадается на отдельные полосы, приуроченные к разломам, согласуются с таким представлением. С другой стороны, складчатость, возникающая над глубинным разломом со сдвиговой компонентой, будет вносить в общую структуру дополнительную деформацию сжатия, не связанную с адвекцией. Разумеется, эти представления нуждаются в экспериментальной и теоретической проверке, однако характер неоднородности деформаций в зоне полной складчатости является для них достаточно серьезным основанием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985.
2. Афанасьев С. Л. Флишевые формации мезо-кайнозоя Большого Кавказа//Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981.
3. Белоусов В. В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
4. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966.
5. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979.
6. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5.
7. Павов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития//Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
8. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985.

9. *Рогожин Е. А.* Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости складчатости//Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986.
10. *Рогожин Е. А., Борисов Б. А.* Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении//Вопр. ниж. сейсмологии. 1986. Вып. 27.
11. *Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа//Геотектоника. 1983. № 3.
12. *Сорский А. А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования//Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
13. *Шолло В. Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964.
14. *Шолло В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978.
15. *Яковлев Ф. Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4.
16. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981.

УДК 531.3 : 528.021.1 : 551.243(479)

И. П. Гамкrellидзе

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Одной из актуальных проблем изучения тектонических структур земной коры и особенностей их формирования является исследование наиболее сложных их форм — тектонических покровов. Автор более 15 лет занимался исследованием тектонических покровов Кавказа, а в течение последних 10 лет — аналогичных структур Западных и Восточных Карпат и Балканид, что позволяет сделать некоторые сопоставления и соответствующие выводы о морфолого-кинематических особенностях, структурном уровне возникновения, пространственных и временных соотношениях и, наконец, о механизме образования этих покровов.

В то время как Карпаты можно считать классической областью развития шарьяжей, на Кавказе и в Балканидах их довольно широкое распространение было установлено лишь в последнее время. На Кавказе были выявлены не только альпийские, но и доальпийские покровы.

Особое значение для расшифровки характера доальпийской тектоники Кавказа имело установление северокавказскими геологами покровного строения зоны Передового хребта Северного Кавказа [4]. Е. В. Хаин [28] в пределах этой зоны выделил четыре самостоятельных покрова, шарьированные с юга на север в визейском веке, и среди них покров, состоящий из пород офиолитового комплекса, первичное месторождение которого, впрочем как и других покровов, до сих пор остается дискуссионным.

В то же время покровные структуры были выявлены и в зоне Главного хребта Большого Кавказа. В частности, автором совместно с Г. Д. Думбадзе в междуречье Гвандра—Секени в 1974 г. было отмечено шарьирование гнейсов и мигматитов макерской серии на слюдяные сланцы буульгенской серии, вместе с которыми они образуют здесь более позднюю, видимо альпийскую, антиформную складку [10]. Вместе с тем Г. И. Баранов и И. И. Греков [4], а затем Ш. А. Адамия и др. [2] отметили тектоническое перекрывание породами сиалического ком-

плекса Главного хребта (макерской серией и ее аналогами) пород бульгеньской и лабинской серий. Было выявлено также аллохтонное залегание всей лабинской серии, состоящей из нескольких покровных пластин [1].

В настоящее время вряд ли можно сомневаться также в значительном тектоническом сближении в доюрское время всей зоны Главного хребта и Сванетского поднятия [10, 27], причем, видимо, в основном, посредством перемещения к северу в раннекиммерийскую фазу складчатости палеозойско-триасской десской серии Сванетии.

Наконец, новые данные указывают на сложное покровное строение доюрского фундамента и в пределах Закавказского массива. В частности, было показано [13], что среди позднегерцинских калиевых гранитов Дзирульского массива сохранился фрагмент тектонически перемещенных с юга на север в турне — среднем визе разновозрастных, имеющих различную историю метаморфизма апоосадочных пород и пород офиолитовой ассоциации (серпентиниты, амфиболиты, габбро), местонахождение корневой зоны которых также остается не совсем ясным. С другой стороны, существует мнение [1], что шарьирование осадочных пород (филлитов) происходило совместно с серпентинитами после формирования позднегерцинских гранитов, с которыми они имеют первично-тектонические контакты и образуют тектонический меланж.

Таким образом, в доюрском фундаменте Кавказа широко развиты в большинстве случаев северовергентные тектонические покровы, формировавшиеся в основном в середине раннего карбона, в судетскую и раннекиммерийскую фазы, видимо, в условиях значительного горизонтального сокращения земной коры этого региона.

К доальпийским шарьяжам относятся также дотриасовые западновергентные шарьяжи Восточных Карпат (Буковинский, Суббуковинский и Инфрабуковинский покровы) и система покровов Бихария Северных Апусенид, которые на западе скрываются под Паннонской впадиной, т. е. уходят в так называемый Паннонский гетероген. В фундаменте последнего по данным бурения и геофизики венгерскими геологами также выделяется система покровов, имеющих северо-восточное простираение и безусловно увязывающихся с покровами Северных Апусенид.

Западнее доальпийские (варисийские) покровы выявлены в последнее время и в фундаменте Чешского массива. Это глубинный шарьяж, которому соответствуют псевдостратиграфические горизонты крупного гранулито-ультрабазито-эклогитового пояса, протягивающегося на 100 км в Молданубикуме Южной Чехии, а также глубинные субгоризонтальные зоны пластичного течения пород в пестрой серии Молданубикума, образующие так называемые ортогнейсы Хоустника-Весце.

На Кавказе в последнее время выявлены и детально изучены шарьяжи альпийского возраста. В пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа установлено [20, 26], что породы офиолитового комплекса находятся либо в переотложенном состоянии среди олистостромовых толщ, либо в виде тектонических покровов, шарьированных в середине коньякского века.

Офиолитовый аллохтонный комплекс выявлен и южнее, в Еревано-Ордубадской зоне, в районе р. Веди [20, 26].

Образование офиолитовых (обдукционных) покровов Малого Кавказа связывается с раздавливанием Малокавказского или Зангезурского океанского бассейна, сутурная линия которого намечается в зоне

Гиратахского разлома [33], где фрагменты офиолитов сохранились в виде линз серпентинитового меланжа [3]. Следовательно, здесь речь идет о двусторонней обдукции офиолитов, аналогичной наблюдаемой на западном продолжении Малого Кавказа, в Восточной Анатолии. Такая же картина наблюдается в Карпатах, где в обе стороны от офиолитового шва, наличие которого подтверждено данными бурения в Трансильванской впадине, происходит шарьирование: в одну сторону — Трансильванских офиолитовых покровов Восточных Карпат, в другую — офиолитов Южных Апусенид. Следует отметить, что развитие Малокавказского залива Тетиса сопровождалось довольно длительным (от средней юры до эоцена включительно) функционированием наклоненной к северу зоны субдукции в области Малого Кавказа с характерной северной полярностью в островодужных вулканических комплексах [21]. Такая же связь более короткой обдукции с длительным процессом субдукции предполагается в Анатолии и Карпатах.

Недавно установлено покровное строение северной периферии западной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны [6].

Возрождена и по-новому обоснована концепция о покровном строении южного склона Большого Кавказа [16]. Наиболее сложным строением характеризуется южная часть флишевой зоны южного склона, в пределах которой выделяются четыре покрова, каждый из которых в свое время представлял самостоятельную структурно-фациальную зону. В настоящее время они четко разграничены надвиговыми поверхностями. Вместе с тем наряду с чисто структурными признаками крупного тектонического перекрытия (существование множества тектонических окон и полуокон, а также изолированных субгоризонтально залегающих покровных пластин) палеогеографическая реконструкция указывает на значительные нарушения первичного пространственного расположения отмеченных фациальных зон, особенно в восточной части — в Кахетии, где суммарная амплитуда перемещения по покровам достигает 70 км. Наличие покровов здесь подтверждено и бурением.

В западной части, к западу от р. Риони, южный фронтальный надвиг шарьяжа флишевой зоны проходит, видимо, не по ее южному краю, а по Сванетскому поднятию [18] и далее по южному краю Чхалтинско-Лайлинской зоны, где кулисообразно замещается чвежипсинским покровным комплексом, ограниченным с юга Воронцовским надвигом и образующим вместе с вышеописанными покровами единую систему тектонических покровов южного склона Большого Кавказа.

Ведущим механизмом образования этих шарьяжей является интенсивное боковое сдавливание складчатой системы Большого Кавказа, обусловленное главным образом продвижением к северу и пододвиганием под нее жесткой Грузинской глыбы, да и всего Закавказского массива, о чем наряду со множеством других данных [11] свидетельствует погружение всех поверхностей шарьирования под Большой Кавказ, постепенное сокращение амплитуды перемещения отдельных покровных пластин с юга на север, а также явление перекрытия — «запечатывания» более северными шарьяжами уже сорванных и надвинутых южных шарьяжей [16, 31].

Такой механизм покровообразования, на мой взгляд, хорошо объясняет возникновение выделенного недавно [30] Дуруджинского покрова, а также австрийских по возрасту покровов в Шахдаг-Хизинской

зоне, которые азербайджанскими геологами [19] связываются с поддвигом более южного блока (Хизинского) под северный (Судурский).

Пододвигание Закавказского массива под Большой Кавказ сопровождается срывом его осадочного чехла в Куринской межгорной впадине, главным образом по кровле майкопской серии олигоцена [16], что доказано множеством данных по нефтяным скважинам.

Подобный поддвиговый механизм образования сорванных покровов, или субдукция типа Амштутца, в настоящее время положен в основу объяснения возникновения покровных сооружений Альп, Карпат [12] и даже Балканид, не говоря уже о складчатых сооружениях обрамления Аравии, где такой механизм предполагался уже давно [9].

Структурные соотношения отдельных покровов Карпатского складчатого сооружения в настоящее время могут быть объяснены лишь поддвижением внешних зон Карпат под внутреннее [12].

Такая же картина намечается и для Балканид, где в последнее время установлено надвиго-чешуйчатое и даже покровное строение почти всех их зон. С одной стороны, это Сливенский и Старопланинский гранитные покровы в Старой Планине, Голобырденский субгерцинский покров в Среднегорской зоне, Пеньковско-Елешницкий аллохтон Крайштид, Сакарский и Дервендский австрийские покровы Северных Странджид и, с другой стороны, также австрийские глубинные покровы Центральных и Восточных Родоп, где огромный шарьяж образует кристаллиникум так называемого Родопского массива. Все эти северовергентные тектонические покровы Балканид в настоящее время довольно хорошо аргументированы болгарскими геологами П. Гочевым, Ж. Ивановым и др.

Таким образом, суммируя данные по шарьяжам Кавказа и некоторых смежных с ним областей Альпийского пояса, можно прийти к следующим основным выводам.

1. Накопившийся материал по тектоническим покровам Кавказа, а также Карпат, Балканид и других сооружений Альпийского пояса подтверждает мнение о горизонтальной тектонической расслоенности земной коры и о наличии крупных горизонтальных перемещений на совершенно различных ее уровнях, начиная с образования сорванных покровов чехла и основания до глубинных субгоризонтальных тектонических срывов. Причем тектонически расслоенными, а порой и полностью аллохтонными являются и так называемые «срединные массивы» Альпийского пояса (Родопский, Паннонский, частично Закавказский).

2. В генетическом отношении все сорванные покровы (чехла и основания) являются компрессионными, выжатые вследствие проявления глубинного тангенциального сжатия, связанного в основном с активным пододвиганием автохтона (или относительного автохтона) под аллохтон. Подобный поддвиговый механизм образования сорванных покровов (субдукция типа Амштутца) является, видимо, универсальным, и он полностью снимает вопрос механической парадоксальности больших горизонтальных перемещений и проблему передачи механических напряжений на большие расстояния [10, 12, 16, 31].

3. Офиолитовые (или обдукционные) покровы образуются в результате выжимания коры океанского типа, которая может обдукцироваться в одну сторону или в обе стороны от офиолитовой сутуры. Вместе с тем обдукция происходит, как правило, одновременно с субдукцией, являясь при этом процессом намного более кратковременным (молниенос-

ным в геологическом смысле) и, следовательно, вторичным по отношению основного процесса субдукции океанской коры [10, 12, 16, 31].

Наряду с исследованием проблемы образования шарьяжей было проведено изучение механизма формирования некоторых других альпийских структур Кавказа с помощью применения методов структурного анализа. В частности, специальные исследования, проведенные в Аджаро-Триалетской складчатой зоне, показали, что она представляет собой компрессионную структуру и ее деформация связана с продвижением к северу Артвино-Болнисской глыбы Закавказского массива [9].

Выявлена четкая зональность складчатой структуры северо-западной части Большого Кавказа, подтвердившая мнение о поддвиге Закавказского массива под складчатую систему Большого Кавказа [17].

В Кавказском секторе Средиземноморского пояса, расположенном непосредственно к северу от Аравийского выступа, установлено развитие своеобразных преобразованных или интерференционных складчатых структур, образование которых связано с изменением направления сжатия Кавказского региона с северо-восточного на раннеальпийском (киммерийском) этапе на субмеридиональное в позднеальпийское время [14, 15]. Следует отметить, что в зонах, где развита такая складчатость, наблюдается четкая картина постепенного омоложения процесса преобразования складок к северу, начиная от ларамийской фазы на юге (в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны) до аттической и более молодых фаз на севере (в Новороссийско-Туапсинской подзоне), т. е. намечается прямая связь этого процесса с постепенным продвижением к северу Аравийского выступа в позднеальпийское время [14].

С внедрением Аравийского клина в тело Средиземноморского пояса связано также образование вторичной складчатой дуги Малого Кавказа, выжимание в стороны Анатолийской и Иранской плит, образование системы продольных и поперечных диагональных сдвигов, зоны поперечного поднятия Кавказа, а также огромных трещин отрыва — поперечных разломов, контролирующих проявление орогенного эффузивного магматизма Кавказа [9, 11].

Таким образом, весь накопившийся за последнее время структурный материал полностью подтверждает мнение о значительном сокращении первичной площади Кавказа и смежных с ним областей в альпийскую эпоху тектогенеза и о сближении в позднеальпийское время Аравийской и Евразийской плит. Вместе с тем эти данные, естественно, полностью противоречат фиксистой интерпретации кинематики альпийской деформации этого региона.

Наряду со структурными данными полученные за последнее время палеобиогеографические и палеофациальные данные, базирующиеся на анализе характера осадконакопления, фаунистических и флористических сообществ, на исследовании геологии офиолитов и, наконец, на результатах применения развитых недавно палеомагнитных методов (палеокинематического и метода определения палеоширот), указывают, что на месте современного Средиземноморского складчатого пояса в геологическом прошлом существовал обширный океан Тетис, в котором к началу альпийского цикла расположились отколотые с соседних континентов отдельные обломки, которые затем испытали разнонаправленные перемещения и в конечном счете были причленены к Евразийскому континенту. Не излагая подробно геодинамической модели Сре-

диземноморского пояса и схем палинспастических реконструкций, рассмотренных во множестве работ, и в том числе в опубликованной недавно статье автора [32], хотелось бы коснуться лишь наиболее дискуссионного вопроса — о самостоятельном или унаследованном развитии мезозойского Тетиса.

Мне представляется вполне справедливым утверждение, что все попытки доказать присутствие доальпийских офиолитов в Севано-Акеринской и Вединской зонах нельзя считать успешными [8]. Присутствие обломков древних метаморфических пород и пелагических известняков триаса не может служить доказательством существования в доюрское время на Малом Кавказе бассейна с океанской корой, а герцинская тектономагматическая активность в северной части Малого Кавказа вполне могла протекать и на северном краю Гондваны, обладавшей корой переходного типа. С другой стороны, на Кавказе имеются выходы бесспорно палеозойских офиолитов, южный из которых (дзирульский) в современной структуре Кавказа удален от предполагаемой офиолитовой сутуры Малого Кавказа (Зангезурской) на расстояние около 200 км, а если принять во внимание существенное альпийское сокращение этой площади, то на еще более значительное расстояние. Следовательно, вряд ли можно предполагать, что дзирульские офиолиты происходят из упомянутого офиолитового шва. Однако присутствие южного продолжения дзирульских офиолитов в фундаменте Аджаро-Триалетской зоны, установленное бурением [25], видимо, все-таки указывает на их южное происхождение. Мне представляется, что они могут быть шарьированы из рубцовой (шовной) зоны, намечаемой по палеомагнитным и геологическим данным по северному краю Сомхето-Карабахской зоны. В частности, по палеомагнитным данным, области, расположенные к северу и югу от этой линии, в ранней и средней юре отстояли друг от друга на расстоянии до 6° по палеошироте. Наряду с этим эти две области в этот временной отрезок имели резко различную геологическую историю [13, 11]. По мнению некоторых исследователей [22], между ними находился Черноморско-Каспийский бассейн, который располагался между Дзирульским массивом и современной Аджаро-Триалетской зоной. Он рисуется главным образом, исходя из наличия в Колхидской впадине мощной (до 2 км) толщи щелочных оливиновых базальтов. Однако следует принять во внимание, что эти базальты имеют позднеюрский возраст и к тому же в восточном направлении, по буровым данным, уходят на северо-восток, намного севернее Дзирульского массива. Следовательно, эти базальты представляют собой реликты внутридугового рифта, возникшего лишь в поздней юре и, возможно, продолжающегося в пределы современной впадины Черного моря, сложное полициклическое развитие которого, видимо, началось уже в это время. Подобное мнение было высказано и ранее [23].

Если приведенные выше рассуждения верны, то тогда можно предположить, что палеозойский Тетис унаследованно развивался в раннем мезозое и замкнулся лишь в среднеюрскую (батскую) фазу складчатости [11, 13]. В пользу такого предположения говорят также новые данные об офиолитах позднепалеозойско-триасового возраста, расположенных в Северной Анатолии, на прямом продолжении намеченного на Малом Кавказе офиолитового шва. Эти офиолиты, очень похожие на дзирульские, однако менее метаморфизованные, считаются реликтами Палеотетиса, замкнувшегося лишь в средней юре [34]. Следовательно,

в отличие от дзирульских офиолитов, обдущированных уже перед поздним визе и поэтому более метаморфизованных, интродуцированных позднегерцинскими гранитами и тектонизированных, офиолиты Северной Анатолии испытывали выжимание и шарьирование, видимо, лишь в момент закрытия палеозойского Тетиса (перед поздней юрой).

Восточное продолжение Малокавказского офиолитового шва может быть намечено под чехлом Куринской впадины [13], а затем к Иранскому Талышу (где известны офиолиты) и через Южный Каспий на соединение с доюрскими офиолитами Вирани в Северо-Западном Иране, на границе Копетдага и Аладаг-Биналуда [29].

Таким образом, можно предположить, что замыкание реликтового Палеотетиса в течение раннеальпийского этапа на севере компенсировалось раскрытием Мезотетиса (или Неотетиса) на юге, основная ветвь которого располагалась между Анатолией-Ираном и Афро-Аравией, а не на Малом Кавказе, где залив этого океана образовался, видимо, лишь в средней юре. Не исключена возможность, что на востоке он был связан с Карадагским бассейном, который также является новообразованным и раскрылся лишь в поздней юре [22].

О существовании двух крупных океанских бассейнов — Палеотетиса на севере и Неотетиса на юге — на месте Средиземноморского пояса свидетельствует также развитие в позднем палеозое обширного окраинного пояса известково-щелочных вулканитов, протягивающегося от Пиренеев на западе до Северо-Восточного Китая на крайнем востоке [24], и значительное смещение активной окраины Неотетиса к югу, которая охватила всю южную часть Центральной Европы, Анатолию, Южное Закавказье, Иран, Южный и Центральный Афганистан и Макран, Памир и Тибет. Следовательно, замыкающийся Палеотетис и раскрывающийся Неотетис разделялись Анатолийским, Закавказским, Иранским, Афгано-Южно-Памирским и Тибетским микроконтинентами [7].

С конца позднего мела — начала палеогена Альпийская складчатая область вступает в новую, постколлизийную стадию развития. В конце альпийского цикла океанская кора Неотетиса в большей своей части была уничтожена в процессе субдукции, обдукции и коллизии. Весьма примечательно, что большинство зон субдукции свою активность сохраняют вплоть до четвертичного времени [9]. Их существование подтверждается четкой структурно-магматической зональностью, а также полярностью вулканических поясов островодужного типа [21]. Наряду с этим, как отмечалось, на орогенном этапе развития Кавказа по южному краю складчатой системы Большого Кавказа возникает наклоненная к северу зона внутриплитной субдукции типа Амштутца.

Таким образом, несмотря на существование ряда нерешенных проблем геодинамической эволюции Кавказа и смежных с ним областей, в целом можно констатировать, что хорошая сходимости множества разнохарактерных данных подтверждает основные положения теории тектоники литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа — состав, строение, становление// Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984.
2. Адамия Ш. А., Абесадзе М. Б., Кекелия М. А. и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта// ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 5.

3. Асланян А. Т., Сатиан М. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа//Докл. АН АрмССР. 1977. Т. 65, № 4.
4. Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе//Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Сов. Кавказа. Ессентуки, 1974.
5. Баранов Г. И., Кропачев И. М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа//Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
6. Башелелишвили Л. Б., Буртман В. С., Гамкрелидзе И. П. О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива//ДАН СССР. 1982. Т. 266, № 1.
7. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347).
8. Белов А. А. Палеозой Кавказа и проблема Палеотетиса//Геотектоника. 1986. № 3.
- ✓ 9. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 52).
10. Гамкрелидзе И. П. К исследованию тектонических покровов Кавказа//Сообщ. АН ГССР. 1980. Т. 98, № 2.
- ✓ 11. Гамкрелидзе И. П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984.
12. Гамкрелидзе И. П. Особенности механизма образования покровных структур Кавказа и Западных Карпат//Geol. pr. Spr. 1984. Sv. 80.
13. Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А. и др. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе//Геотектоника. 1981. № 5.
14. Гамкрелидзе И. П., Гиоргобиани Т. В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей//Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120, № 1.
15. Гамкрелидзе И. П., Гиоргобиани Т. В., Башелелишвили Л. Б., Закарая Д. П. Моделирование преобразованных структур некоторых зон Кавказа//Там же. 1985. Т. 120, № 2.
16. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 57).
17. Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П. О зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа//Сообщ. АН ГССР. 1980. Т. 99, № 3.
18. Додтуев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника, 1986. № 5.
19. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа//Там же. 1981. № 1.
20. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, Западной Азии и Кубы. М.: Недра, 1975.
- ✓ 21. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 69).
22. Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З. Эволюция активных окраин океана Тетис//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр.: Коллоквиум «Палеоокеанология». М.: Наука, 1984. Т. 3.
23. Михайлов А. Е., Успенская Е. А., Добрев Т. В. и др. Тектоника северо-западной части Черноморской впадины//Сов. геология. 1978. № 2.
24. Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии//Геотектоника. 1970. № 4.
25. Надарейшвили Г. Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
26. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
27. Сомин М. Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа//II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
28. Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа//Геотектоника. 1979. № 4.
29. Хаин С. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984.
30. Шихалибейли Э. Ш., Агабеков М. Г., Али-Заде С. А., Григорянц Б. В. Основные черты тектоники Азербайджана: Объясн. зап. к тектон. карте Азербайджана масштаба 1 : 500 000. Баку, 1981.
31. Gamkrelidze I. P. Nappe structures of the Caucasus//Alpine structural elements: Carpathian — Balkan — Caucasus — Pamir orogene zone. Bratislava: Veda, 1982.

32. Gamkrelidze I. P. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time//Tectonophysics. 1986. Vol. 127.
33. Knipper A. L. Tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Ophiolites//Proc. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. 1979 (1980).
34. Sengör A. M. C., Yilmaz I., Ketin I. Remnants of pre-Rate Jurassic Ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?//Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91, pt 1, N 10.

УДК 551.24+550.34

А. А. Габриелян, С. Н. Назаретян, Ш. С. Оганисян

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

В геологическом строении Армении весьма важную роль играют разломы глубокого заложения, которые представляют собой узкие (по геологическим данным, шириной в среднем 5—10 км) и вытянутые на сотни километров зоны сравнительно густо расположенных субпараллельных различного кинематического типа разрывных нарушений, динамометаморфизма, гидротермальных изменений пород и проявлений термоминеральных источников [1, 3—9, 14]. В большинстве случаев они достаточно отчетливо фиксируются как перечисленными геологическими, так и геофизическими (гравиметрическими, магнитометрическими, сейсмическими и др.) данными [2, 10, 11, 13, 15]. По сейсмическим данным, их глубина превышает мощности земной коры [12].

Однако глубинные разломы, выделяемые геологами, не всегда совпадают с разломами, выделяемыми по геофизическим данным, что, вероятно, можно объяснить использованием материалов разного качества и детальности и недостаточной увязкой геологических и геофизических данных. Как правило, геофизическими методами выявляется больше глубинных разломов, чем геологическими. И это естественно, так как геофизическими данными выделяются все те глубинные разломы, которые привели к перераспределению масс и создали неоднородности в земной коре независимо от времени их заложения и активизации. Одна часть из них в настоящее время «вымершие», консолидированные, другая — активные. С. Н. Назаретян [13] предполагает, что глубинные разломы имеют доальпийский возраст и если часть из них не проявила активность в последних тектонических циклах, не нарушала комплекс пород мезозоя — кайнозоя, то они не могут проявиться на дневной поверхности. Следовательно, такие разломы геологическими методами не устанавливаются. В данной работе рассматриваются лишь те разломы, которые выделены как геологическими, так и геофизическими данными. Наиболее полная карта глубинных разломов территории Армении и Нахичеванской АССР, составленная на основе комплекса геофизических данных, представлена в работе [13].

Выделяются две группы разломов по простиранию и времени заложения: северо-западного (общекавказского) и близширотного простирания; северо-восточного (антикавказского) и близмеридионального простирания (см. рисунок).

Разломы северо-западного и близширотного простирания. Они были заложены в начале альпийского тектонического периода (J — K₁) и кон-

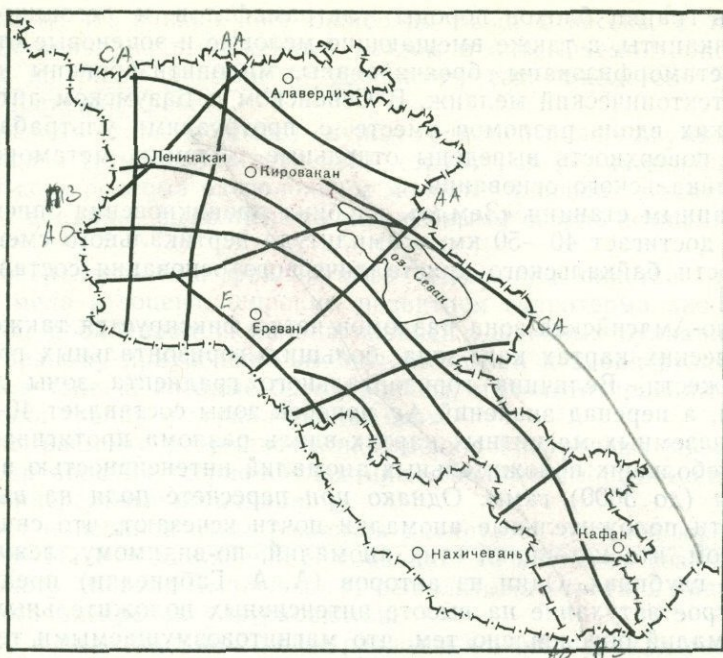


Схема расположения глубинных разломов на территории Армении по геологическим и геофизическим данным

тролируют крупные структурно-формационные зоны юрского, мелового и палеогенового заложения.

Севано-Амасийская (Севано-Акеринская) зона разломов. Представляет собой зону шириной 10—15 км разновозрастных густо расположенных разрывных нарушений, которая прослеживается от верховьев р. Ахурия (Амасийский район) на северо-западе, через Базумский хребет, северо-восточное побережье оз. Севан и бассейн р. Акера до р. Аракс на юго-востоке. Западнее, за пределами территории СССР, она сочленяется с широко известным Северо-Анатолийским разломом. Последний на всем протяжении от района г. Измита (Турция) до р. Аракс трассируется широким развитием офиолитовой ассоциации пород (интрузии и протрузии ультрабазитов) и сопутствующих ей кремнисто-вулканогенных образований — Северо-Анатолийско-Антикавказским офиолитовым поясом.

В зоне разлома слагающие ее меловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные образования интенсивно дислоцированы, составляют линейные, местами изоклинальные и веерообразные, разбитые взбросами и надвигами складки.

Крупные пликативные структуры (антиклинорий и синклинорий) расчленены на отдельные тектонические блоки (Амасийский, Базумский и Севанский антиклинорийные и разделяющие их синклинорийные), которые, в свою очередь, разбиты на блоки второго и третьего порядков. Эти тектонические блоки смещены относительно друг друга как в близвертикальном, так и в горизонтальном направлении и сочленены кулисообразно.

Вдоль границ блоков породы ультрамафитов и ассоциирующие с ними вулканиты, а также вмещающие меловые и эоценовые отложения динамометаморфизованы, брекчированы, милонитизированы и превращены в тектонический меланж. В Севанском и Базумском антиклинорных блоках вдоль разломов вместе с протрузиями ультрабазитов на дневную поверхность выведены отдельные обломки метаморфических пород байкальского основания.

По данным станции «Земля», глубина проникновения описываемого разлома достигает 40—50 км, а амплитуда вертикального смещения по поверхности байкальского кристаллического основания составляет 2—3 км [11].

Севано-Амасийская зона разломов четко фиксируется также на гравиметрических картах как зона больших горизонтальных градиентов силы тяжести. Величина горизонтального градиента зоны достигает 5 мгл/км, а перепад значений Δg поперек зоны составляет 40—50 мгл.

На наземных магнитных картах вдоль разлома протягивается «цепочка» небольших положительных аномалий интенсивностью в несколько тысяч (до 3000) гамм. Однако при пересчете поля на высоту 1—1,5 км эти положительные аномалии почти исчезают, что свидетельствует о том, что источники этих аномалий, по-видимому, лежат на небольших глубинах. Один из авторов (А. А. Габриелян) предполагает, что быстрое затухание на высоте интенсивных положительных магнитных аномалий обусловлено тем, что магнитовозмущаемыми телами являются массивы протрузии ультрабазитов, которые в данной зоне разломов не имеют своих корней, а представляют выжатые и выведенные на поверхность земной коры обломки верхней мантии или коры океанического типа.

Показательно, что при исследовании зоны разлома со станции «Земля», отражающих сейсмических границ не установлено. Авторы [11] объясняют этот факт раздробленностью слагающих зону пород и наличием интрузивных массивов.

На Базумском блок-антиклинории описываемая зона разломов выражена двумя крупными парными субпараллельными разломами, ограничивающими указанный блок с севера и юга. Северный из них прослеживается по линии г. Степанаван (гора Арчасар) — селения Куйбышево и Катнахбюр — Джавахетский хребет, а южный — Пушкинский перевал — реки Желтая и Черная — Амасийский тектонический блок.

Вдоль обоих разломов узкой полосой вытянуты дайкообразные тела ультрабазитов, гранитоиды и экструзии трахидацитов и кварцевых порфиритов, а меловые и эоценовые отложения гидротермально изменены, брекчированы и милонитизированы.

Верхнеплиоценовые долеритовые базальты, которые слагают Лорийское плато и основание разреза вулканического комплекса Кечутского хребта, в общем залегают горизонтально, а вдоль северной пары Базумских разломов деформированы. Они образуют отчетливо выраженный структурный вал, переходящий местами во флексуры и брахиантиклиналы, прорезанные антицедентными ущельями.

К этим разломам приурочены многочисленные рудопроявления и выходы минеральных источников. Северный из указанных разломов имеет взбросовый и надвиговый характер, а южный — надвиговый. Нижнемеловые (неокомские и альбские) терригенно-карбонатные отложения, слагающие Базумский горст-антиклинорий, настолько сильно динамомета-

морфизованы, что раньше они ошибочно были отнесены к палеозою. Другой регионально выраженный разлом в описываемой зоне прослеживается по линии бассейн р. Дзкнагет — сел. Фиолетово — Кировакан — Ширакский хребет.

Этот разлом (типа взбросов) служит границей между двумя (Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской) структурно-формационными подзонами. Вдоль разлома расположены молодые плиоцен-четвертичные наложенные впадины, выполненные молассовыми озерно-речными образованиями.

На поверхности они фиксируются смещением пластов отложений верхнего мела и эоцена, широким развитием гидротермально измененных пород, дроблением и милонитизацией эоценовых вулканитов. Местами к разлому приурочены выходы экструзий и субинтрузий кислых вулканитов эоцена, которые брекчированы, милонитизированы с развитием глинок трения и зеркал скольжения.

К описываемому разрывному нарушению приурочены многочисленные рудопроявления (серно-колчеданные, полиметаморфические и др.), а также минеральные источники.

Возраст описанной зоны разломов датируется поздней юрой — ранним мелом. Начало заложения ее совпадает со временем возникновения одноименного (Севано-Амасийского) офиолитового трога, а равно и магматического внедрения ультрабазитов.

В мелу и палеогене описанные разломы контролировали распределение фаций и мощностей отложений, а в неогене (в орогенном этапе развития) служили путями внедрения линейно расположенных субинтрузий кислых пород. Ряд фактов (отчетливая выраженность их в рельефе в виде прямолинейных ущелий и долин, обрывистых горных хребтов, а также приуроченность к ним выходов термоминеральных источников и эпицентров землетрясений) свидетельствует о том, что эти разломы продолжают «жить» и в современную геологическую эпоху.

Алаверди-Арцвашенская зона разломов. Она служит границей между Сомхето-Карабахской и Базум-Зангезурской тектоническими зонами и представляет собой полосу (шириной в среднем 4—5 км) густо расположенных субпараллельных разрывных нарушений, гидротермально измененных пород, дробления и брекчирования, милонитизации пород и выходов минеральных источников. Среди многочисленных разрывных нарушений, развитых вдоль этой зоны, наиболее крупными являются два разрыва типа надвигов (взбросов), ограничивающие зону нарушений с севера и юга.

Северный взброс проходит по южному склону Мургузского хребта. По этому нарушению вулканогенно-обломочные образования средней юры Шамшадинского антиклинория надвинуты на известняки верхнего мела и породы эоцена. Плоскость разрыва падает на северо-восток под углом 50—60°.

Южный разлом проходит по ущелью р. Гетик. По нему отложения среднего эоцена надвинуты на верхний эоцен, при этом эоценовые отложения гидротермально изменены, раздроблены и местами превращены в тектонические брекчии и милониты.

На участке впадения р. Гетик в р. Аготев описываемая зона разломов разветвляется. Главная ветвь ее прослеживается в северо-западном направлении, до границы с Грузией в районе пос. Калинино. В бассейне р. Марцигет эта зона разломов четко фиксируется тектоническим контак-

том юрских и эоценовых вулканогенно-обломочных образований, широким развитием полей гидротермально измененных пород и приуроченностью к ней проявлений полиметаллических руд. На участке пос. Туманян — пос. Калинино вдоль этой зоны разломов расположены субинтрузии и экструзии дацитов и трахилипаритов, а также небольшие массивы гранитоидов.

Другая ветвь разломов прослеживается на юго-запад и ограничивает Дилижанский остаточный олигоценый прогиб с северо-запада. У гор Дилижан по разлому вулканогенно-обломочные образования верхнего эоцена надвинуты на песчано-глинистые молассовые отложения олигоцена. К этому разлому также приурочены минеральные источники и кислые субвулканические тела. Широкое развитие в районе г. Дилижан современных (и древних) оползней обусловлено, конечно, активностью многочисленных разрывных нарушений, являющихся, по существу, ветвями вышеописанных двух крупных разломов.

Описанная зона разломов фиксируется также комплексом геофизических данных (гравиметрических, сейсмических и магнитометрических). В первую очередь она четко трассируется как зона повышенных градиентов силы тяжести. Величина горизонтального градиента этой зоны составляет в среднем 3 мгл/км, амплитуда изменения Δg по обе стороны ступени составляет 50—60 мгл [5, 10, 13, 15].

Разлом этот совпадает с границей аномальных магнитных зон, к которой приурочена смена знака поля. Северо-восточнее этой границы наблюдается интенсивное положительное поле с крупными изолированными аномалиями, а юго-западнее — магнитное поле, которое характеризуется в основном отрицательными, относительно слабоинтенсивными аномалиями [10, 13, 15].

По сейсмическим данным, глубина проникновения разлома составляет 45—50 км, а плоскость сместителя близка к вертикальной [11].

Анкаван-Зангезурская зона разломов. Это типичная шовная зона (шириной 10—15 км), зона проницаемости земной коры, дробления и смятия палеозойских и мезозойско-кайнозойских пород, интенсивной и сложной изоклинальной складчатости, кливажа, сланцеватости, милонитизации и трещиноватости пород, широкого развития интрузивного и эффузивного магматизма и эндогенной минерализации. На юге она служит границей между двумя различно построенными тектоническими блоками — Кафанским и Зангезурским, а на северо-западе отделяет Памбак-Зангезурскую тектоническую подзону от Приараксинской (Перигондванской) зоны.

Как и другие зоны разломов, Анкаван-Зангезурская также состоит из двух главных разломов, которые ограничивают ее с запада (Дебалинский или Каджаранский) и с востока (Шишкент-Гиратахский). Примерно посередине зоны, почти параллельно указанным, тянется третье, менее крупное, но регионально выраженное разрывное нарушение — Гехинский разлом. Внутри зоны между указанными разломами развиты многочисленные, преимущественно продольные и поперечные разрывные нарушения второго и третьего порядка.

Углы падения сместителей как главных разломов, так и сравнительно мелких дизъюнктивных нарушений преимущественно крутые (60—90°), однако нередко надвиги и сдвиги с небольшим горизонтальным смещением. Эффузивно-осадочные образования палеозоя, мела и палеогена вдоль разлома динамометаморфизованы, более сильная метамор-

физация пород у р. Аракс обусловлена воздействием гранитоидного плутона.

На гравитационном поле Анкавано-Зангезурский разлом в виде гравитационных ступеней отчетливо выражен только на стыке Кафанского сегмента и Южного Зангезура, а в центральной и северо-западной частях он гравиметрически почти не выражен [11]. Разлом хорошо картируется магнитометрическими данными [14]. Зона Анкавано-Зангезурского разлома характеризуется также высокими значениями теплового потока, величина которого в районе курорта Джермук равна $3,7 \text{ мккал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2)$ [12]. Зона является также одной из сейсмоактивных в Армении, к ней приурочены 7- и 8-балльные землетрясения. По данным станции «Земля», эта зона разломов проникает до поверхности Мохоровичича, на глубину порядка 40—45 км. Сместитель разлома почти вертикален, а амплитуда смещения по поверхности фундамента достигает 2—3 км [11].

Геологическими данными предполагается, что северо-западным продолжением Зангезурской зоны разломов является Анкаванский (Мармарикский) разлом. Он тянется вдоль р. Мармарик и служит границей между Цахкуняцким краевым горст-антиклинорием и Севано-Ширакским синклинорием. Этот разлом, так же как и Зангезурский, контролирует альпийский магматизм, эндогенную минерализацию (Анкаванский рудный район), выходы минеральных источников и эпицентры землетрясений. Это типичная шовная зона, состоящая из множества разрывных нарушений, приуроченных к контакту метаморфических пород рифея и вулканогенно-осадочных образований эоцена. Вдоль нее расположены линейно вытянутые массивы гранитоидов. Тип Анкаванского разлома — взбросо-надвиговый, при этом плоскость сместителя падает на юго-запад под углом 50—70°.

На участке между Анкаванской и Зангезурской зонами разломов широко развиты новейшие (неоген-четвертичные) эффузивные образования, которые маскируют древние (доплиоцен-четвертичные) структуры, в том числе и разрывные. Но тем не менее наличие этой зоны разломов предполагается здесь на основании линейно расположенных центров вулканов, выходов минеральных источников и широкого развития гидро-термально измененных палеогеновых и неогеновых вулканогенных образований.

Начало заложения Анкавано-Зангезурской зоны разломов отчетливо намечается с юры, т. е. датируется началом альпийского тектонического этапа развития Кавказа. Об этом свидетельствует сравнительный анализ формаций и мощностей альпийского геосинклинального комплекса отложений Кафанского и Зангезурского тектонических блоков, Цахкуняцкого блока и Севано-Ширакского синклинория.

Широкое развитие в зоне разломов молодых вулканических сооружений, минеральных источников, эпицентров землетрясений, а также выраженность в рельефе не оставляют сомнения в том, что эта зона продолжает свою тектоническую активность и в современную геологическую эпоху.

На юго-востоке Анкавано-Зангезурская зона разломов прослеживается в Иранский Карадаг, а на северо-западе через Карско-Ардаганское вулканическое нагорье сочленяется с Северо-Анатолийской зоной разломов.

Араксинская зона разломов. Эта зона, также относящаяся к катего-

рии глубинных, развита в Араратской котловине и, как и вышеописанные зоны, выражена несколькими субпараллельными разрывными нарушениями.

Пара разломов южнее г. Еревана ограничивает Паракар-Енгиджинское близширотное погребенное горстовое поднятие (одноименный гравитационный максимум) с севера (Ереванский разлом) и с юга (Эчмиадзинский разлом). Суммарная средняя мощность отложений эоцена — антропогена, залегающих на рифейском основании указанного поднятия, составляет около 1000 м, а в сопряженных с ним впадинах (Ереванский и Арташатский прогибы) — 5000—6000 м.

На востоке эта зона разломов прослеживается по южному подножию Ерасхского, Урцского, Байкского хребтов (одноименных антиклинориев) и очерчивает северную границу распространения миоценовых соленосных и молассовых свит Среднеараксинской межгорной впадины. По указанной зоне разлома выходят многочисленные минеральные источники, развиты обширные поля травертинов, а породы среднего — верхнего палеозоя местами надвинуты на отложения миоцена.

Восточнее с. Азнабюрт (Нахичеванская АССР) разлом этот несколько замаскирован вследствие погружения палеозойского фундамента, однако он фиксируется отчетливо выраженной флексурой в соленосных отложениях, оконтуривающей Нахичеванскую неогеновую впадину с востока. Восточнее этой флексуры параллельно ей проходит другое разрывное нарушение, вдоль которого расположены эффективно выраженные экстрוזивные купола и субвулканы Нахичеванской АССР.

В западном направлении Ереванская зона разломов прослеживается, по-видимому, по южному склону горы Арагац, о чем косвенно свидетельствуют расположенные по этой линии вулканические аппараты и флексурообразные погружения верхнеплиоценовых лав горы Арагац под четвертичные озерно-речные отложения Араратской котловины. На описанной зоне разломов расположены эпицентры 7- и 8-балльных землетрясений Араратской группы: Двинский, Паракарский, Арташатский, Гарнийский, Ереванский.

Араксинская зона разломов составляет часть более крупной и сложной зоны разломов (сейсмогенной зоны), тянущейся от района г. Измита на Мраморном море через города Эрзинджан, Эрзерум, Кагызман и Араратскую долину до городов Тебриз и Тегеран в Иране, на расстояние более 2500 км.

На карте аномального гравитационного поля Араксинская зона разломов четко проявляется в виде протяженной зоны больших градиентов, при этом величина горизонтального градиента Δg составляет 3—5 мгл/км при ширине зоны 10—15 км [10].

Резко меняется характер аномального магнитного поля (размеры и форма магнитных аномалий, градиенты поля и др.) по обе стороны зоны разломов. Южнее — юго-западнее — зоны магнитное поле имеет спокойный, слабоинтенсивный характер, а севернее — северо-восточнее — значительно более интенсивный характер [10, 13].

По данным станции «Земля», эта зона разрывных нарушений следует до поверхности М, проникая на глубину до 50 км. Сместители разломов почти вертикальны, а амплитуда смещения по поверхности рифейского фундамента 2—4 км [11].

Начало возникновения Приаракской зоны глубинных разломов достаточно четко датируется поздним мелом, что соответствует времени

заложения Приараксинской миогеосинклинали (парагеосинклинали) на варисском платформенном (квазиплатформенном) основании.

Между Памбак-Зангезурской и Приараксинской зонами разломов тянется еще один — Ани-Ордубадский разлом (по всей вероятности, также глубокого заложения). Прослеживается этот разлом с северо-запада на юго-восток — от района г. Ани через вулканические сооружения гор Арагац, Араилер, Атис, Воротанский перевал до района г. Ордубад.

??

Этот разлом служит границей между Базумо-Зангезурской эвгеосинклинальной и Приаракской миогеосинклинальной зонами эоценового заложения и контролирует линейное расположение участков гидротермально измененных пород, интрузий, субинтрузий, субвулканы палеогенового и неогенового возраста, а также раздробленность и сильную трещиноватость пород [1].

К Ани-Ордубадскому разлому приурочена резкая смена аномального магнитного поля. Участки, расположенные северо-восточнее разлома, характеризуются интенсивными положительными аномалиями северо-западного простирания, а расположенные юго-западнее имеют знакопеременный, относительно слабоинтенсивный характер. На высокочастотных аэромагнитных картах глубинному разлому соответствует узкая протяженная зона больших градиентов [15].

Наиболее сейсмоактивны северо-западная и юго-восточная части разлома. Разлом, четко устанавливающийся также аппаратурой «Земля», служит границей между блоками, характеризующимися разными значениями геотермических градиентов. Глубина разлома по этим данным около 50 км, плоскость сместителя имеет падение, близкое к вертикальному. Амплитуда вертикального перемещения по поверхности фундамента в северо-западной части разлома составляет 2 км [11].

Разломы северо-восточного и близмеридионального простирания. Кроме описанных зон разломов общекавказского простирания, которые контролируют главнейшие структурно-формационные зоны альпийского геосинклинального этапа развития Антикавказа, на территории Армении развиты также разрывные нарушения антикавказского (близмеридионального и северо-восточного) простирания. Эти разломы в большинстве случаев являются более молодыми (неоген-четвертичными) и контролируют молодой вулканизм, сейсмичность и новейшие структуры (прогибы и поднятия).

Наиболее крупными и важными из них являются Ахурян-Джавахетский разлом, который составляет отрезок более крупной и региональной Транскавказской зоны разлома, и Арагац-Спитак-Привольненский разлом. На Малом Кавказе первый из них контролирует новейший (плиоцен-четвертичный) вулканизм и эпицентры 7- и 8-балльных землетрясений (Ахалкалакская и Ленинанканская группы эпицентров). Разлом выделяется в виде коротких зон больших градиентов гравитационного поля.

Арагац-Спитак-Привольненский разлом, тянувшийся в субмеридиональном направлении, расположен восточнее. Он выражен как геоморфологически (субмеридиональные тектонические долины и прямолинейные ущелья), так и геологически. На поверхности разлом выражен в виде сбросов и взбросов с амплитудой 500—600 м; к нему приурочены интрузии гранитоидов, экстрезии, дайки и молодые вулканические сооружения, эпицентры землетрясений (Апаран, Спитак, Дманисский, Бол-

нисский и др.). В аномальных геофизических полях он выделяется по локальным особенностям.

Разлом северо-восточного простирания оз. Севан—г. Раздан—г. Аштарак—р. Ахурян ограничивает Ереванский неогеновый прогиб с северо-запада. Он контролирует фации и мощности миоценовых красноцветных и эвапоритовых моласс, соляную тектонику, дайки и экструзии кислых пород и отчетливо выражен в современном рельефе. Амплитуда вертикального смещения на участке г. Раздан—с. Арзакан не менее 5—6 км. Здесь, северо-западнее этого разлома, рифейское основание обнажается на высоте 1500—1800 м (Арзаканский кристаллический массив). Юго-западнее разлома, на опущенном блоке у Гюмушгеса, буровая скважина, заложенная на отметке около 1300 м, на глубине около 3000 м вскрыла лишь отложения эоцена. По геофизическим данным, фундамент в центральной части Ереванского грабена залегает на глубине 5—6 км (Фонтанский гравитационный минимум).

Арабат-Севанский регионально выраженный разлом прослеживается примерно по линии г. Красносельск—с. Шоржа—оз. Севан (Норадуз)—гора Арарат. На западном окончании Севанского хребта (Агбулагский перевал) он служит западной границей распространения верхнемеловых отложений и обуславливает гидротермальное изменение эоценовых туфоосадочных отложений и рудопроявлений. На юго-западе разлом выделяется по цепочке сильных и разрушительных землетрясений в районе Арарата, Двина, Гарни, а также по аномальным магнитным и гравиметрическим данным.

Крупный региональный разлом северо-восточного простирания также глубинного заложения трассируется по линии Варденисский хребет—бассейны рек Аргичи—пос. Веди—Хорвираб—гора Арарат. На Варденисском хребте разлом этот контролирует неогеновый вулканизм, антикавказское простирание меловых и эоценовых пликативных структур, многочисленные рудопроявления и гидротермальные изменения, а на Селимском перевале (бассейн р. Аргичи)—выходы палеозойских отложений.

По сейсмическим данным выделяется также глубинный разлом по линии г. Дигор—г. Степанаван [2]. Особенно активна юго-западная часть разлома (отрезок г. Дигор—г. Лениканан), где интенсивность землетрясений достигает 8 баллов. Показательно, что изосейсты Леникананского землетрясения 1926 г. сильно вытянуты вдоль этого разлома в северо-восточном направлении. Указанный разлом проявляется также по магнитометрическим и гравиметрическим данным. По данным станции «Земля», глубина разлома равна 45 км, а плоскость сместителя вертикальна.

Разломы с большим горизонтальным смещением коры на территории Армении пока неизвестны. Можно считать доказанным наличием лишь трех разломов подобного рода, которые относятся к категории глубинных.

Первый из них развит в Айодзорском синклинии, у с. Элпин,—Элпинский разлом северо-западного близмеридионального простирания, левосторонний сбросо-сдвиг с падением поверхности сместителя на юго-запад под углом 70—75°. Амплитуда горизонтального смещения разлома, косо пересекающего складчатые структуры района, около 3—4 км. Вдоль этого разлома вытянута рельефно выраженная дайка андезитов верхнеэоценового возраста, обломки которых встречаются в базаль-

ных слоях олигоцена. Этим фактом датируется нижний предел возраста Элпинского разлома, а верхний предел определяется тем, что разлом контролирует миоплиоценовый вулканизм и четко выражен в современном рельефе в виде прямолинейной речной долины и обрывистых склонов. Вдоль этого разлома палеозойские (каменноугольно-пермские) породы надвинуты на отложения эоцена, а последние сильно раздроблены, брекчированы, будированы и превращены в тектонические брекчии.

Можно полагать также наличие разломов типа сдвигов в Зангезуре по линии Лачинский перевал (Азербайджан) — г. Горис — пос. Джагри (Нахичеванская АССР), обусловивших отрыв Кафанского тектонического блока от Сомхето-Карабахской зоны и смещение его на запад примерно на 20—25 км.

По геологическим и геофизическим (магнитометрическим) данным, разлом с горизонтальным смещением (амплитудой 2—3 км) устанавливается по линии г. Кафан — г. Каджаран, примерно по р. Охи, — Охинский разлом.

Сделаны лишь первые шаги в области изучения глубинных разломов, развитых на территории Армении. Задача дальнейших исследований — детальное изучение внутреннего строения зон разломов и их классификация, что имеет важное научное и практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Тектоника//Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 43: АрмССР.
2. Баграмян А. Х., Назаретян С. Н. Некоторые вопросы сейсмотектоники Армении// Сейсмологический бюллетень Кавказа 1974 г. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
3. Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение//ДАН СССР. 1956. Т. 106, № 3.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
5. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1966. Т. 19, № 1/2.
6. Габриелян А. А., Аламян А. И., Саркисян О. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван: Митк, 1968.
7. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1970. Т. 23, № 3.
8. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР// Там же. 1974. Т. 27, № 4.
9. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Митк, 1981.
10. Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. Т. 10: Геофизика.
11. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным со станциями «Земля» на территории Армении//Развед. геофизика. 1976. № 72.
12. Мириджанян Р. Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР// Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1965. Т. 18, № 34.
13. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
14. Саркисян О. А., Волчанская И. К. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1973. Т. 26, № 4.
15. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики//Методы развед. геофизики. 1971. Вып. 12.

В. Г. Казьмин, И. М. Сборщиков

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ И РАННЕКИММЕРИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА КАВКАЗЕ И ИХ МЕСТО В РАЗВИТИИ ТЕТИСА

К настоящему времени на Кавказе достаточно полно изучены герцинские и альпийские эпохи деформации. Значительно менее ясен вопрос о событиях, происходивших в конце палеозоя и триасе. Речь идет об интервале времени от середины визейского века раннего карбона (время проявления главной герцинской деформации) до начала юры. Происходили ли в этот период крупномасштабные деформации, сопоставимые по значению с герцинскими и альпийскими? Имели ли место коллизии крупных континентальных масс? Эти вопросы пока остаются без ответа. Вместе с тем поздний палеозой и триас являются самым темным периодом в истории океана Тетис. Существовал ли этот океан непрерывно от палеозоя к мезозою, или его история была более сложной? Ответ на подобный вопрос зависит наряду с палеомагнитными данными в первую очередь от правильной расшифровки геологической информации.

Позднетриасовые (раннекиммерийские) деформации были установлены на Кавказе в ходе изучения отложений дизской серии Сванетии [2, 6, 11, 12]. Было показано, что эти отложения, включавшие, как предполагалось, непрерывный разрез от среднего девона до триаса, отделены несогласием от перекрывающих нижнеюрских толщ. Однако масштаб и стиль деформаций, определивших данное несогласие, оставались предметом дискуссий. По мнению М. Л. Сомина и А. А. Белова [12], породы дизской серии были смяты в складки с северной вергентностью и метаморфизованы в фации зеленых сланцев в предраннеюрское время. Другие исследователи [2, 8] считали деформации локальными и незначительными, допускали «сквозное развитие» бассейна от палеозоя и триаса к юре. Поскольку триасовые отложения в разрезе дизской серии не были доказаны палеонтологически, время проявления деформации оставалось неустановленным.

Исследования, выполненные группой геологов Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в 1985—1986 гг. (рис. 1), показали, что дизская серия может быть расчленена по литологии на два крупных комплекса. Нижний комплекс сложен в основном песчано-алевритовыми, иногда ритмично-слоистыми турбидитами, среди которых залегают горизонты конгломерато-брекчий и несортированных песчаников. Характерно развитие хаотических оползневых структур, следов взмучивания осадка. Эти отложения, формировавшиеся в условиях континентального склона и подножия, включают невыдержанные прослои кремней, а также многочисленные крупные (до 250 м) олистолиты мелководных известняков (мраморов) с фауной кораллов. Именно из таких блоков, рассматривавшихся предшественниками как линзы, залегающие «*in situ*» происходят находки средне-верхнедевонской и раннекаменноугольной макрофауны [2, 11, 12 и др.]. По определениям конодонтов, выделенных из прослоев кремней в разрезе нижнего комплекса, установлены все

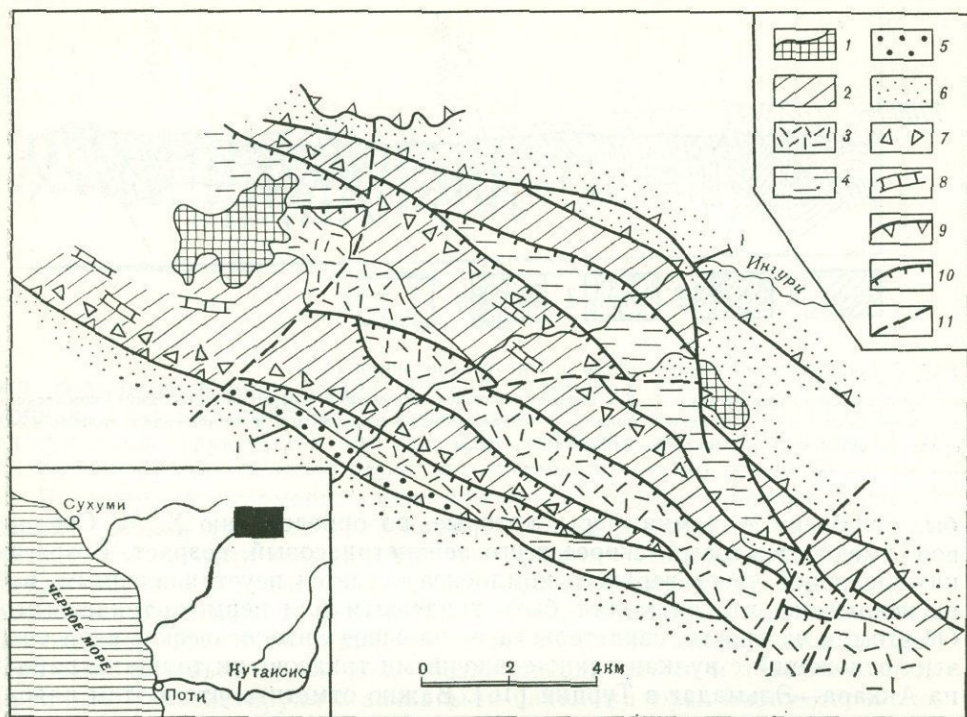


Рис. 1. Геологическая схема бассейна р. Ингури

1 — юрские гранитоиды; 2 — среднепалеозойский комплекс; 3—5 — позднепалеозойский—триасовый (пермско-триасовый) комплекс; 3 — вулканогенно-терригенная толща, 4 — терригенная толща, 5 — терригенная толща верхнего триаса; 6 — нижнеюрские отложения; 7 — горизонты с олистолитами; 8 — слои мраморов; 9 — альпийские надвиги; 10 — раннекиммерийские надвиги (взбросы); 11 — поперечные разломы. I—I — линия разреза

ярусы от эйфельского до визейского [8]. Таким образом, мраморы в олистолитах и вмещающая терригенная толща близки по возрасту.

Верхний комплекс представлен тонко- и микрослоистыми и мелкозернистыми песчаниками, алевритами, глинистыми сланцами. Характерны интервалы с ритмичным чередованием тонких и тончайших слоев, обогащенных туфогенным материалом и без него. Грубообломочные породы практически отсутствуют. Лишь в верхней части разреза появляются грубозернистые кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты. Именно эта часть (гвадарашская свита) условно рассматривалась предшественниками как триасовая.

Разрез верхнего комплекса до настоящего времени плохо охарактеризован фаунистически. Имеющиеся находки кораллов и микрофауны, судя по нашим наблюдениям, происходят из олистолитов, подобных глыбам пермских известняков таврической свиты Крыма. На это указывает контраст мелководного характера фауны в известняках (кораллы, фузулины) и глубоководного облика вмещающих отложений, а также форма некоторых известняковых тел (крупные дискордантные блоки, включенные в терригенную массу).

В самых верхах разреза верхнего комплекса, в слоях, относящихся к гвадарашской свите, на южном фланге Верхнесванетского антиклинория

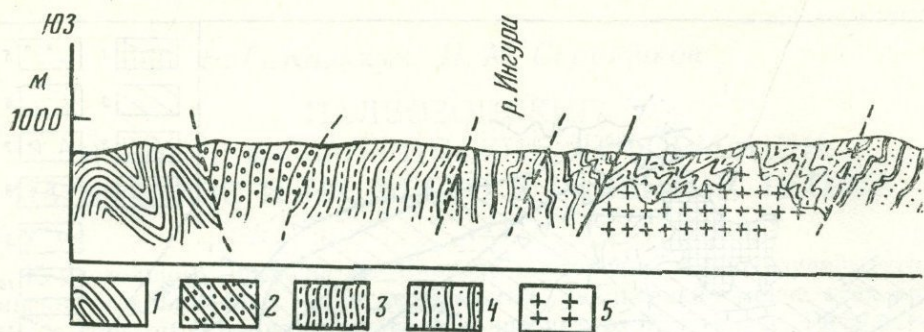


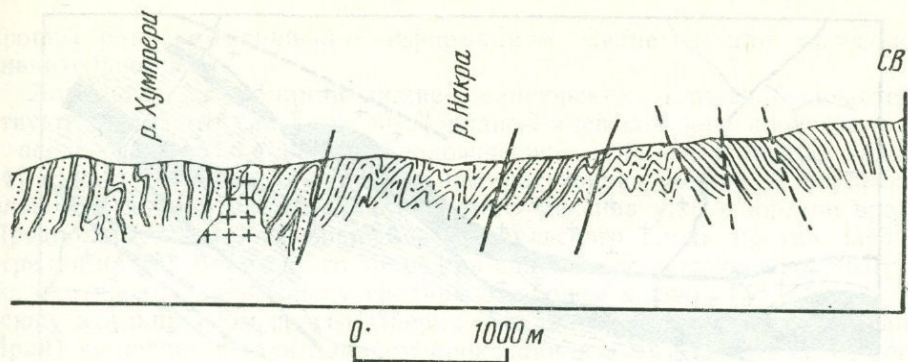
Рис. 2. Геологический разрез вдоль р. Ингури (по линии I—I)

1 — нижнеюрские отложения; 2, 3 — позднепалеозойско-триасовый (пермско-триасовый) комплекс; 4 — терригенная толща верхнего триаса; 5 — вулканогенно-терригенная и терригенная толщи; 6 — среднепалеозойский комплекс; 7 — юрские гранитоиды

были найдены фораминиферы, которые, по определению Х. М. Саидовой, имеют триасовый, скорее всего верхнетриасовый, возраст. Возраст нижележащей части верхнего комплекса остается неустановленным, но не исключено, что он может быть триасовым или пермско-триасовым. Об этом, в частности, свидетельствует большое литологическое сходство этих отложений с вулканогенно-осадочными триасовыми толщами района Анкара—Эльмадаг в Турции [16]. Важно отметить, что в этом районе триасовые осадки также вмещают огромное количество известняковых блоков с фауной карбона и перми. Таким образом, есть основания предполагать, что дизкакая серия объединяет два комплекса, разделенные перерывом, — среднепалеозойский «герцинский» и триасовый (или пермско-триасовый), связанный с постгерцинским развитием. Выявить герцинскую деформацию в дизкакой серии пока не удалось, возможно, она затухивана мощными раннекеммерийскими и альпийскими деформациями.

Структура дизкакой серии определяется наличием многочисленных круто падающих на юг разломов, сопровождающихся мощными зонами милонитизации, дробления, будинирования и смятия пород (рис. 2). На участках сближенных разломов наблюдаются широкие зоны интенсивной деформации, в пределах которых не всегда удается выделить плоскости индивидуальных разломов. Средне- и мелкомасштабные складки в приразломных зонах обнаруживают северную вергентность, что вместе с наклоном плоскостей разломов говорит о взбросовом или надвиговом типе последних и о движении блоков в северном или северо-восточном направлении. Тонкослоистые пластичные породы верхнего (пермско-триасового?) комплекса подверглись особенно интенсивной мелкой складчатости с образованием изоклинальных, часто асимметричных складок шириной от нескольких сантиметров до 0,5—1 м.

По характеру деформации породы дизкакой серии резко отличаются от юрских отложений. В последних развиты в основном крупные складки с южной вергентностью. Плоскости альпийских взбросов и надвигов также наклонены на север. Существенны отличия и по метаморфизму. В дизкакой серии наблюдается ранняя метаморфическая сланцеватость, пересеченная различными системами более позднего альпийского клива-



жа. В юрских породах развит только кливаж, а метаморфизм отвечает уровню аспидных сланцев. Особенно наглядно эти различия выявляются при микроструктурном анализе. Так, ориентировка зерен обломочного кварца в породах дизской серии и нижней юры резко различна.

Базальные конгломераты юры ложатся на разные горизонты дизской серии — от девонских до триасовых. В гальке содержатся дизские филлиты с прожилками кварца, не пересекающими цемента конгломератов. Таким образом, предъюрская деформация, метаморфизм и размыв не вызывают сомнений. В тех разрезах, где ранее предполагались постепенные переходы от толщ дизской серии к юре, контакты тектонические. При этом базальные слои юры срезаются разломами и дизские сланцы (филлиты) контактируют с аспидными сланцами юры. Возникает иллюзия постепенного перехода.

Базальные слои юры датируются ранним лейасом [15]. Находка верхнетриасовой микрофауны в самых верхах дизской серии позволяет отнести время деформации к концу триаса или самому началу юры. Характер деформации указывает на условия меридионального сжатия. В то же время мелкие складки в породах дизской серии имеют, как правило, резко погружающиеся на восток ($130\text{--}140^\circ$), а иногда и субвертикальные шарниры — свидетельство сдвиговой (вдоль простирания) компоненты при сжатии.

Второй район, где можно предполагать проявление позднепалеозойской или раннекембрийской деформации, находится на юго-восточной периферии Дзирульского массива. Последний сложен метаморфическими породами докембрийского(?) возраста, прорванными герцинскими син- и посттектоническими гранитоидами. Чехол массива представлен мелководными осадками мезозоя и кайнозоя. Кроме того, в районе Чиатуры известна толща кварцевых порфиров, сопоставляемая обычно с ранне-среднекаменноугольными вулканитами Храмынского массива [10].

С юго-востока массив ограничен узкой ($15 \times 1,5$ км) Чорчано-Уцлевской зоной, образованной множеством субвертикальных линз различных пород. Здесь представлены кембрийские известняки с археоциатами, филлиты силлурийского и девонского возраста, измененные кварцевые порфиры и туфы, разрозненные члены офиолитовой ассоциации, милонитизированные граниты [1, 7].

По мнению различных исследователей, Чорчано-Уцлевская зона представляет собой систему аллохтонных чешуй [3, 7]. Это обычно обосновывают тем, что выведение офиолитов на поверхность связано с обдук-

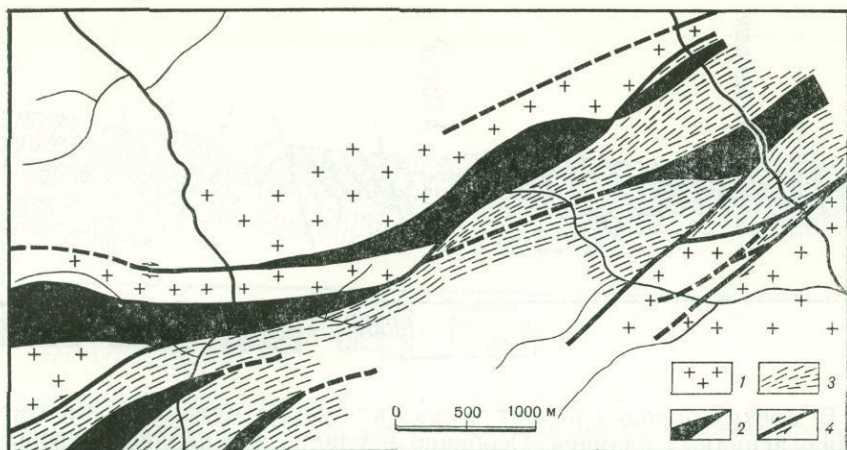


Рис. 3. Строение северо-западного фланга Чорчано-Уцлевской зоны

1 — поздние палевые граниты; 2 — серпентиниты; 3 — метасадочные и метавулканические породы (филлиты, милониты, филлиниты); 4 — разломы; стрелкой указано направление смещения

цией, шарьированием. В то же время очевидно, что большую, возможно главную, роль в процессе деформации играла сдвиговая компонента. Вертикальные, срезающие друг друга разломы, интенсивная милонитизация, наличие зеркал скольжения с характерными зазубринами — все это типично для сдвиговых зон. Ориентировка зазубрин и характер смещения гранитных блоков на северной границе зоны (рис. 3) говорят о том, что сдвиг был правым. Именно со сдвиговыми перемещениями связано совмещение в пределах зоны пород, совершенно не связанных между собой по условиям образования: ультрабазитов, гранитов, кислых туфов и др.

Время деформации на Дзирульском массиве точно не установлено. Важно подчеркнуть сходство геологического строения Дзирульского выступа и герцинского основания Большого Кавказа. В обоих регионах известны сходные метаморфические комплексы, две генерации герцинских гранитоидов (ранние деформации плагиограниты и посттектонические микроклиновые граниты), а также позднепалеозойские кислые вулканы, составляющие, очевидно, часть окраинно-континентального пояса Южной Евразии. Несомненно, Дзирульский выступ и Закавказский массив в целом являлись частью пояса герцинид, испытавших главную деформацию в визейском веке раннего карбона.

В сдвиговую деформацию в Чорчано-Уцлевской зоне вовлечены посттектонические калиевые граниты с возрастом около 320 млн лет [9], постгранитные конгломераты и, возможно, позднепалеозойские вулканы — аналоги чиатурских порфиров [7]. В то же время блоки пород чехла в сдвиговой зоне неизвестны.

Вблизи от нее ранне-среднеюрские отложения местами довольно резко смяты, поставлены на голову, местами же залегают спокойно и не испытали динамометаморфизма. Можно полагать, что сдвиговые перемещения происходили в основном в доюрское время, после среднего карбона. Таким образом, остается неясным, были ли эти движения син-

хронны раннекиммерийским деформациям Сванетии или произошли значительно ранее.

Локальные деформации ниже-среднеюрских отложений свидетельствуют о том, что движения по Чорчано-Уцлевской зоне происходили и в послесреднеюрское время. Геологические и палеомагнитные данные [4] свидетельствуют о значительном расстоянии между Дзирульским блоком и южной частью Закавказского массива уже в юрское время. Предполагается также вращение Дзирульского блока против часовой стрелки на 40° . Время этого вращения надежно не установлено. Возможно, оно происходило между средним карбоном и юрой [5]. Однако повсюду в Альпийском поясе (Иберия, Апулия, Эллиниды, Центральный Иран) вращения с таким знаком происходили в мезозое. Кажется вероятным, что вращение Дзирульского блока, хотя бы частично, также связано с мезозойскими движениями.

Какое же место занимали раннекиммерийские деформации в развитии Кавказа? Прежде всего отметим, что позднепалеозойская — ранне-мезозойская история региона была, очевидно, сложнее, чем это изображается на известных реконструкциях [4]. В разрезах южного склона Большого Кавказа запечатлены следы не одного, а по крайней мере трех разных бассейнов: среднепалеозойского, пермско-триасового, юрского. Среднепалеозойский (девонский или среднекаменноугольный) бассейн представлял собой окраинное море в системе активной окраины Евразии. Как установлено (на Передовом хребте), шарьирование осадков и обдукция океанской коры окраинного моря на Евразийскую окраину происходили в визейском веке в результате столкновения с островной дугой [14]. Уже упоминалось, что в разрезе дизской серии деформация на этом уровне пока не установлена. Последнее можно объяснить двумя обстоятельствами: 1) в бассейне или в части бассейна, где накапливались девонские—каменноугольные осадки дизской серии, визейская деформация была слабой; при этом следует помнить, что первоначальное положение Закавказского массива и связанных с ним осадков дизской серии на Евразийской окраине нам неизвестно — оно могло быть далеким от Кавказа; 2) герцинская деформация была затухевана мощной ранне-киммерийской деформацией.

Образование Чорчано-Уцлевской зоны, скорее всего, может быть связано с коллизией. Известно, что такая коллизия произошла в позднем триасе в районе к востоку от Кавказа в результате приращения Иранского микроконтинента к Евразии. Возможно, что какой-то фрагмент Гондваны (часть Ирана?) столкнулся в это время с Закавказским массивом. В этом случае следует предполагать, что столкновение происходило со значительной правосдвиговой составляющей.

Образование пермско-триасового бассейна произошло в результате раскола герцинского основания (рис. 4). Об этом свидетельствует тот факт, что блоки герцинид (Закавказский массив, Восточные Понтиды) ограничивали с юга северную (прачерноморскую) ветвь бассейна.

По данным Шенгёра [22], офиолиты покрова Кюре в Понтидах представляют океанскую кору северной ветви пермско-триасового бассейна, флишевые толщи Крыма и Добруджи маркируют его северную окраину.

Породы верхнего комплекса в дизской серии близки, как уже отмечалось, к триасовым отложениям района Анкара—Эльмадаг, которые, в свою очередь, являются частью комплекса Каракая. Последний формирует раннекиммерийский складчатый пояс, накапливавшийся в бассейне,

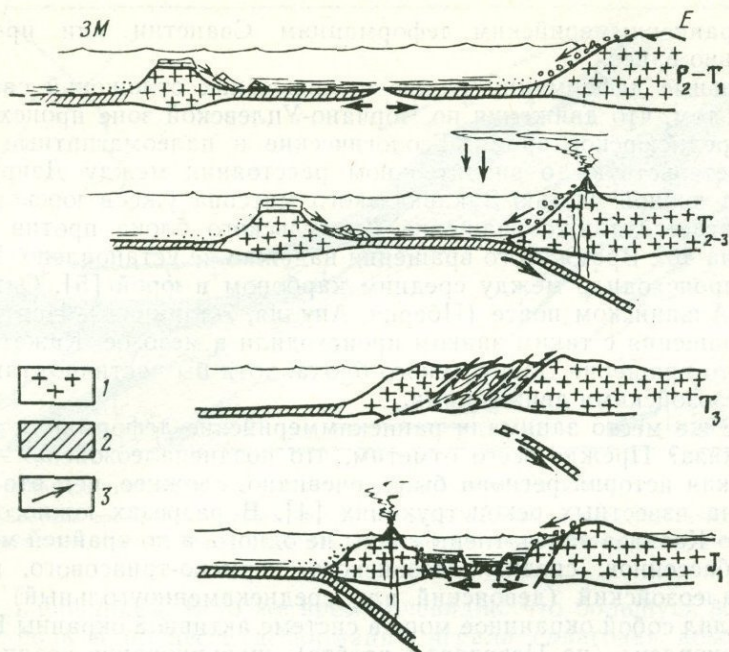


Рис. 4. Схема развития пермско-триасового бассейна

ЗМ — Закавказский массив, Е — окраина Евразии. 1, 2 — литосфера: 1 — континентальная, 2 — океанская; 3 — направление движения литосферных плит

возникшем в результате раскола герцинского основания микроконтинента Сакария [22].

Время раскрытия бассейна Караяя приходится, вероятно, на позднюю пермь и ранний триас, так же датируется раскрытие пермско-триасового бассейна к востоку от Кавказа, в Иранском Копетдаге [21]. Важно отметить, что примерно в это же время происходило образование океанского бассейна в южной части Тетиса, о чем свидетельствует формирование пассивной окраины в Загросе [18], а также рифтогенез в зоне будущего Вардарского океана [20]. Таким образом, пермско-триасовое время для Западного Тетиса было в целом временем расширения, раскрытия. Здесь уместно вспомнить, что палеомагнитные данные свидетельствуют о существенных различиях в конфигурации Пангеи в позднем палеозое и ранней юре. Чтобы уменьшить разброс точек кажущегося положения позднепалеозойских—триасовых полюсов для материков южной и северной групп, раннеюрскую Пангею (ПА) модифицируют, смещая Африку (и всю Гондвану) на восток. При этом западная часть Тетиса сужается или закрывается вовсе. Наиболее известной из таких реконструкций является «Пангея В» (ПВ) Мореля и Ирвинга [19]. Переход от ПВ к ПА сопровождается по этой схеме вращением Гондваны против часовой стрелки праводвиговыми смещениями и расширением океана в Западной части Тетиса (рис. 5). С подобной перестройкой хорошо увязываются данные о раскрытии океанских бассейнов Западного Тетиса в пермско-триасовый период, а возможно, и праводвиговая деформация в Чорчано-Уцлевской зоне. Как видим, последняя предположительно может быть связана с одним из двух событий — со столкно-

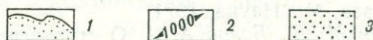
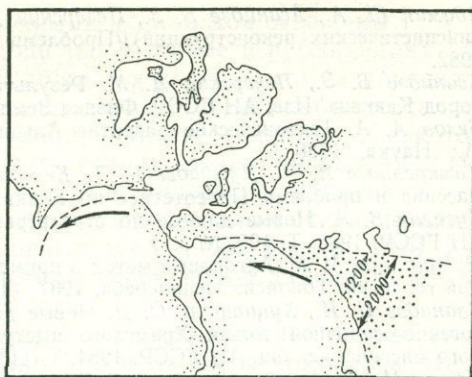
Рис. 5. Одна из возможных реконструкций взаимного расположения южных и северных континентов для позднего палеозоя [20]

1 — границы континентов;

2 — расстояние между Африкой и Евразией;

3 — область Тетиса.

Стрелки указывают направление движения Гондваны при переходе от Пангеи В к Пангее А



влением фрагментов Гондваны и Евразии в позднем палеозое или с раскрытием мезозойского Тетиса. Учитывая крайнюю напряженность деформации — породы оказались по большей части превращенными в милониты или филлониты, кажется более вероятным, что сдвиг происходил в условиях сжатия (столкновения), а не растяжения (раскрытия). Если это так, то Чорчано-Уцлевская зона может рассматриваться в качестве фрагмента сuture Палеотетиса, что близко к взглядам И. П. Гамкрелидзе с соавторами [7].

В среднем—позднем триасе на Евразийской окраине, включая Предкавказье, располагался окраинно-континентальный вулканический пояс [13]. Его развитие можно связать с поглощением океанской коры пермско-триасового бассейна. Длительность субдукции (25 млн лет или более) свидетельствует о значительной ширине бассейна, вряд ли меньшей 500—1000 км. Процесс завершился столкновением Закавказского массива с Евразией, сопровождавшимся деформацией вулканогенно-осадочных толщ. Одновременно произошло столкновение Ирана с Евразией, складчатость триасовых толщ Копетдага. К западу от Кавказа замыкание пермско-триасового бассейна имело место значительно позже — в средней юре.

Присоединение Ирана, Закавказского массива к Евразии привело к перестройке в геодинамической обстановке. Зона поддвига под Евразийскую окраину прекратила существование, новая зона субдукции образовалась южнее Закавказского массива, а в ее тылу в синемюрском веке начал раскрываться Большекавказский задуговой бассейн. Таким образом, к началу юры сложилась обстановка, которая отвечает общепринятым реконструкциям, полученным на основании кинематических данных [17]. В связи с раскрытием юрского бассейна Большого Кавказа-Копетдага вновь происходило отодвигание частей Ирана и Закавказско-Понтийских блоков от Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М., Цимакуридзе Г., Пландерова Е. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзиркульского массива (Грузия)//Geol. рг. Spr. 1980. Sv. 74.
2. Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Н. С.; Вып. 16).
3. Адамия Ш. А. Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами//Физические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985.

4. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинстастических реконструкций)//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
5. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Кавказа//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10.
6. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1980.
7. Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А. и др. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе//Геотектоника. 1981. № 5.
8. Кутелия З. А. Новые данные по стратиграфии дизской серии (Сванетия)//Сообщ. АН ГССР. 1983. Т. 109, № 3.
9. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 11).
10. Сванидзе Ц. И., Хуцишвили О. Д. Новые данные о каменноугольной флоре вулканогенно-осадочной толщи Храмоского выступа фундамента Закавказского срединного массива//Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 113, № 3.
11. Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
12. Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 1.
13. Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднетриасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса//ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5.
14. Хаин В. Е. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа//Геотектоника. 1979. № 4.
15. Чихрадзе Г. А. Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981.
16. Akyurek B., Bilginer E., Akbas B. et al. Ankara-Elmadag Kalecik Dolayinin Temel Jeoloji, Özellikleri//Jeol. Mühendisligi. 1984. Sayı (N) 20.
17. Evolution of Tethys./Ed. X. Le Pichon. A. S. Monin//Tectonophysics. 1986. Vol. 123.
18. Kazmin V., Ricou L.-E., Sborshikov I. M. Structure and evolution of the passive margin of the Eastern Tethys//Ibid.
19. Morel P., Irving E. Paleomagnetism and the evolution of Pangea//J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86.
20. Mountrakis D. The Pelagonian zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean//J. Geol. 1986. Vol. 94, N 3.
21. Rutner A. W. The Pre-Liassic basement of the Eastern Kopet Dagh Range//Neues. Geol. und Paläontol. Abh. 1984. Bd. 168, N 2/3.
22. Sengör A. M. C., Yilmaz Y., Sungurlu O. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of the Paleo-Tethys//Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1984. N 17.

УДК 551.24

О. А. Елистратов

ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАЛЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Офиолитовая ассоциация Передового хребта Северного Кавказа расположена в междуречье рек Чилик-Аксаут. Ассоциация включает группу среднепалеозойских пород океанического типа — ультрабазиты, базальты, габброиды, а также осадочные породы. Ниже будут рассмотрены в основном геолого-петрохимические особенности, палеоструктурное и палеовулканологическое положение вулканитов.

Общие черты геологии и петрохимии вулканитов освещены Г. А. Михеевым, Н. В. Быковым, Г. А. Гриценко, а также в публикациях [1—4, 8—11]. Указанные исследователи пришли к выводу, что базальтоиды по петрохимическим особенностям принадлежат к группе низкокалиевых высокотитанистых слабо дифференцированных толеитов с некоторым отклонением к известково-щелочному тренду фракционирования. Наряду с базальтами отмечалось присутствие андезитов, дацитов и туфов. Сходными особенностями обладают вулканиты малых океанических бассейнов тыловых растяжений островных дуг [2]. По мнению Е. В. Хаина [10], разрыв времени между формированием пород дайкового комплекса и излиянием лав не устанавливается.

В результате наших исследований с использованием большого объема оригинальных данных показано, что вулканиты комплекса относятся по крайней мере к трем типам океанических пород — к низко-, средне- и высокотитанистым толеитовым базальтам и к субщелочным породам, в которых присутствует более поздняя и более дифференцированная субвулканическая ассоциация кварцсодержащих диабазов и низкокалиевых риодацитов.

Различаются вулканиты снизу вверх по разрезу: касеевские, тебердинские, карабекские и верхней толщи карабекской свиты (*krb'*). Касеевские вулканиты включают базальтовые порфириды в количестве около 30%, андезиты — 10, кварцевые диабазы — 30, диабазы — 2, дациты и риодациты — 15, туфы андезитов — 3% общего объема свиты. Базальты свиты в основном лейкократовые, как правило, рассланцованные, а по р. Большой Зеленчук с подушечной и трубообразной текстурой. Часто порода миндалекаменная.

Андезитовые порфириды составляют большую часть разреза свиты по р. Богословской. Мощность потока достигает 12 м. Текстура породы массивная, с хорошо выраженной пластовой, иногда матрацевидной отдельностью. Структура породы порфировая. Вкрапленники представлены широкими табличками плагиоклаза. Основная масса породы апоинтерсертальная. Там же обнаружены туфы среднего состава, в которых преобладают литокласты с микрофелъзитовой основной массой.

Дациты, риодациты и риолиты локализованы в диабазах и базальтах. Мощность тел достигает 15 м, количество их в объеме свиты 25%. Породы имеют порфировую структуру, массивную текстуру. Порфировые вкрапленники состоят из плагиоклаза.

Тебердинские вулканиты представлены андезитовыми порфиридами (1% объема свиты), кварцпорфировыми риолитами (1%), туфами основного и среднего состава (суммарный объем туфов достигает 20% объема свиты). Вулканогенный материал различного состава присутствует в туффитах (5%) и в метапесчаниках (в небольших количествах). Андезитовые порфириды образуют маломощные тела (0,2—1,5 м) в районе рек Линевой и Маруха. Порода плитчатая, с порфировой структурой.

Крупнопорфировые дацитовые порфириды (см. таблицу, № 11), мощностью тел до 2 м и протяженностью в сотни метров, залегают в средней части туфов в бассейне р. Маруха. Текстура породы сланцеватая, вкрапленники плагиоклаза размером 0,5—7 мм составляют 20% объема породы. Структура бластопорфировая, с лепидогранобластовой основной массой.

Кварцевые риолиты (см. таблицу, № 12) составляют пластовые тела мощностью до 1 м в бассейне р. Маруха в средней части свиты. Туфы

Химический состав некоторых магматических пород офиолитовой ассоциации Передового хребта Северного Кавказа

Порода	№ п/п	Количество образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	П.п.п.	Сумма
Касаевские вулканы																
Базальтовые порфиры	1	10	51,9	15,61	0,76	3,05	3,95	0,13	0,13	6,31	5,4	0,22	5,33	0,13	6,34	99,98
Андезитовые порфиры	2	1	63	14,8	0,61	3,68	0,52	0,12	0,12	3,95	2,5	0,1	5,77	0,1	4,28	99,46
Туфы	3	1	64,1	13,5	0,55	6	0,84	0,09	0,11	2,29	3,54	0,18	4,99	0,59	3,4	100,1
Кварцсодержащие диабазы из силлов	4	11	56,42	16,15	0,89	5,63	2,76	0,17	0,16	4,36	4,11	0,27	4,78	0,11	4,04	99,93
Диабазы из силлов	5	4	49,25	15,4	0,65	4,14	3,42	0,07	0,17	8,06	10,68	0,17	3,69	0,1	5,32	100,1
Габброиды	6	9	51,25	16,39	0,67	4,88	2,3	0,08	0,15	8,53	7,77	0,22	4,36	0,1	3,69	100,2
Риодациты	7	7	67,98	14,3	0,53	3,45	2,04	0,13	0,17	2,77	1,71	0,16	5,33	0,18	2,06	100,29
Риолиты	8	1	73,7	13,6	0,28	2,7	0,37	0,06	0,03	0,9	0,72	0,16	6,7	0,1	1,46	100,7
Кварцсодержащие диабазы из даек	9	2	56,6	17	0,85	5,32	2	0,11	0,15	7,4	4,1	0,18	3,6	0,002	2,69	100
Тебердинские вулканы																
Туфы	10	12	50,38	16,78	1,05	5,54	3,17	0,11	0,16	8,13	6,73	0,3	4,25	0,1	4,7	100,2
Крупнопорфировые дацитовые порфиры	11	2	58,1	16,2	0,4	2,7	1,68	0,21	0,1	5,39	3,12	1,71	4,99	0,21	5,21	100,05
Кварцпорфировые риолиты	12	1	73,4	12,9	0,25	2	0,88	0,04	0,05	1,89	1,65	0,77	5,5	0,1	2,6	99,93
Карабеские вулканы																
Базальтовые порфиры	13	29	52,8	16,75	1,06	6,01	2,51	0,14	0,16	5,26	6,7	0,29	4,69	0,1	4,34	99,93
Диабазы из силлов	14	17	52,16	16,17	1,07	6,56	2,83	0,06	0,18	5,62	6,4	0,26	4,48	0,16	4,09	100,1
Диабазы кварцсодержащие из силлов	15	9	56,66	15,99	1,08	5,98	2,65	0,12	0,13	4,03	4,76	0,26	4,69	0,44	3,32	100,1
Диабазы из даек	16	3	54,67	17	1,01	3,87	8,19	0,12	0,14	7,02	6,25	0,12	3,3	0,35	3,68	99,76
Диабазы кварцсодержащие из даек	17	5	56,88	15,78	1,27	5,91	2,76	0,13	0,11	6,05	3,65	0,19	4,03	0,63	3,19	100,12
Андезитовые порфиры	18	1	61,7	15,3	1,07	4,97	1,88	0,38	0,17	3,36	2,78	0,16	5,84	0,2	2,23	100,1
Риодациты	19	7	72,44	12,96	0,36	2,32	1,18	0,07	0,05	1,38	9,95	0,17	7,01	0,1	1,5	99,92
Дациты	20	1	67,8	13,25	0,62	1,98	2,4	0,18	0,07	5,07	1,6	0,1	4,22	1,1	1,68	99,57
Габброиды	21	6	54,68	16,52	1,16	5,81	2,97	0,2	0,15	6,11	4,8	0,26	5,16	0,1	3,33	100,11
Карабеские вулканы толщи <i>krb'</i>																
Базальтовые порфиры	22	6	48,1	16,02	1,33	7,63	2,19	0,11	0,17	9,64	7,76	0,51	2,91	0,1	4,5	99,83
Спилиты	23	3	48,1	16,8	2,13	6,98	3,06	0,27	0,16	8,83	5,75	0,78	3,7	0,1	3,16	99,7
Базальтовые порфиры	24	3	49,23	18,25	1,15	4,67	1,81	0,16	0,18	7,17	4,25	2,83	4,04	0,1	6,45	100,17

развиты преимущественно (до 90% мощности) в правобережной части р. Маруха и (меньшей мощности) по р. Большой Зеленчук. Различаются метатифы основного и среднего состава, преимущественно кристаллокластические. Текстура пород полосчатая, сланцеватая.

Карабекские вулканиды включают базальтовые порфириды (в том числе спилиты и вариолиты), занимающие около 60% объема свиты, гиалокластиты — 1%, диабазы — 30%, туфы — 1%, дацитовые и риодацитовые порфириды — 10%.

Базальтовые порфириды, как правило, сланцеватые, иногда миндалекаменные. Суммарная мощность тел меняется от первых метров до 0,8 км. Средняя мощность отдельных тел около 8 м. Различаются плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые разновидности базальтов. Подавляющее большинство относится к плагиоклазовой разновидности. Присутствуют также базальты с вариолитовой и спилитовой основной массой.

Гиалокластиты сопровождают подушечные лавы по ручьям Дымук-Чат и Богословскому. Лавобрекчия базальтов представлена мелкообломочными породами с размером обломков до 5 см. Максимальная мощность этих тел в районе рек Чилик, Кяфар и ручья Дымук-Чат до 10 м.

Карабекские диабазы повсеместно залегают на базальтовых порфиридах. Отдельные маломощные тела встречаются и в толще базальтов. Общая мощность диабазов по рекам Богословская, Маруха, Кяфар достигает 0,6 км. Вверх по разрезу силлы диабазов постепенно сменяются габброндами с редкими дайками диабазов (мощностью до 2 м). В отличие от базальтовых порфиритов диабазы, как правило, массивные и более крупнозернистые. Зернистость уменьшается к краевым частям тел. Иногда видны зоны закалки. Миндалины в этих породах редки, микроскопически различаются диабазы, диабазовые порфириды и кварцсодержащие диабазы.

Дациты и риодациты локализованы в базальтовых порфиридах и диабазах. Мощность тел составляет 0,5—10 м. Количество их в объеме свиты достигает 10%.

Вулканиды верхней толщи карабекской свиты Кяфар-Агурского района представлены преимущественно порфиоровыми базальтами. В средней части толщи наблюдается подушечная отдельность. Там же базальты чередуются с туфопесчаниками и филлитами. Мощность толщи около 0,5 км.

В данной статье использовано 120 оригинальных проб химических анализов, из них 22 пробы проанализированы рентгенофлуоресцентным анализом на приборе VRA—2.

Базальтоиды претерпели зеленокаменные преобразования (региональная пропилитизация, спилитизация), при которых должны происходить изменения первичного состава.

Для выяснения характера этих изменений построены диаграммы (рис. 1, 2). Большая часть проб на первой диаграмме расположена практически параллельно тренду альбитизации базальтового стекла в рамках изохорической модели. Породы толщи k_{gb}' не затронуты процессами спилитизации и пропилитизации. В вулканидах касеевской и карабекской свит весьма мобильными в этих процессах оказались CaO , Na_2O , SiO_2 , мобильными — P_2O_5 , Al_2O_3 , K_2O , немобильными — TiO_2 , MgO , FeO + $+Fe_2O_3$.

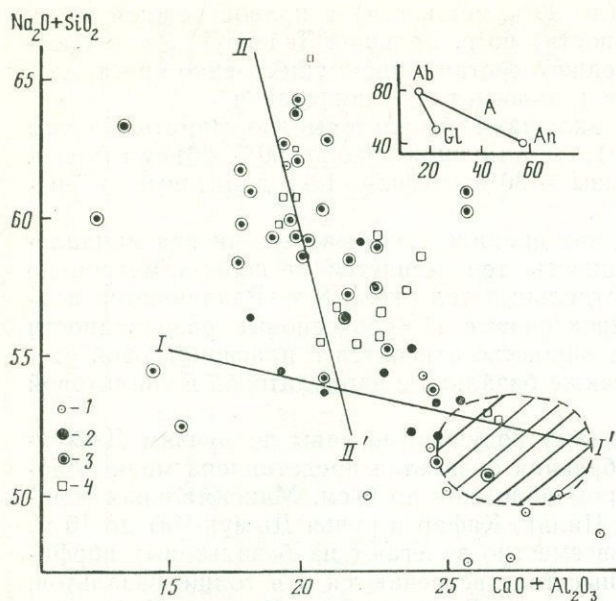


Рис. 1. Оценка степени альбитизации базальтоидов офиолитового комплекса

- 1 — 3 — базальты;
 1 — толщи *krb'*,
 2 — карабекские,
 3 — касавские;
 4 — дибазы касавские и карабекские.
 I — I' — тренд малоизмененных пород;
 II — II' — тренд спилитизации.
 Заштриховано поле низкокальциевых толентов океанов
 На врезке:
 А — изменения состава низкокальциевых плагиоклазов,
 Б — изохорическая модель замещения стекла низкокальциевого толента альбитом

При петрохимическом анализе рассмотрены те петрогенные окислы, которые относительно инертны при зеленокаменном метаморфизме, и некоторые микроэлементы.

На диаграмме (рис. 3) показаны карабекские и касавские породы (базальты, андезито-базальты, андезиты, дибазы, кварцсодержащие дибазы, габброиды из силлов, а также дибазы из даек в габбро и габбро архызского массива). Предполагается, что отношение Al_2O_3/TiO_2 является величиной, характеризующей процессы первичной дифференциации. По содержанию P_2O_5 можно косвенно судить о степени обогащения породы летучими [7]. На диаграмме уверенно различаются породы карабекской и касавской свит. Дибазы и габброиды, в том числе дибазы из даек в зоне чередования габбро и дибазов (в верхней части разреза карабекской свиты), находятся в поле карабекских базальтов, силлы габброидов и кварцсодержащих дибазов в касавских базальтах — в поле касавских базальтов. Незначительные вариации составов внутри свит, видимо, объясняются фракционной кристаллизацией. Различия же между свитами более существенны.

Среднее содержание некоторых элементов по 15 пробам карабекских базальтов равно: Sr — 110, Rb — 10, Zr — 115 г/т и близко к материнскому субстрату срединно-океанических толеитов при некоторой островодужной тенденции, что видно также на диаграмме $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 4). В карабекских вулканитах проявлена в основном толеитовая тенденция, а в касавских — слабощелочная направленность фракционирования. В касавских базальтоидах по сравнению с карабекскими островодужная специфика более выражена. В некоторых недонасыщенных кремнеземом касавских вулканитах отмечается нормативный нефелин.

Ряд проб толщи *krb'* обеднен Zr (76 г/т), но одновременно содержит повышенные концентрации Sr (360 г/т), отчасти Rb (22 г/т) и K. Эти

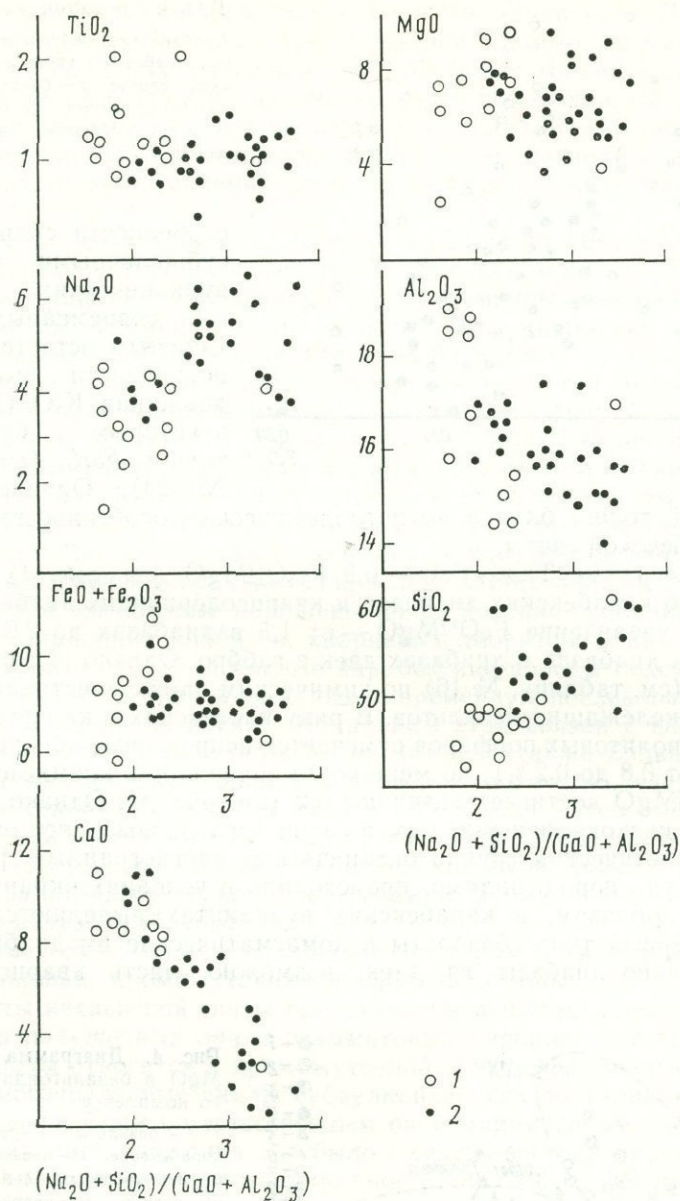


Рис. 2. Изменение содержаний главных петрогенных элементов в базальтоидах в зависимости от коэффициента спилитизации

1 — базальты *krb'*; 2 — базальты и диабазы карабекские и касавские

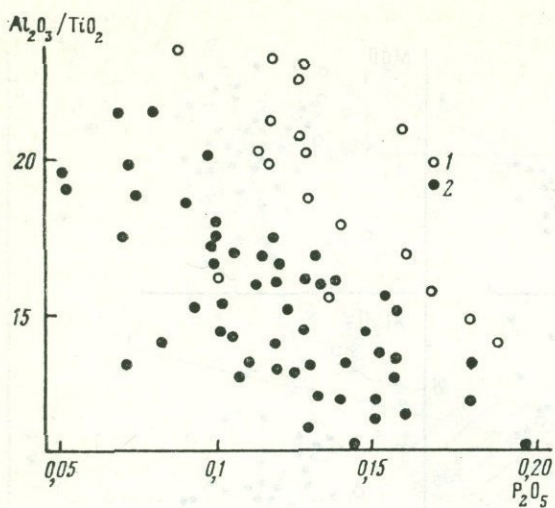


Рис. 3. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — P_2O_5 в базальтоидах

1 — базальты, кварцсодержащие диабазы, диабазы и габброиды из касеевской свиты; 2 — базальты, кварцсодержащие диабазы из силлов и даек, габброиды из карабекской свиты

особенности сближают их с субщелочными базальтами вулканических подводных гор современных океанов. Спорным остается вопрос о первичности высокого содержания K_2O (до 2,9%) в некоторых базальтоидах толщи *kbr'* (см. таблицу, № 24). Однако большая

часть этой толщи близка по петрохимическим особенностям к базальтам карабекской свиты.

На диаграмме TiO_2 — FeO — $0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (см. рис. 4) в большей части проб карабекских диабазов и кварцсодержащих диабазов прослеживается увеличение FeO^*/MgO — от 1,5 в диабазах до 2,9 в кварцсодержащих диабазах и диабазах даек в габбро. Однако ряд проб из даек в габбро (см. таблицу, № 16) по химическим характеристикам неотличимы от нижележащих базальтов. В ряду касеевских и карабекских дацитовых и риолитовых порфиров отмечается непрерывное обеднение окисью титана (от 0,8 до 0,2%); по мере роста содержаний кремнезема отношение FeO^*/MgO достигает величины 6,2 (см. рис. 4). Однако эти породы остаются низкокальциевыми, что, на наш взгляд, позволяет отнести их к единой генетической группе океанических плагиогранитов [6]. Формирование этих пород, видимо, происходило в условиях окраинного моря.

Таким образом, в карабекских вулканитах выделяются три типа пород. Первый тип — базальты и комагматические им диабазы из силлов, частично диабазы из даек, возможно, часть кварцсодержащих

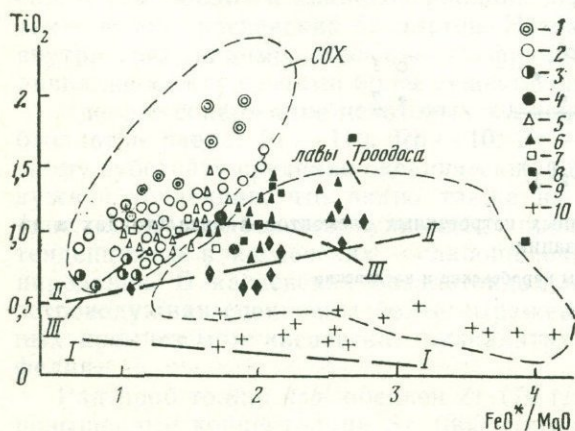


Рис. 4. Диаграмма TiO_2 — FeO^*/MgO в базальтоидах офиолитового комплекса

1—3 — базальты: 1 — толщи *kbr'*, 2 — карабекские, 3 — касеевские; 4 — карабекские андезиты; 5—9 — диабазы: 5 — из силлов, 6 — кварцсодержащие из силлов, 7 — из даек, 8 — кварцсодержащие из даек, 9 — кварцсодержащие из силлов касеевской свиты; 10 — дациты и риолиты из касеевской и карабекской свит. Области с направленностью фракционирования: I — известково-щелочной, II — промежуточной известково-щелочной, III — толеитовой

диабазов и габброидов сопоставимы с базальтоидами современной зоны перехода от СОХ к окраинному морю типа Филиппинского. Другой тип кварцсодержащих диабазов из даек и силлов, видимо, не имеет эффузивных аналогов. В них отношение FeO^*/MgO превышает величину 1,6. Однако эти породы, видимо, входят во фракционированный ряд карабекских базальтоидов ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ менее 20) и являются его более поздними дифференциатами. Третий тип пород, объединяющий ряд от дацитов к риолитам, не комплементарен фракционному ряду карабекских базальтоидов.

Особое положение занимают базальтоиды толщи *krb'*, петрохимические особенности которой соответствуют зоне перехода от СОХ к внутриплитному вулканизму подводных гор современных океанов.

К касеевскому времени, видимо, относится формирование группы пород дацит-риолитового ряда в карабекских базальтах. Петрохимические особенности касеевских вулканитов близки к условиям формирования отгороженного окраинного моря [5], а химизм — к типу *TMORB*.

Тебердинские вулканиты представлены последовательно дифференцированной формацией с высоким коэффициентом explosивности (см. таблицу, № 10—12). Химизм туфов соответствует базальтоидам океанического типа. Вулканиты, видимо, формировались в зоне перехода от океанической к островодужной обстановке вблизи континентального склона.

Так как в касеевских вулканитах прослеживается непрерывный ряд — лавы базальтов, на которые наложены более поздние субвулканические тела кварцсодержащих диабазов, кварцевых диоритов, дацитов, риодацитов, риолитов и габбро, а кислые карабекские породы похожи на касеевские, можно представить следующую временную последовательность образования вулканитов и свит. Начальный этап связан с формированием карабекских лав базальтов и андезитов, а также большей части комагматических им интрузивных диабазов и, возможно, части кварцсодержащих диабазов из силлов, даек и габброидов, затем происходило становление среднетитанистых кварцсодержащих диабазов из силлов, после чего, видимо, извергались тебердинские вулканиты и затем касеевские базальтоиды, где наиболее поздним формированием является архызский интрузивный комплекс.

По отношению к магмовыводящим структурам в свитах выделяются околожерловая, промежуточная и удаленная зоны.

Вулканиты касеевской свиты представлены фациями лавовых покровов, потоков подушечных лав и псаммитовых пирокластических выбросов. Эти породы относятся к промежуточной зоне. Эффузивные породы вмещают многочисленные силлы субвулканических образований архызского комплекса. Судя по естественным окончаниям трубчатых лав, основное направление движения лав было с северо-востока на юго-восток, в этом же направлении возрастает мощность лав от 0 до 200 м на интервале 10 км.

Вулканиты тебердинской свиты принадлежат к промежуточной и удаленной зонам. По аналогии с древними и современными вулканическими поясами пирокластические и пирокласто-осадочные фации, с которыми ассоциируют маломощные лавы андезитов и кварц-порфировых риолитов, очевидно, представляют собой шлейф палеовулкана центрального типа. В южном и западном направлении вулканиты постепенно исчезают из разреза. Судя по увеличению мощности вулканитов в северо-восточ-

ном направлении, туфогенные фации с глинисто-карбонатными осадками могут смениться кремнисто-эффузивными.

В субвулканитах карабекской свиты можно выделить по распределению фаций и мощностей с севера на юг околожерловую, промежуточную и удаленную зоны. Мощность свиты снижается от 1 км в околожерловой зоне до нескольких десятков метров в удаленной зоне. В околожерловой зоне нижняя часть разреза сложена потоковыми лавами базальтов и отдельных маломощных тел андезитов, выше следуют подушечные и трубообразные лавы с гиалокластитами, вариолитами, лавобрекчией базальтов, на них залегает зона мощностью 100—250 м чередования силлов, иногда даек диабазов и габброидов, комагматичных лавам. Верх разреза представлен массивом габбро архызского комплекса с дайками среднего состава. Кроме того, отдельные маломощные тела интрузивных диабазов и габбро-диабазов присутствуют в лавах. Зона имеет ширину до 1 км и протягивается в северо-западном направлении на 15 км. Основная жерловая линейная магмовыводящая зона эродирована.

Промежуточная зона расположена южнее околожерловой и также протягивается в северо-западном направлении. Средняя ширина зоны около 9 км. В ее пределах разрез свиты сложен лишь пластовыми телами эффузивов, имеющими суммарную мощность до 200 м. Силловая (субвулканическая) фация содержит тот же набор пород, что и в околожерловой зоне, но гораздо меньшей мощности (до 30 м).

Удаленная зона наблюдается в бассейне р. Архыз, на хребте Абишира-Ахуба. Зона представлена чередованием вулканитов и терригенных пород (в основном филлитов), общая мощность которых около 60 м.

Текстурные особенности карабекских лав с преобладанием покровов массивных лав над потоками с подушечной отдельностью соответствуют типу Восточно-Тихоокеанского поднятия, где подушечные лавы слагают невысокие вулканические холмы с пологими склонами, а покровы массивных лав и лавовые озера заполняют вытянутые вдоль оси рифта депрессии [8].

Вулканисты толщи *krb'* представлены удаленной зоной и частично промежуточной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. и др. Эволюция магматизма и геодинамика палеоостроводужных систем Кавказа//Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Недра, 1983.
2. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д., Кекелия М. А. и др. Периокеанические комплексы Палеотетиса в структурах Кавказа//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985.
3. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа//Геотектоника. 1976. № 2.
4. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П. и др. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа//Сов. геология. 1974. № 1.
5. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
7. Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И. Химический и редкоземельный состав базальтоидов реки Мулдак (Южные Мугоджары)//История развития Уральского палеоокеана. М., 1984.
8. Матвеенков В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга//Геотектоника. 1983. № 4.

9. Снежко Е. А., Тамбиев А. С. Основные черты строения колчеданосных вулканических формаций палеозоя Северного Кавказа//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12.
10. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984.
11. Хильтов Ю. Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса. М.; Л., 1959.

УДК 551.24

Ю. Я. Потапенко, Г. А. Михеев

ОФИОЛИТЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА: АЛЛОХТОН ИЛИ АВТОХТОН ?¹

Стратиграфическая схема доверхнепалеозойских отложений зоны Передового хребта, выработанная к началу 70-х годов [5], включала несколько девонских и нижнекаменноугольных свит, находящихся в стратиграфических соотношениях. В середине 70-х годов представления о структуре Передового хребта были пересмотрены в свете идей тектоники плит, постулирующей важную роль горизонтальных движений и доскладчатых покровов. Границы между свитами стали интерпретироваться большей частью как тектонические, а зона Передового хребта — как пакет покровов. Под названием Марухского тектонического покрова выделены [6] зеленокаменно-измененные терригенно-вулканические толщи, залегающие структурно выше фаунистически охарактеризованных фаменско-турнейских отложений. Одним из главных аргументов явилось обнаружение в поле развития этих толщ верхнесилурийских [7], а затем и нижнесилурийских [12] граптолитов. Вулканико-осадочные образования, гипербазиты, габброиды Марухского покрова были объединены в единый офиолитовый комплекс [3], имеющий опрокинутое залегание. Юго-западнее и структурно выше Марухского покрова залегает Ацгаринский покров [2], сложенный породами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Детализировавший эти построения Е. В. Хаин [11] считает, что покров (мегапластина) офиолитов заключен между нижней островодужной ($D-C_1$) и верхней (Ацгаринский покров, PZ_1 ?) мегапластнами Передового хребта. В основании офиолитовой мегапластины расположен маломощный покров кремнисто-терригенных пород силура, состоящий из пластин: 1) касеевских вулканитов и 2) терригенно-сланцевой. В соб-

¹ Статью Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеева по формальным причинам можно было бы и не принимать к опубликованию, поскольку авторы лишь заявили свой доклад на III семинаре по геодинамике Кавказа, опубликовали тезисы, но огласить его в последнюю минуту отказались (Г. А. Михеев). И материал, носящий остродискуссионный характер, оказался вне широкого обсуждения и критики. Однако редколлегия сборника, руководствуясь демократическими принципами, сочла возможным включить данную работу в сборник трудов семинара, но вместе с тем обратилась к специалистам, стоящим на противоположных позициях, с просьбой изложить в этом же издании их критические соображения по поводу поднятых Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеевым вопросов (см. следующую статью — А. А. Белова и В. Л. Омельченко). — *Примеч. редколлегии.*

ственно офиолитовом покрове (мегапластине) выделены четыре чешуи (снизу вверх): зеленых сланцев (тебердинская свита), вулканитов (карабекская свита), габброидов и гипербазитов [11].

В настоящее время точка зрения об аллохтонном и опрокинутом залегании офиолитового комплекса принята в большинстве публикаций. На ее основе предложены различные геодинамические модели развития Кавказа в доальпийские этапы [1—3, 11 и др.]. Гипотезы шарьяжного строения зоны Передового хребта подразумевают, что: 1) офиолитовый комплекс представляет собой тектонически перемещенный фрагмент океанической коры с триединой ассоциацией гипербазиты—габбро—базальты; 2) офиолитовый покров, поскольку он опрокинут, образовался из громадной лежащей складки (нижнее перевернутое крыло антиклинали или верхнее — синклинали); 3) надвиги произошли до главной фазы герцинской складчатости.

Авторами в 1979—1986 гг. повторно обследованы все выходы офиолитов Передового хребта. В настоящей статье изложены преимущественно литостратиграфические данные, играющие первостепенную роль при оценке достоверности надвиговой гипотезы.

По нашим представлениям, породы офиолитового комплекса входят в состав двух серий, различающихся по литологии и степени метаморфизма и в то же время сходных по общей направленности развития процессов осадконакопления и вулканизма. Для серий целесообразно восстановить названия, предлагавшиеся в 1964 г. С. М. Кропачевым. Северная, или нарат-эшикская, серия, имеющая раннекарбоновый возраст, состоит из трех свит — кыркольской, касаевской и марухской; южная, или речепстинская (условно среднепалеозойская), серия — из тебердинской, карабекской и чиликской свит. Обе серии залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего девона — турне. Стратиграфический контакт кыркольской свиты с подстилающим комплексом общепризнан; аналогичный контакт, по нашим наблюдениям, имеет и речепстинская серия на хребте Абишира-Ахуба и по р. Теберде (рис. 1). В современной структуре соотношения между сериями тектонические: речепстинская по пологому надвигу надвинута на нарат-эшикскую. Неотъемлемыми составляющими обеих серий и офиолитового комплекса в целом являются свиты толеитовых базальтов — касаевская и карабекская.

Перед характеристикой строения серий коснемся проблемы ориентировки стратиграфического вектора в разрезе офиолитов.

Представление об опрокинутом залегании офиолитов Передового хребта базируется на последовательности магматических пород, обратной наблюдаемой в разрезах классических офиолитов, и на морфологии подушечной отдельности базальтов [3]. Первый признак неприменим к офиолитам Передового хребта, поскольку в них нет кумулятивных гипербазитов и габбро, а имеющиеся массивы габбро заведомо интрузивные и более поздние, чем базальты. Следовательно, ассоциация гипербазиты—габбро—базальты не образует субслоистую триединую последовательность. Второй признак — морфология подушечной отдельности — оказался ненадежным: в пределах одной и той же пачки лав или даже небольших обнажений мы наблюдали и «нормально залегающие» и «опрокинутые» подушки.

Изучение других локальных признаков (слоистость, следы местных перемывов, кристаллизационная дифференциация) свидетельствует о

нормальном, а не об опрокинутом залегании вулканогенно-осадочных толщ офиолитового комплекса. В частности, отсортированная слоистость обнаружена в песчаниках марухской свиты р. Кыфар-Агур, местные перемывы — в кыркольской свите р. Богословской и в тебердинской свите р. Кол. В касеевской свите встречено пластовое тело пироксеносодержащих диабазов с отчетливыми признаками кристаллизационной дифференциации. Опираясь на эти данные, мы принимаем наблюдаемую в современной структуре последовательность свит как первичную.

В нарат-эшикской серии во многих местах сохранились стратиграфические контакты между слагающими ее свитами. Кыркольская свита представлена преимущественно терригенными породами с подчиненными им горизонтами известняков. В основании свиты залегает пачка кварцевых гравелитов и конгломератов. Впервые ее обнаружил Г. А. Михеев в 1956 г. при крупномасштабной геологической съемке междуречья Зеленчук—Маруха. С. М. Кропачев [9] и Д. С. Кизельвальтер (1964 г.) установили более широкое распространение кварцевых гравелитов от р. Кыфар-Агур

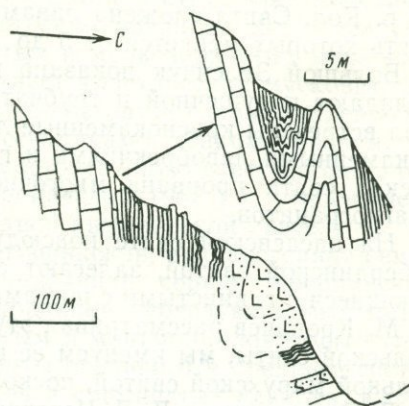


Рис. 1. Стратиграфический контакт фаменско-турнейских известняков с тебердинской свитой (р. Теберда, севернее карьера белого мрамора)

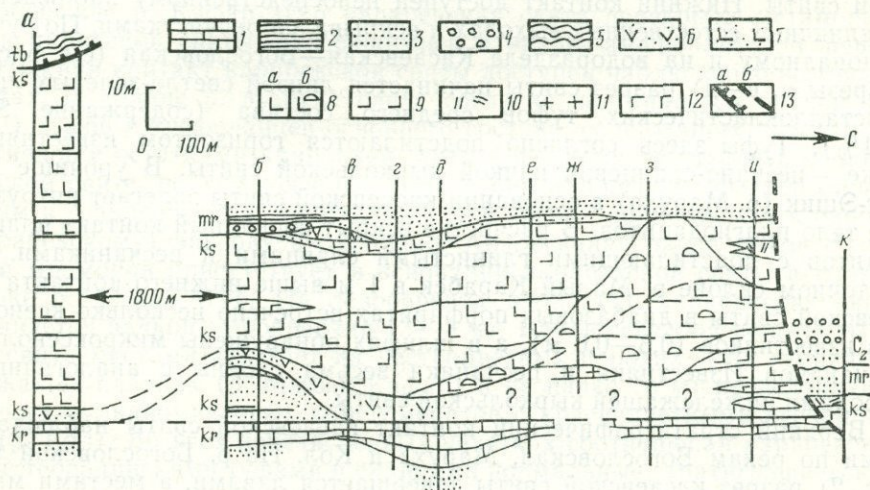


Рис. 2. Строение касеевской свиты на левобережье р. Большой Зеленчук (ручьи касеевский, Богословский, Водопадный)

1 — известняки; 2 — глинистые и алевритистые сланцы; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — сланцы серицит-хлорит-кварцевые; 6 — туфы среднего состава; 7 — туфы основного состава; 8 — базальты и андезиты-базальты с пластовой (а) и подушечной (б) отдельностью; 9 — диабазы; 10 — дациты; 11 — плагнограниты; 12 — габбро; 13 — разломы: надвиги (а) и сбросы (б); а-к — линии послойных разрезов; свиты: ks — касеевская, kr — кыркольская, mr — марухская, tb — тебердинская

до р. Теберды и восточнее. Базальная пачка залегает без углового несогласия, но иногда с размывом (р. Кол) на девонской пастуховской свите и содержит гальку фаменских (пастуховских) известняков. Мощность базальной пачки достигает 30—75 м.

Вышележащая касаяевская свита распространена в междуречье Большой Зеленчук — Маруха. Западнее небольшие выходы ее известны по р. Кяфар-Агур, а крайний восточный выход обнаружен нами в 1986 г. по р. Кол. Свита сложена лавами андезито-базальтового состава, мощность которых меняется от 5 до 180 м. Строение свиты на левобережье р. Большой Зеленчук показано на рис. 2. Отдельные лавовые потоки обладают подушечной и трубчатой отдельностью. По рекам Маруха и Кол встречены краснокаменные лавы, по р. Кол они чередуются с краснокаменными лавобрекчиями и глинисто-кремнистыми породами. Касаяевская свита прорвана многочисленными телами габбро, диабазов и плагиогранитов.

На касаяевской свите повсюду, где она не перекрыта тектонически тебердинской свитой, залегают серые слюдястые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и алевролитами (мощность до 200 м). С. М. Кропачев рассматривал эту толщу в качестве верхней пачки кыркольской свиты, мы именуем ее вслед за И. И. Грековым [5] самостоятельной марухской свитой, поскольку касаяевские вулканиты переведены В. Л. Омельченко и Л. Д. Чегодаевым в ранг свиты. В песчаниках нередко отпечатки неопределимой наземной флоры. Песчанистость свиты убывает с севера на юг. В северных выходах свита перекрыта средним карбоном, а в южных (по тектоническому контакту) — тебердинской свитой.

Рассмотрим теперь характер нижнего и верхнего контакта касаяевской свиты. Нижний контакт доступен непосредственному наблюдению в единичных естественных выходах и вскрывался расчистками. По ручью Водопадному и на водоразделе Касаяевская—Богословская (см. рис. 2, разрезы а, в—д) разрез свиты начинается линзой светло-зеленых литокристаллокластических туфов среднего состава (содержание SiO_2 64,1%). Туфы здесь согласно подстилаются горизонтом известняков, реже — песчано-сланцевой пачкой кыркольской свиты. В урочище Нарат-Эшик (р. Маруха) в основании касаяевской свиты залегает интрузивное тело плагиодацитов. В расчистке вскрыт сорванный контакт плагиодацитов с подстилающими глинистыми сланцами и песчаниками. На восточном склоне р. Малый Карабек в 1 м выше нижнего контакта касаяевской свиты в диабазовых порфиритах встречено несколько ксенолитов известняков (0,3—0,6 м), а в шлифах обнаружены микроксенолиты песчаников. Известняки и песчаники весьма сходны с аналогичными породами нижележащей кыркольской свиты.

Верхний стратиграфический контакт касаяевской свиты наблюдался нами по рекам Богословская, Маруха и Кол. По р. Богословской (см. рис. 2) разрез касаяевской свиты завершается лавами, а местами маломощными (0,5 м) прослоями туфов, выше которых залегают песчаники марухской свиты. В 15—20 м от этого контакта Л. Д. Чегодаев (1982 г.) указывает флору из рода *Cyclostigma* (D_3 —C) и споры карбонового возраста. На западном склоне горы Малый Карабек на касаяевских базальтоидах, имеющих апогиалопилитовую структуру, без признаков тектонических подвижек залегает пачка (10 м) плагиоклаз-кварцевых песчаников. В 2 м выше контакта песчаники вмещают пластовое тело (1,5 м)

базальтоидов с апоинтерсертальной структурой. В верхней части пачки песчаников имеется пологая зона дробления и катаклаза, после нее песчаники постепенно сменяются толщей глинистых сланцев с прослоями алевролитов.

Сравнительное изучение кыркольских и марухских песчаников показало их идентичность по минеральному составу и структуре. Кластический материал представлен преимущественно кварцем, далее следуют плагиоклаз, обломки глинисто-кремнистых и мелкозернистых мусковит-кварцевых сланцев; постоянно присутствует кластический мусковит, нередко гидратированный биотит. Близки по составу и глинисто-алевролитовые осадки, переслаивающиеся с песчаниками. Таким образом, до выделения касавских вулканитов в самостоятельную свиту вполне правомерной была точка зрения С. М. Кропачева (1962 г.), относившего песчаники, вмещающие вулканиты, к одной кыркольской свите.

В речепстинской серии, как и в нарат-эшикской, вулканогенная свита занимает среднюю часть разреза. Начинаящая серию тебердинская свита (150—600 м) представлена чередованием субграувакковых метапесчаников, филлитов (по гидрослюдистым и монтмориллонитовым глинам), туфогенных пород (туфы и туффиты основного и среднего состава), маломощных горизонтов известняков и кремнистых сланцев. Карабекская свита (100—850 м) сложена лавами базальтового состава зачастую с подушечной и иногда с трубчатой отдельностью. В верхах ее разреза (р. Дымук-Чат) встречены гиалокластиты (до 20 м) и краснокаменные лаво- и туфобрекчии (более 5 м). С востока на запад степень метаморфизма вулканитов постепенно возрастает от пренит-пумпеллитовой (р. Маруха) до эпидот-амфиболитовой (р. Кяфар) фации. На левобережье р. Кяфар-Агур карабекская свита перекрыта метаморфитами чиликской свиты, относящимися к эпидот-амфиболитовой фации.

Нижний контакт карабекской свиты доступен наблюдению во многих местах. В долине р. Маруха свита согласно подстилается пачкой (до 70 м) туфов и туфосланцев основного состава, содержащих прослои известняков с остатками криноидей. Хотя туфы принято относить к тебердинской свите, по химическому составу они аналогичны вышележащим лавам и с палеовулканологической точки зрения принадлежат к одному (карабекскому) эпизоду вулканизма. Аналогичная пачка туфов с линзами мраморов присутствует в основании карабекской свиты в правом истоке р. Кяфар-Агур. На левобережье этой реки карабекская свита начинается пачкой туфобрекчий (3—4 м). Вдоль северной полосы выходов свиты местами залегает на пестроцветных породах — на гематитосодержащих сланцах (р. Малый Кяфар) и на пачке (6 м) переслаивания зеленых вулканомиковых конгломератов с красноцветными песчаниками (р. Кол). Во всех перечисленных участках соотношения карабекских лав с тебердинскими туфами и сланцами нормальные стратиграфические, без признаков тектонических подвижек. Заметим, что Е. В. Хаин [11] в отличие от других сторонников шарьяжной гипотезы также склоняется в пользу стратиграфических соотношений названных свит.

Верхний контакт карабекской свиты представляет особый интерес. В большинстве случаев карабекские вулканиты вверх по разрезу сменяются интрузивными телами диабазов и габбро, что в шарьяжной гипотезе означало переход вниз по разрезу к третьему слою океанической коры. Поэтому принципиальное значение приобретает район левобережья р. Кяфар-Агур, где амфиболизированные вулканиты карабекской

свиты перекрыты толщей (200 м) слюдяных, амфиболовых сланцев и микрогнейсов, аналогичных чиликской (по С. М. Кропачеву) свите Ацгаринского покрова. Важно подчеркнуть, что чиликская свита содержит прослой метапесчаников, аналогичных по составу и структуре метапесчаникам тебердинской свиты. С другой стороны, метабазиты Ацгаринского покрова по петрохимическим признакам обнаруживают близкое сходство с базитами офиолитовой ассоциации Марухского покрова [13]. Возможно, левобережье р. Кяфар-Агур является тем «мостиком», который позволит вернуться к первоначальным представлениям о стратиграфическом единстве толщ, обособляемых сейчас в Ацгаринский и Марухский покровы.

Изложенное показывает, что вулканы офиолитового комплекса входят в состав соответствующих серий как стратиграфические подразделения, а не как тектонические пластины. Касаевские вулканы ассоциируют со слабо метаморфизованными мелководными фациями, а карабекские — с более мористыми и сильнее метаморфизованными. Поскольку обе рассмотренные серии имеют стратиграфические контакты с фамен-турнейскими породами Передового хребта, необходимо проанализировать имеющиеся палеонтологические данные в пользу докарбонного возраста тебердинской свиты.

Палеонтологические остатки силурийского и девонского возраста [6, 12 и др.] собраны в полосе, протягивающейся вдоль тектонического контакта тебердинской и марухской свит. По р. Гидам граптолитсодержащие сланцы отделены от девонских толщ интрузивными диабазами и габбро. В других местонахождениях фауны геологическая обстановка недостаточно ясна. На правобережье р. Маруха граптолитсодержащие флиты, возможно, переотложены, как и в более восточных районах Передового хребта — по рекам Кубань и Тохана [10]. В кремнистых сланцах, несомненно входящих в состав тебердинской свиты (реки Кяфар-Агур, Кол), обнаружить граптолиты не удастся. Лишь по р. Кол Л. Д. Чегодаев собрал в них радиолярии, по заключению Б. И. Садрисламова аналогичные радиоляриям из силурийских толщ Южного Урала. Однако следует учитывать, что недавно возраст этих толщ «омоложен» по конодонтам до девона.

Итак, можно сделать следующие выводы. Новые данные о внутреннем строении вулканогенно-терригенных серий офиолитового комплекса Передового хребта противоречат аллохтонной гипотезе, трактующей офиолиты как тектонический фрагмент первично-стратифицированной океанической коры. Не подтвердилось и представление об опрокинутом залегании офиолитов.

Офиолиты находятся на месте своего образования, т. е. продуцирование их происходило через транскоровые разломы в пределах зоны Передового хребта и по времени, возможно, было синхронно раннекарбонному рифтогенезу Южного Урала [8].

Толетовые базальтоиды карабекской и в особенности касаевской свит изливались в мелководный морской (окраинного типа) бассейн, дно которого располагалось выше критической глубины карбонатакопления. Вулканическая деятельность не повлияла на характер осадконакопления и расположение области: псаммитовый обломочный материал и до и после извержений был сиалического состава.

Не исключено, что заведомо нижнекарбонная нарат-эшикская серия имела первоначально фациальные соотношения с речепстинской. Много-

численные нарушения первичной стратификации и сорванные контакты внутри офиолитового комплекса являются постметаморфическими син- и постскладчатыми досреднекарбовыми и частично [4] постварисскими.

Необходимы дополнительные исследования по выяснению условий залегания пород с силурийской фауной и по надежной датировке тебердинской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа — состав, строение, становление// Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984.
2. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
3. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа//Геотектоника, 1976. № 2.
4. Белов А. А., Омельченко В. Л. Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнеюрском фундаменте Северного Кавказа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 9.
5. Греков И. И., Лунев А. Л., Михеев Г. А. и др. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6.
6. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П. и др. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа//Сов. геология, 1974. № 2.
7. Дысса Ф. М. Первые находки отдельных граптолитов на Северном Кавказе//Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 3.
8. Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала//ДАН СССР. 1984. Т. 274, № 2.
9. Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба//Тр. Кавк. экспедиции МГУ. 1963. Т. 3.
10. Потапенко Ю. Я. Об олистолитах силурийских фтанитов в северном офиолитовом шве зоны Передового хребта Северного Кавказа//ДАН СССР. 1980. Т. 253, № 5.
11. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984.
12. Чегодаев Л. Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа//Сов. геология. 1977. № 12.
13. Шавишвили И. Д., Абесадзе М. Б., Чхотуа Т. Г. Особенности состава и условия образования метаморфитов Ацгаринского тектонического покрова Передового хребта Северного Кавказа//Тез. докл. III семинара-школы «Геодинамика Кавказа». Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986.

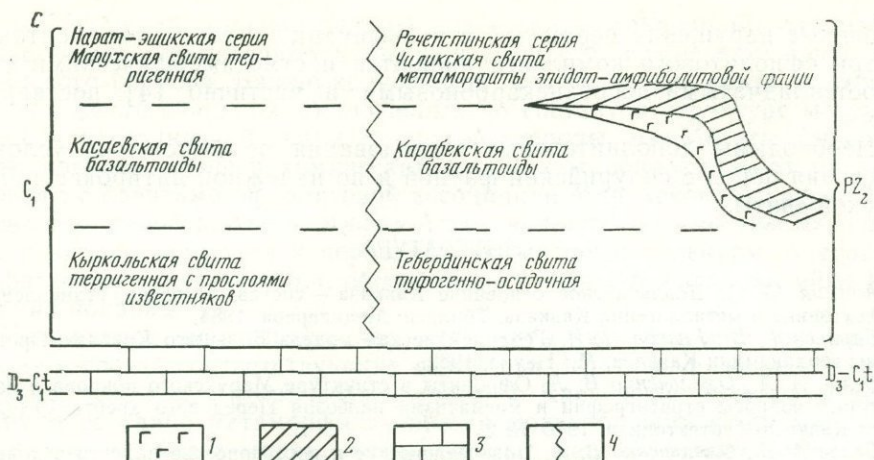
УДК 551.24

А. А. Белов, В. Л. Омельченко

ОФИОЛИТОВЫЙ АЛЛОХТОН ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

(по поводу статьи Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеева)

Прежде всего отметим, что пересмотр представлений о структуре Передового хребта в середине 70-х годов произошел вовсе не под влиянием идей тектоники плит, как утверждают Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеев, а скорее благодаря новому фактическому материалу, подводившему к восстановлению в правах шарьяжного строения горно-складчатых областей (Г. Д. Ажгирей, Г. И. Баранов, И. И. Греков, С. М. Кропачев и др.). И только потом, уже с конца 70-х годов, новые представ-



Стратиграфическая схема по Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михееву

1, 2 — интрузивные габбро (1) и гипербазиты (2); 3 — известняки; 4 — фациальный переход

ления были более прочно связаны с плитовой тектоникой (В. Е. Хаин, Ш. А. Адамия, Ю. В. Карякин и др.). Аналогичный пересмотр взглядов происходил и в других регионах нашей страны — на Урале, Тянь-Шане, Памире, в Карпатах, Саянах, Корьянии — и происходит по сей день.

Оценивая с фактической стороны работу вышеназванных двух авторов, обратимся к материалам по стратиграфии и геологии сложно построенных палеозойских толщ. Офиолиты, которые мы рассматриваем в качестве отдельного аллохтона, они включают в две серии пород (см. рисунок). Представления, зафиксированные в этой схеме, не выдерживают сейчас никакой критики. Кыркольская свита Л. Д. Чегодаевым упразднена, так как являлась сборным понятием, объединявшим и средне- и верхнепалеозойские толщи. Поэтому обсуждение ее нижнего контакта не имеет никакого смысла. Нижний контакт касаяевских толеитовых базальтоидов тектонический, что прекрасно доказывается в критическом для данного вопроса месте — на левобережье балки Богословской. Хотя внешне этот контакт и выглядит как согласный, но самая нижняя часть пласта альбитофиров, лежащих в основании вулканической толщи, метаморфизованных в хлорит-серицитовую субфации фации зеленых сланцев и затронутых гидротермальным низкотемпературным приразломным метасоматозом, представлена милонитами (по альбитофиру).

Милониты залегают непосредственно на турнейских известняках. Это окварцованная и карбонатизированная порода с четко видными лейстами магматического плагиоклаза, она сечется серией средне- и крупнозернистых субпараллельных кварцевых и кварц-альбитовых прожилков с хорошо выраженными механическими деформациями (мозаичное угасание кварца, дробление отдельных зерен и т. д.). И кварцевые прожилки, и милонитизированный альбитофир секутся еще более поздними тонкими карбонатными прожилками. Все виды жилок представляют собой, по мнению С. П. Кориковского, типичный приразломный метасоматоз.

Известняки близ описываемого контакта смяты в пологие лежащие складки, параллельные контакту, а в полуметровой полосе на самом

контакте — в резкие мелкие складки. Под микроскопом видны следы неоднократной перекристаллизации карбонатных минералов. Все это свидетельствует о деформациях течения, испытанных карбонатной толщей при стрессе.

В отношении верхнего контакта касаяевской свиты надо сказать, что мы нигде не наблюдали ее согласное залегание под какими-либо заведомо нижнекаменноугольными толщами. Ее верхний контакт либо тектонический, либо если стратиграфический, то несогласный с верхним палеозоем.

Также везде тектоническим является, по нашим наблюдениям, нижний контакт тебердинской свиты речепстинской серии авторов. Что касается взаимоотношений карабекской и тебердинской свит, чему авторы уделяют внимание, то вопрос об их согласных взаимоотношениях принимается и нами. С нашей точки зрения, они входят в единую офиолитовую ассоциацию. Датируя карабекскую и тебердинскую свиты, с одной стороны, и габбро-гипербазитовую часть офиолитового комплекса — с другой, ранним карбоном, авторы делают близко одновозрастными породы, сформировавшиеся в совершенно различных Р—Т-условиях.

На левобережье р. Кяфар-Агур наблюдаются две офиолитовые пластины, расположенные в разрезе одна под другой. В верхней из них имеются тела и зоны метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой стадий метаморфизма (гранатизированные и амфиболитизированные сланцы по базальтоидам, микроплагиогнейсы, амфиболиты, габбро-амфиболиты и др.). Их образование может быть связано с динамотермальным воздействием при шарьяжеобразовании и с формированием сиенито-диоритов и монзонитов. Эти метаморфиты, видимо, отнесены авторами критикуемой нами статьи к чиликской свите.

Далее, базальты касаяевской толщи в бассейне р. Теберды сменяются выше по склону в опрокинутом залегании мощным (сотни метров) телом габброидов (габбро, габбро-диабазы, габбро-пегматиты), совершенно аналогичных одноименным породам офиолитовой ассоциации, а к северу от горы Лысой того же района габброиды перекрываются гипербазитами. Это позволяет нам и касаяевскую свиту считать не просто петрографическим и стратиграфическим аналогом карабекской свиты, а составной частью офиолитовой триады. Все это приводит к заключению, что в междуречье Кяфар—Теберда в вертикальном срезе имеются три офиолитовые пластины, разделенные надвигами. Добавим также, что породы офиолитового комплекса испытали дополнительные перемещения позже времени их становления в герцинской структуре Передового хребта, в результате чего в междуречье Теберда — Кыркол они тектонически перекрывают верхнепалеозойские (верхневизейские) конгломераты, содержащие их же гальку.

В отношении высказанных сомнений об опрокинутом залегании офиолитов можно сказать следующее.

Габбро-гипербазитовые кумуляты в офиолитовом комплексе установлены И. Д. Шавишвили в бассейне р. Большой Зеленчук, а гораздо раньше упоминались А. А. Каденским и Ю. Н. Хильтовым. Непонятно, почему Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеев считают габбро «заведомо интрузивными»? Там есть разные габбро, а их переход к базальтоидам представляет собой зону многократных инъекций с хорошо развитым пластинчатым комплексом. Особенностью последнего является не параллельность, а сложное переплетение даек. Интрузивные контакты

всех типов габбро для авторов настолько очевидны, что они даже не считают необходимым приводить какую-либо аргументацию. Надо еще заметить, что, как показали исследования последних лет, на Урале, а также в других районах СССР и за рубежом большая часть габбро офиолитовых ассоциаций, как правило, оторваны во времени от формирования ультрабазитов и имеют с ними горячие контакты, т. е. действительно являются интрузивными. Эти габбро обычно связаны тесно во времени и в пространстве с формированием дайковой серии и излияниями базальтов офиолитовой ассоциации. Однако из этого вовсе не следует, что интрузивные габбро офиолитов Передового хребта внедрялись в конце девона — начале карбона, они находятся на своем месте в нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

Морфология подушечной отдельности не может служить решающим критерием нормального или перевернутого залегания эффузивов, в этом Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеев правы. Для решения вопроса по этому признаку нужны многочисленные наблюдения, достаточные для статистического обобщения. По нашим наблюдениям, в большинстве обнажений подушки перевернуты.

Что касается других, локальных признаков, свидетельствующих, по авторам, о нормальном, а не об опрокинутом залегании офиолитов, то в приведенных описаниях имеется ряд недоразумений, связанных с перепутанной стратиграфией. Так, в районе оз. Кыфар-Агур осадочные породы не перекрывают толентовых базальтоидов, куда бы их ни отнести — к касавской или карабекской свите. Поэтому непонятно, что называется в этом районе марухской свитой и какое отношение имеет нормальное залегание песчаников этой неясной в стратиграфическом отношении толщи к определению залегания офиолитовой ассоциации.

Нормальное залегание кыркольской свиты (по Л. Д. Чегодаеву, 1984—1985 гг., это богословская свита) по балке Богословской ничего не говорит нам о залегании офиолитов, так как она тектонически перекрывается, как указывалось выше, вулканитами касавской свиты. Остальные примеры мы не можем комментировать, так как в статье авторов нет точной географической привязки или достаточно подробного описания.

Весь приведенный выше материал, подкрепленный детальным геологическим картированием, с нашей точки зрения, полностью исключает возможность трактовки офиолитов Передового хребта в качестве автохтонных образований.

В заключение следует заметить, что критикуемых нами авторов никак нельзя причислить к верхоглядам или просто слабым геологам. Наоборот, это опытные исследователи, всю жизнь проработавшие на Кавказе и сделавшие там много полезного, и тем опаснее высказываемые ими взгляды. Они провели тщательные наблюдения, многие из которых приведены в рецензируемой статье, но, как нам представляется, часть собранных фактов неправильно интерпретирована, часть приспособлена к ложной стратиграфической схеме, и в целом получилось, что за деревьями они не смогли увидеть леса.

Главное, в чем можно упрекнуть двух опытных геологов, — это в пренебрежении тем, что сделано за последние годы в геологии Северного Кавказа их коллегами. В особенности это касается стратиграфии Передового хребта, разработанной Л. Д. Чегодаевым на качественно совершенно ином, более высоком уровне, чем прежде.

И. Д. Шавишвили, М. Б. Абесадзе, Т. Г. Чхотуа

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД АЦГАРИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОКРОВА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КAVKAZA

В западной части зоны Передового хребта, от истоков р. Кяфар до р. Белой, протягивается прерывистая полоса метаморфизованных пород различного состава, выделенная Г. И. Барановым и И. И. Грековым в Ацгаринский тектонический покров [4]. С метаморфитами ассоциируются интрузивные породы, катаклазированные и милонитизированные в зонах контактов.

Данные о возрасте метаморфических пород Ацгаринского покрова немногочисленны. К-Аг датировки мусковита из гранат-слюдяного сланца кяфарской толщи дают значения возраста 390 млн лет, а амфибола из амфиболита — 470 ± 14 млн лет [8]. Исходя из этих данных, возраст метаморфизма, по-видимому, отвечает раннему—среднему палеозою, поэтому материнские породы, скорее всего, следует относить к нижнему палеозою, а возможно, и к докембрию.

Наиболее полные разрезы метаморфитов Ацгаринского покрова наблюдаются в междуречье Ацгара—Кяфар—Агур (рис. 1), где выделяются (сверху вниз) четыре толщи: кяфарская, речестинская, абширахубская и ацгаринская [8].

Кяфарская толща отделена тектоническими контактами: на западе — от нижележащей речестинской толщи, на востоке — от Чиликской интрузии диорит-тоналитового состава. Эта толща сложена преимущественно крупнопорфиробластическими гранатовыми и гранат-ставролитовыми слюдяно-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, содержащими, как правило, значительное количество хлорита. Встречаются тонкие прослои гранатовых плагиогнейсов, двуполевошпатовых гнейсов [8, 9], а также амфиболитов и плагиоклазовых сланцев с порфиробластами амфибола и граната. В восточной части выхода кяфарской толщи в подолше пластины сланцы перекристаллизованы и имеют мелкозернистый облик. В частности, вместо крупных, четко зональных скелетообразных порфиробластов граната встречаются скопления мелких (нередко идиоморфных) кристаллов, вытянутых полосами вдоль сланцеватости или рассеянных по породе. К этой же зоне приурочены сланцы с фибролитом, а также с порфиробластами кордиерита и плагиоклаза.

В породах устанавливаются следующие минеральные ассоциации: $гр+хл+му+пл+кв$; $гр+хл+му+би+пл+кв$; $гр+би+хл+пл+кв$; $ст+гр+хл+му+би+пл+кв$; $ст+гр+би+кв+пл$; $ст+гр+корд+хл+би+му+пл+кв$; $фибр+гр+би+му+пл+кв$; $хл+би+эп+пл$; $пл+рог_{зел}$; $гр+хл+рог_{с-3}+пл$. В сланцах много рутила, ильменита и турмалина. Порфиробласты граната иногда содержат включения игольчатых рутилов, образующих фигуры «снежного кома»; состав гранатов: альм₆₁₋₆₉гром₁₇₋₁₉пи₁₃₋₁₆спес₁₋₃.

Большая часть минеральных ассоциаций сланцев характерна для эпидот-амфиболитовой фации, но в отдельных случаях присутствуют

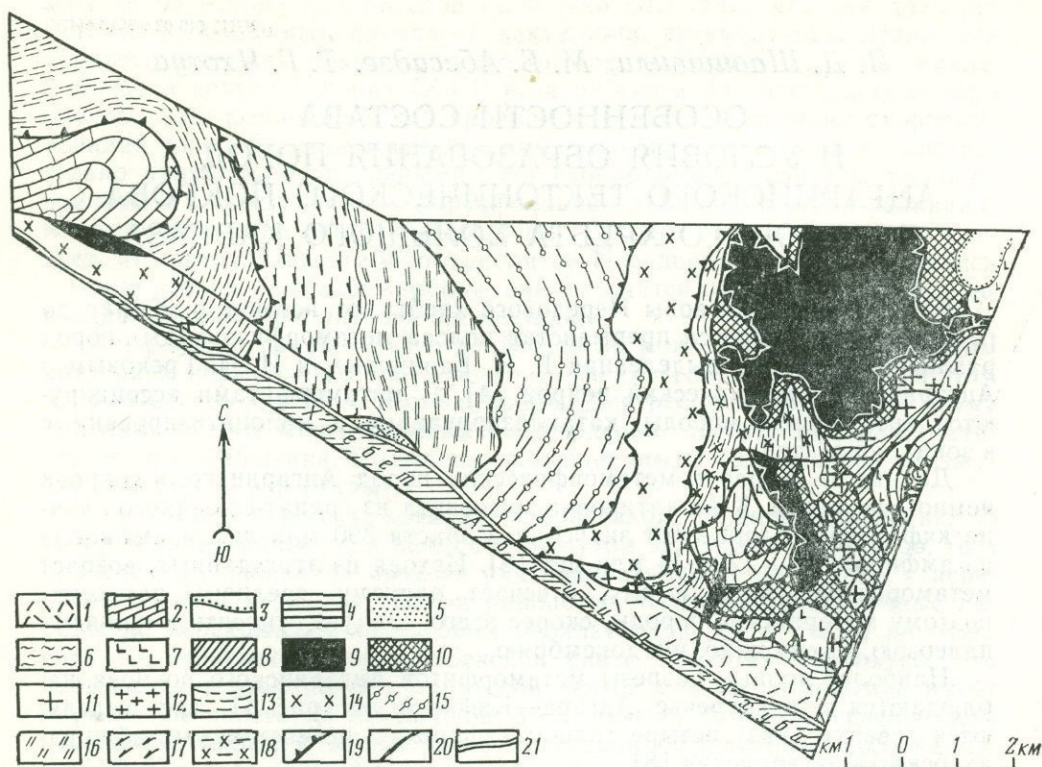


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья рек Кяфар и Ацгара [8] с дополнениями И. Д. Шавишвили

1 — средне-верхнедевонские туфоконгломераты и туфы; 2 — известняки, филлиты, зеленые сланцы фамена — турне; 3 — стратиграфически несогласные границы; 4 — отложения мезозоя; 5 — терригенно-кремнистые отложения силура (?); 6 — зеленые сланцы и филлиты вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации; 7 — базальтоиды вулканического комплекса офиолитовой ассоциации; 8 — габброиды полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации; 9 — ультрабазиты офиолитовой ассоциации; 10 — габбро-амфиболиты офиолитовой ассоциации; 11 — субщелочная интрузивная серия (монцогаббро — сненит); 12 — плагииграниты; 13 — микрогнейсы и сланцы ацгаринской толщи; 14 — диорит-трондьемитовая серия Чиликского массива; 15 — двуслюдяные гранат-ставролитовые и гранат-ставролит-кордиеритовые сланцы кяфарской толщи; 16 — микрогнейсы и сланцы абишира-ахубской толщи; 17 — амфиболиты и амфиболовые сланцы абишира-ахубской толщи; 18 — двуслюдяные гранат-кварц-плагноклазовые сланцы; 19 — надвиги; 20 — взбросы и сбросы; 21 — Тырныауз-Пшекишская система разломов

также парагенезисы амфиболитовой фации (температура метаморфизма, определенная по гранат-ставролитовому палеогеотермометру Л. Л. Перчука, составляет 550°C). Неустойчивость ставролита в ассоциациях с хлоритом, вторичный характер последнего (преимущественно за счет биотита), серицитовые псевдоморфозы по ставролиту в гранат-хлорит-мусковитовых сланцах указывают на регрессивную направленность процессов метаморфизма. Исходя из этого, можно предполагать, что максимальный метаморфизм пород соответствовал низкотемпературной ступени амфиболитовой фации, а диафторез происходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Возникновение фибролита, по-видимому, связано с процессами кислотного выщелачивания [8], которые

происходили на более поздней стадии тектонического перемещения интрузивных и метаморфических пород и, возможно, сопровождались локальным повышением температуры.

Среди метаморфитов, слагающих западные выходы покрова в районе хребта Дженту и р. Киша (приток р. Белой), с описанными породами могут быть сопоставимы крупнокристаллические гранат-хлорит-мусковитовые сланцы (иногда с порфиробластами кордиерита и эпидота), представленные в разрезе хребта Дженту.

Реконструкция первичной природы слюдяных сланцев кяфарской толщи, проведенная с помощью диаграмм [2, 6], показывает, что исходными для сланцев породами являлись граувакковые и пелитовые отложения [1].

Следующая, речепстинская толща состоит в основном из плотных темных мелкозернистых сланцев и микрогнейсов, часто чередующихся в разрезах. Наиболее распространенными являются хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы и микрогнейсы, нередко содержащие гранат и/или биотит. В западном направлении по мере приближения к абишира-ахубской толще появляются прослои амфибол-хлорит-биотит-плагиоклазовых сланцев и микрогнейсов (иногда с гранитом), а также актинолитовых сланцев и амфиболитов.

Минеральные ассоциации пород речепстинской толщи следующие: $\text{сер} + \text{хл} + \text{аб} + \text{кв}$; $\text{эп} - \text{цоиз} + \text{хл} + \text{аб} + \text{кв}$; $\text{би} + \text{хл} + \text{аб} + \text{кв}$; $\text{гр} + \text{сер} + \text{хл} + \text{пл} + \text{кв}$; $\text{гр} + \text{эп} - \text{цоиз} + \text{хл} + \text{му} + \text{аб} + \text{кв}$; $\text{гр} + \text{би} + \text{хл} + \text{пл} + \text{кв}$; $\text{гр} + \text{би} + \text{пл} + \text{кв}$; $\text{эп} - \text{цоиз} + \text{би} + \text{пл} (\pm \text{кв})$; $\text{рог}_{\text{с-а}} + \text{хл} + \text{би} + \text{пл} + \text{кв} (\pm \text{эп}, \text{гр})$; $\text{акт} + \text{би} + \text{хл} + \text{пл} + \text{кв}$; $\text{хл} + \text{би} + \text{му} + \text{пл}$; $\text{рог}_{\text{с-а}} + \text{би} + \text{хл} + \text{пл}$. Как правило, наблюдаются графит, титаномагнетит, ортит, реже карбонат.

В микрогнейсах устанавливаются реликтовые участки литокластических туфов, а также реликты микрофельзитовых структур и фенокристаллов плагиоклаза. Последние представлены сплюснутыми между сланцеватыми полосами, «очками», либо гранулирующимися по краям зернами, постепенно рассасывающимися в тонкоперекристаллизованной основной ткани пород. Все эти признаки свидетельствуют об образовании большинства микрогнейсов за счет эффузивных и пирокластических пород. Реконструкция составов микрогнейсов и сланцев показывает, что исходные образования соответствуют средним изверженным породам, грауваккам и туфам [1].

Метаморфизм толщи в целом отвечает условиям фации зеленых сланцев, причем характерно бессистемное чередование на близких расстояниях пород, принадлежащих к разным субфациям. Исключение составляют «очковые» микрогнейсы из зоны контакта с абишира-ахубской толщей, содержащие ассоциации эпидот-амфиболитовой фации ($\text{рог}_{\text{с-а}} + \text{хл} + \text{би} + \text{пи} + \text{кв} \pm \text{гр}, \text{эп}$). Широкое распространение бластомилонитовых структур свидетельствует о значительной роли тектонических процессов в становлении пород. Диафторез проявляется в хлоритизации граната и биотита.

Западнее, в районе хребта Дженту, микрогнейсы и сланцы образованы преимущественно за счет плагиогранитов. В разрезах нередко наблюдаются переходы от катаклазированных и милонитизированных плагиогнейсов к сланцам и микрогнейсам, в которых сохранены реликтовые участки плагиогранитов.

Микрогнейсы и сланцы бассейна р. Белой интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы; в единичных случаях встречаются реликты

фельзитовых структур. В сланцах доминирует ассоциация $гр+хл+рог_{с-з}+би+пл+кв$.

Речепстинская толща в описываемом разрезе сменяется абишира-ахубской, сложенной амфиболитами и амфиболовыми сланцами, содержащими маломощные прослои графит-биотит-кварцевых и хлорит-карбонат-плагноклазовых сланцев. Изредка встречаются горнблендиты (актинолититы).

По мнению большинства исследователей, переходы между речепстинской и абишира-ахубской толщами постепенные [8, 10, 11], однако мы полагаем, что переслаивание микрогнейсов и амфиболовых сланцев на контакте этих толщ, по-видимому, обусловлено интенсивными тектоническими процессами, приводящими к расчешуиванию метаморфитов. Как будет показано ниже, исходные породы этих метаморфитов сформированы в существенно различных тектонических условиях.

В метабазитах и сланцах представлены следующие минеральные ассоциации: $сф+пл+рог_{с-з}$; $хл+би+пл+рог_{с-з}$; $сф+эп-цоиз+пл+рог_{с-з}(\pm акт)$; $сф+пл+акт$; $эп-цоиз+пл+акт(тр)$; $сф+акт(тр)$; $хл+эп-цоиз+пл+акт$; $грф+би+кв$; $эп-цоиз+хл+пл(\pm кв, сер, гр)$. В породах много карбоната, присутствуют послейные инъекции и линзовидные скопления его, а также секущие жилки, состоящие из карбоната и кварца.

Амфиболиты доминируют в юго-западной части толщи. Среди них встречаются реликтовые участки метаморфизованных габбро и диабазов, а также габбро-амфиболитов (флазер-габбро), близких по минеральному составу к амфиболитам. Магматические структуры этих пород имеют различную степень сохранности, в результате чего можно проследить постепенные переходы структур габбро и диабазов к лепидогранобластовым структурам амфиболитов. Происходит грануляция зерен плагноклаза и перекристаллизация амфиболов в мелкопризматические и игольчатые разности. При этом часть амфиболов уцелевает и представлена крупными, расщепленными по краям кристаллами или зернами, носящими следы вращения, повернутыми под углами к сланцеватости и имеющими как бы обтекаемые эллипсоидальные формы. Сходные преобразования исходных пород в амфиболиты—бластомилониты описаны Е. В. Ханним для габброидов офолитовой ассоциации Передового хребта [8].

Амфиболовые сланцы приурочены к северной части толщи, они представлены в основном актинолитовыми разностями с фибробластовыми структурами. В отдельных случаях встречаются участки с реликтовыми микролитовыми и порфиризовыми структурами, что свидетельствует об эффузивной природе исходных пород.

Мономинеральные горнблендиты (актинолитит-тремолититы), по-видимому, являются метаморфизованными разностями ультраосновных пород.

Процессы метаморфизма исходных габброидов протекали в условиях эпидот-амфиболитовой фации, по структурным признакам породы приближаются к бластомилонитам. В породах толщи развиты также парагенезисы зеленосланцевой фации, возникающие в результате процессов диафтореза, о чем свидетельствует актинолитизация и хлоритизация сине-зеленой роговой обманки. Несмотря на определенную закономерность в распределении пород разных фаций (в южной части толщи преобладают амфиболиты эпидот-амфиболитовой фации, в северной

и восточной — актинолитовые и хлоритовые сланцы), в целом характерным признаком толщи является частое чередование пород, содержащих роговую обманку или актинолит.

Аналогов абишира-ахубской толщи ни на хребте Дженту, ни в разрезе р. Киша не установлено.

Самая нижняя тектоническая пластина сложена ацгаринской толщей, обнажающейся в истоках р. Ацгара. По данным Е. В. Хаина [8], породы толщи имеют тектонические контакты как с вышележащей абишира-ахубской толщей, так и с известняками Передового хребта. Вдоль контактов наблюдаются тектонические клинья серпентинитов. Нами эта толща специально изучению не подвергалась. Вопросы ее состава, метаморфизма и тектоники подробно освещены в ряде работ [7, 8, 11 и др.].

Важнейшей петрогеохимической особенностью базитовых метаморфитов Ацгаринского покрова является их значительная обогащенность железом, приближающая их по составу к феррогаббро. По этому параметру они существенно отличаются от габброидов полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта Большого Кавказа, которые в подавляющем большинстве характеризуются гораздо меньшей железистостью и попадают в поле основных кумулятивных пород офиолитов. Наибольшее сходство по железистости амфиболиты абишира-ахубской толщи проявляют с полосчатыми габброидами и габбро-диабазам р. Белой, а также с феррогаббро полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта, пользующимися ограниченным распространением (рис. 2).

Близкое сходство между амфиболитами абишира-ахубской толщи и габброидами р. Белой устанавливается также и по содержанию титана (рис. 3) и калия (рис. 4). При этом уровень содержания этих элементов в метаморфитах существенно выше, чем в полосчатых габброидах офиолитовой ассоциации Передового хребта, фигуративные точки которых на диаграмме $K_2O - SiO_2$ (см. рис. 4) попадают в поле океанических базальтов и габбро. Примечательно, что феррогаббро офиолитов Передового хребта по содержанию калия значительно беднее амфиболитов и приближаются к составам полосчатых габброидов офиолитов.

Следовательно, по ряду петрогеохимических параметров амфиболиты абишира-ахубской толщи проявляют значительное сходство с полосчатыми габбро и габбро-диабазам р. Белой. Однако рассмотрение соотношений, представленных на диаграмме (рис. 5), показывает, что эти два комплекса резко различаются по такому важному параметру, как уровень содержания фосфора. Метаморфиты Ацгаринского покрова существенно богаче фосфором, нежели высокожелезистые базиты р. Белой и офиолитовой ассоциации Передового хребта, а также чем амфиболиты буульгенской серии Большого Кавказа, аналогами которых считались эти образования [1, 10]. Не могут быть отнесены они и к островодужным образованиям [11], которые обычно характеризуются значительно более низкими значениями содержания титана и фосфора.

Совокупность всех рассмотренных выше петрогеохимических данных показывает, что базитовые метаморфиты Ацгаринского покрова наиболее близки к дифференциатам щелочных оливиновых базальтов, которые пользуются широким распространением на внутриокеанических островах и характеризуются сходными геохимическими параметрами.

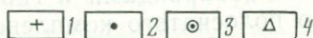
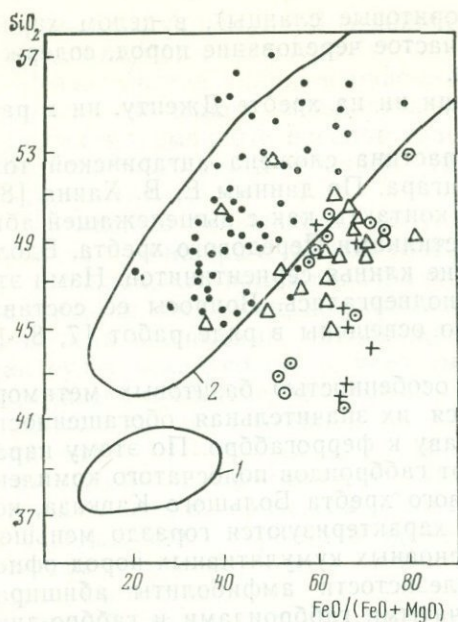


Рис. 2. Зависимость величины железистости от кремнекислотности в кумулятивных породах офиолитов [8]

Фигуративные точки:

- 1 — феррогаббро полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта,
- 2 — габброиды полосчатого комплекса той же ассоциации,
- 3 — полосчатые габброиды р. Белой,
- 4 — базитовые метаморфиты абишира-ахубской толщи; поля:
- 1 — ультраосновные кумуляты,
- 2 — основные кумуляты

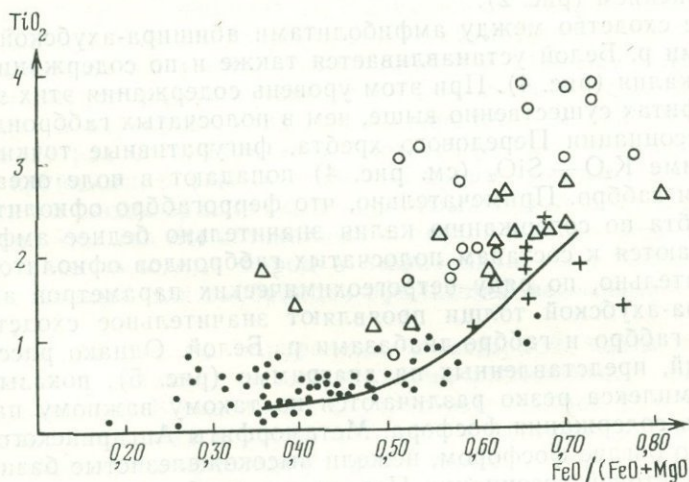


Рис. 3. Зависимость содержания титана от железистости

Условные обозначения см. на рис. 2

Для полной характеристики Ацгаринского тектонического покрова приведем анализ петрогеохимических особенностей интрузивных пород, ассоциирующихся с метаморфитами.

В крайне восточной части покрова, в истоках рек Кяфар и Чилик, интрузивы представлены двумя сериями пород: диорит-кварцевый диорит-тоналит-грандьеит (Чиликский массив) и калишпатовый габбро-монцогаббро-монзонит-сиенит. Породы характеризуются гнейсовидной текстурой, которая обычно совпадает со сланцеватостью вмещающих метаморфитов, что указывает на их участие в тектонических движениях

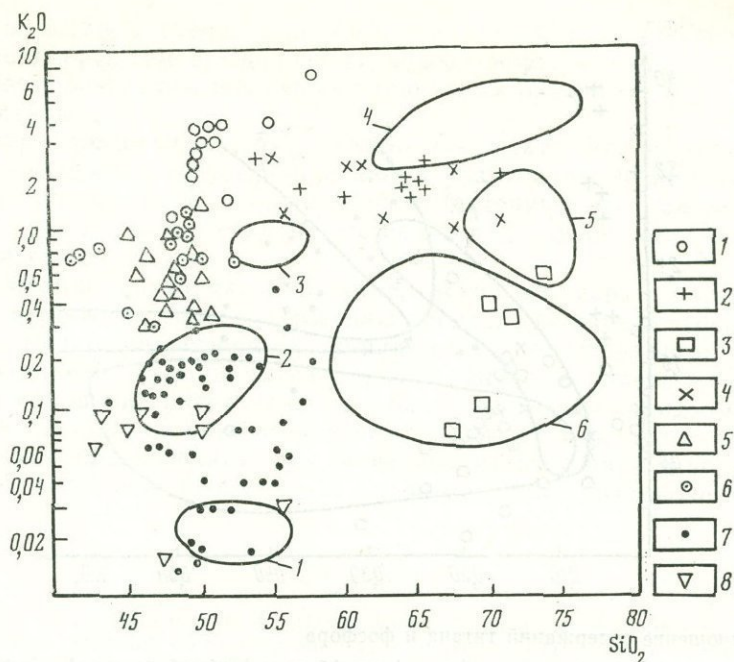


Рис. 4. Отношение содержаний калия и кремнезема в океанических плагиогранитах и близких к ним породах других генетических типов [5]

Фигуративные точки: 1 — субщелочные интрузивные породы серии монцогаббро—сиенит, 2 — интрузивные породы серии диорит—трондьемит Чиликского массива, 3 — тоналиты и трондьемиты хребта Дженту, 4 — интрузивные породы серии диорит—трондьемит р. Киша, 5 — базитовые метаморфиты абишира-ахубской толщи, 6 — полосчатые габброиды р. Белой, 7 — габброиды полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации Передового хребта, 8 — феррогаббро полосчатого комплекса той же ассоциации; поля: 1 — кумулятивные габбро, 2 — субщелочные океанические базальты и габбро, 3 — континентальные толентовые базальты, 4 — континентальные гранофиры, 5 — континентальные трондьемиты, 6 — океанические плагиограниты

совместно с последними [3]. Породы, как правило, интенсивно катаклазированы и милонитизированы, вплоть до образования очковых микрогнейсов и милонитов. Кроме того, габбро-сиенитовые интрузивы нередко образуют в метаморфитах цепочку отдельных тектонитов, напоминающих микробудины. Западнее, на хребте Дженту, интрузивные породы встречаются реже и представлены тоналитами и трондьемитами, которые также значительно катаклазированы и милонитизированы и превращены в микрогнейсы аналогичного состава. В крайне западной части покрова, в разрезе р. Киша, наблюдается серия диорит-кварцевый диорит-тоналит-трондьемит. Здесь породы также претерпевают сильный катаклиз и милонитизацию. Примечательно, что в этом разрезе они ассоциируют с чешуями ультрабазитов и габброидов полосчатого комплекса.

Диориты, тоналиты и трондьемиты — зеленовато-серые, светло-серые среднезернистые породы, состоящие из амфибола, плагиоклаза и кварца; иногда появляется биотит. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, цоизит, серицит, мусковит и карбонат; акцессоры: апатит, магнетит и ильменит. Породы обычно сильно вторично изменены.

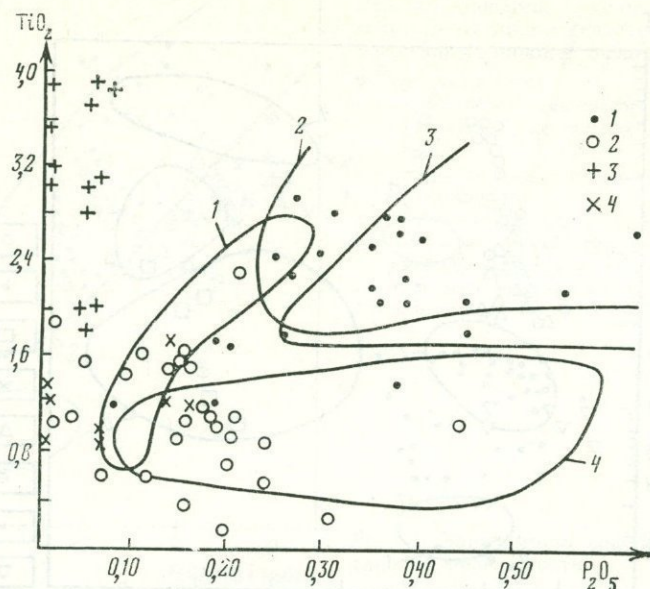


Рис. 5. Отношение содержаний титана и фосфора

Фигуративные точки: 1 — базитовые метаморфиты Абишира-Ахубской толщи, 2 — базитовые метаморфиты буульгенской серии, 3 — феррогаббро полосчатого комплекса р. Белой, 4 — феррогаббро полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации; поля: 1 — океанические толенты, 2 — островодужные толенты, 3 — океанические острова, 4 — континентальные рифты

Монцогаббро, монцониты и сиениты представлены среднезернистыми или порфировидными разностями. Главные породообразующие минералы — роговая обманка, плагиоклаз, калинатовый полевой шпат и кварц; акцессоры: сфен, апатит и рудный минерал. Породы обычно вторично изменены. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, актинолитом, серицитом и карбонатом.

Породы серии диорит-трондьемит Чиликского массива и р. Киша на диаграмме $K_2O - SiO_2$ (см. рис. 4) образуют единое поле, вытянутое от поля континентальных толентов до поля континентальных трондьемитов; наиболее кремнистые разности по уровню содержания калия занимают промежуточную область между полями континентальных гранофилов и трондьемитов. Характерно, что в ряду диорит—трондьемит преимущественного накопления калия не происходит, хотя по содержанию последнего рассматриваемые породы значительно богаче, чем океанические плагиограниты. В этом отношении выделяются тоналиты и трондьемиты хребта Дженту, составы которых попадают в поле океанических плагиогранитов.

Как и следовало ожидать, наиболее щелочными являются калишпатовое габбро, монцогаббро, монцониты и сиениты (субщелочная серия), которые образуют тренд в поле высоких содержаний калия, причем происходит существенное накопление калия (от 2 до 7%) в относительно небольшом интервале кремнекислотности (от 48 до 57%). Характерной особенностью этих пород является высокое содержание фосфора (от 0,34 до 0,88%). Уровень концентрации титана меняется в широких пре-

делах — от 0,22% в сиенитах до 2,6% в монцогаббро. Аналогично базитовым метаморфитам субщелочную серию, скорее всего, следует относить к дифференциатам щелочных оливиновых базальтов внутриокеанических островов.

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что в Ацгаринском тектоническом покрове устанавливаются разнообразные комплексы пород, сформированные в различных палеотектонических режимах. Различный характер метаморфизма, по-видимому, также обусловлен этим обстоятельством.

Образование граувакк и пелитов, исходных пород двуслюдяных сланцев, а также средних изверженных пород, граувакк и туфов, исходных для толщи микрогнейсов, по-видимому, происходило в условиях континентальной окраины активного типа. Вероятно, здесь же происходило формирование интрузивных пород серии диорит-трондьемит. Вместе с тем тоналит-трондьемиты хребта Дженту относятся к типичным океаническим плагиогранитам, а базитовые метаморфиты и породы субщелочной интрузивной серии — к образованиям внутриокеанических островов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадазе М. Б., Кекелия М. А., Мгелашвили Т. Н. и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм)// Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
2. Балашов Ю. А., Кременецкий А. А., Швеи В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов//Геохимия. 1972. № 11.
3. Баранов Г. И. Некоторые особенности взаимоотношения интрузии кварцевых диоритов хребта Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя. Ставрополь: Кн. изд-во, 1959. (Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа; Вып. 9).
4. Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе//Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
5. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
6. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
7. Сомин М. Л. О движениях, формировавших доальпийскую структуру Большого Кавказа//II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
8. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 382).
9. Чесноков С. В., Красивская И. С. Вариссийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985.
10. Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Кецховели Д. Н. и др. Новые данные об Ацгаринском покрове на Северном Кавказе//ДАН СССР. 1984. Т. 274, № 6.
11. Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Кецховели Д. Н. и др. Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5.

С. И. Дотдугев

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА
БОЛЬШОГО КAVKAZA

Большой Кавказ — складчато-покровное горное сооружение, возникшее в позднеальпийскую эпоху сжатия. В него входит южная окраина Скифской плиты, часть Закавказской плиты, а также разделявшая эти плиты в мезозое морская впадина, осадки которой в современной структуре представлены аллохтонными комплексами чехла. В мезозойско-кайнозойской геологической истории горного сооружения в соответствии с изменениями геодинамической обстановки выделяются четыре основных периода: 1) лейас-ааленский период обособления и расширения морского бассейна; 2) байос-батский период сжатия; 3) мальм-эоценовый период регенерации морских условий; 4) олигоцен-голоценовый период сжатия.

Судя по широкому развитию доюрского пенеплена, фиксированного на Центральном Кавказе корой выветривания, перед заложением юрского бассейна на территории, вошедшей в состав горного сооружения, господствовали континентальные условия. Об этом же свидетельствует и серия относительно грубых, фациально изменчивых осадков синемюр-карикского возраста, первоначально залегавшая во всех зонах с размытом и базальным горизонтом и содержащая горизонты вулканических пород преимущественно кислого состава, накапливавшиеся в мелководных и субаэральных условиях.

Лейас-ааленский период обособления и расширения морского бассейна. Лейас-ааленский период обособления и расширения морского бассейна, отличавшийся чрезвычайно бурным развитием геологических процессов, соответствует обстановке интенсивного растяжения, углубления и расширения седиментационного бассейна и состоит из стадии обособления (синемюр—карикс) и стадии углубления и расширения бассейна (домер—аален). По мнению некоторых исследователей, растяжение было незначительным и не вызвало полного разрыва континентальной коры, а привело к ее утонению. Согласно взглядам других геологов [1, 3], растяжение могло быть более значительным, а образовавшаяся вследствие раздвиги Скифской и Закавказской плит Большекавказская рифтовая впадина была аналогична Красноморской. Эта точка зрения подтверждается характером вулканогенно-осадочных пород рифтовой впадины, в пределах которой в лейас-ааленское время в типично морских условиях накопилась мощная толща глинистых осадков и проявился толеит-базальтовый магматизм в форме покровов, силлов и роев параллельных даек. Образование рифтовой впадины, скорее всего, происходило по первому типу раскола континентов (по В. Г. Казьмину [2]).

По условиям осадконакопления и магматической деятельности лейас-ааленский седиментационный бассейн разделяется на ряд крупных фациальных зон, свидетельствующих о его относительно симметричном строении. Формирование этих зон происходило на двух континентальных плитах (Скифской и Закавказской) и в образовавшейся вследствие

их раздвигает рифтовой впадине. Каждая из фациальных зон соответствует крупным элементам киммерийской и альпийской структуры и отличается присущим только ей типом разреза. Переходы между ними в современной структуре, как правило, резкие, но и в то же время в соседних зонах и в целом по всему седиментационному бассейну сохраняются некоторые общие черты.

Во всех зонах стадия обособления морского бассейна отличается грубозернистостью и фациальной изменчивостью осадков, вулканогенные породы развиты широко, но незначительны по объему и представлены как основными, так средними и кислыми разностями с преобладанием туфов и туфобрекчий альбитофинов и кварцевых порфиров. Стадия углубления и расширения морского бассейна отличается накоплением однообразного, существенно глинистого комплекса осадков, включающего во внутренних зонах мощные горизонты эффузивов основного состава.

Произведенные нами реконструкции (рис. 1, 2) показывают, что лейас-ааленские фациальные зоны первоначально располагались субпараллельно и протягивались с западо-северо-запада на востоко-юго-восток в направлении, близком к современному простиранию Большого Кавказа. Изменение их пространственной ориентации и взаиморасположения, а также выклинивание комплекса осадков внутренних зон в средней части центрального сегмента обусловлены последующими тектоническими движениями.

Основными фациальными зонами лейаса—аалена являются: северная и южная прибрежно-морских осадков; северная и южная шельфовых песчано-глинистых осадков; северная и южная прибортовых преимущественно глинистых осадков; глинисто-сланцевая рифтовой впадины.

Скорее всего, в седиментационный период эти фациальные зоны были ограничены глубоко проникающими сбросами (возможно, со сдвиговой составляющей) и более северные из них пересекались зонами правых сдвигов северо-западного простирания — Пшехской, Кабардинской и Западно-Каспийской. Судя по более глубокому размыву доюрских пород в краевых частях прибортовых зон, примыкающих к рифтовой впадине, в стадию обособления морского бассейна возникли ступенчатые горсты, поверхности которых были наклонены в стороны от рифтовой впадины.

Байос-батский период сжатия. Байос-батский период сжатия характеризовался значительной перестройкой структурного плана. Начавшиеся на рубеже аалена и байоса складчатые деформации значительно усилились к концу бата. На Скифской плите были сформированы крупноамплитудные пластины основания и сжатые структуры чехла, ориентированные преимущественно в кавказском направлении. На менее деформированной Закавказской плите возникли протяженные крупные складки широтного простирания. Различие структурного плана наложенных в современной структуре друг на друга континентальных плит свидетельствует об их значительном удалении в период формирования киммерийской структуры и, очевидно, объясняется характером взаимодействия этих плит с располагавшейся между ними рифтовой впадиной. Более интенсивное смятие южной окраины Скифской плиты можно объяснить пододвиганием под нее субстрата рифтовой впадины, сопровождавшимся сближением и шарьированием ее осадков и приращением

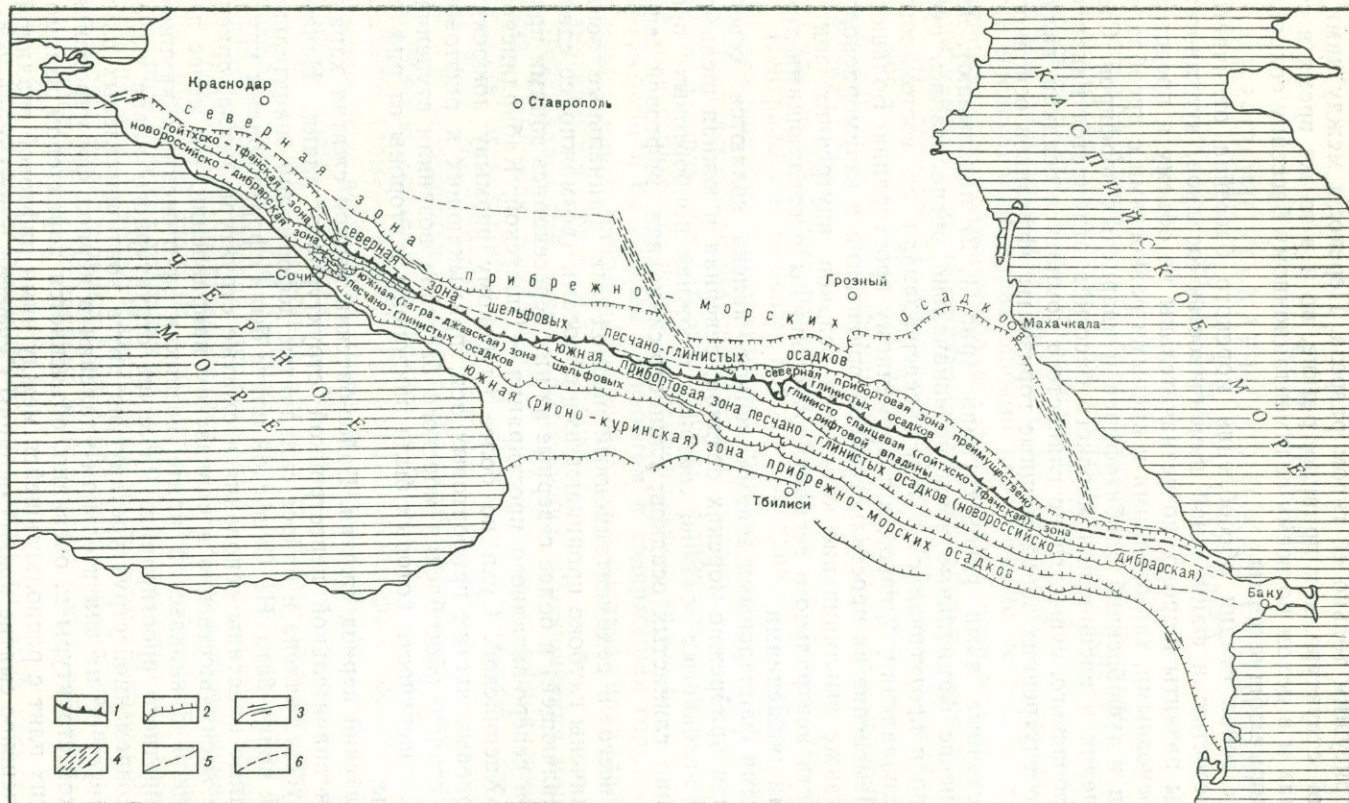


Рис. 1. Схема расположения лейас-ааленских фациальных зон в современной структуре Большого Кавказа

1 — Главный надвиг Большого Кавказа; 2 — крупные надвиги и взбросы; 3 — сдвиги; 4 — предполагаемые сдвиги глубокого заложения; 5 — разломы с неясной морфологией; 6 — нечеткие границы фациальных зон

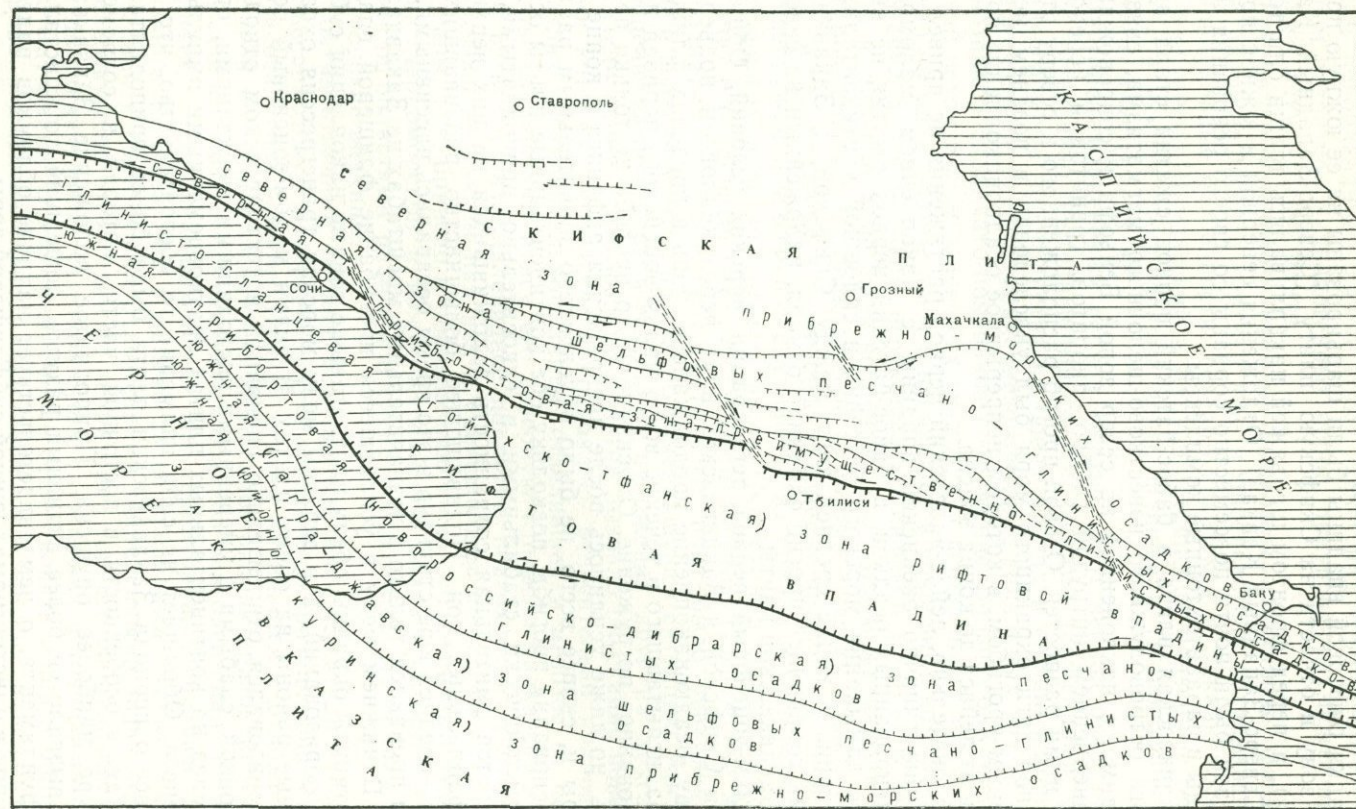


Рис. 2. Реконструкция первоначального расположения лейас-ааленских фациальных зон

их к южной окраине Скифской плиты в виде аллохтонного комплекса (Гойтхско-Тфанский комплекс).

Осадки рифтовой впадины были шарьированы на ее южную прибортовую зону и отчасти на Скифскую плиту (Северо-Западный Кавказ, Осетия), а перед фронтом шарьяжей накапливались толщи олистостромов (Северо-Западный Кавказ). Отложения северной и южной прибортовых зон были почти повсеместно сорваны со своего основания и превращены в параавтохтонные комплексы.

Закавказская плита в байос-батский период сжатия стала ареной мощного островодужного известково-щелочного магматизма, связанного, видимо, с наклоненной на север зоной Беньофа и сопровождавшегося внедрением интрузий габбро, диоритов, гранитов и переходных между ними разностей. Осовой прогиб расположенного к северу от этой островной дуги окраинного моря был унаследован в позднем мезозое флишевым прогибом, в котором непрерывное осадконакопление продолжалось от лейаса до конца эоцена.

Следовательно, лейас-ааленский период растяжения не привел к образованию типично океанской впадины с накоплением маломощных конденсированных осадков, а байос-батский период сжатия не вызвал полного замыкания морского бассейна и сплошной континентализации территории. В конце средней юры между Скифской и Закавказской плитами сохранялся прогиб окраинного моря, наложенный на северную часть Закавказской плиты.

Мальм-эоценовый период регенерации морских условий. Обширные участки Скифской и Закавказской плит перед келловеем подверглись размыву, осадконакопление продолжалось лишь в пределах флишевого прогиба, испытавшего в течение всего мальм-эоценового периода некомпенсированное погружение. Опускание этого прогиба не только продолжалось, но даже усилилось после прекращения рифтинга в конце средней юры и, скорее всего, не было обусловлено значительным растяжением основания прогиба, поскольку обе континентальные плиты оставались тектонически стабильными и относительно приподнятыми, чем объясняется длительная сохранность заложившихся на них верхнеюрских фациальных зон. Подавляющее большинство развивавшихся в ранней—средней юре структур в это время оставались пассивными, вулканизм проявился только в незначительных масштабах на Закавказской плите. В нижнем мелу в усилившееся прогибание флишевой впадины были втянуты окраины обеих плит, ставшие зонами накопления субфлишевых образований, а в верхнем мелу морская трансгрессия охватила обширные районы на обеих плитах. В целом мальм-эоценовый период характеризовался относительно спокойной в тектоническом отношении обстановкой, слабыми и умеренными нисходящими движениями, прерывавшимися на континентальных плитах кратковременными импульсами тектогенеза. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в течение всего периода Закавказская плита была более приподнята, чем Скифская, в особенности в восточной части, которая в современной структуре наиболее опущена. Приподнятое положение Закавказской плиты вызвало ее более активный размыв, дошедший до кристаллического фундамента, о чем свидетельствует наличие обломков палеозойских пород в олистостромах южной субфлишевой зоны.

Мальм-эоценовый комплекс осадков образует мощный относительно однородный структурный этаж, отличающийся от ранне-среднеюрского

резким преобладанием карбонатных пород над терригенными, весьма слабым развитием вулканогенных пород, приуроченных почти исключительно к Закавказской плите.

Для малым-эоценового времени выделены следующие фациальные зоны, заложившиеся в верхней юре и впоследствии сохранившие свои индивидуальные особенности: северо-Кавказская и Закавказская лагуны, Фиштинско-Шаудагский и Ахцу-Дзыхринский барьерные рифы, северная и южная субфлишевые зоны, флишевая (Новороссийско-Дибарская) зона (рис. 3, 4).

Олигоцен-голоценовый период сжатия. Этот период отличался наиболее интенсивно протекавшими тектоническими движениями, охватившими огромные пространства на обеих плитах и сильно изменившими первоначальное расположение мезозойских фациальных зон. В это время возникло складчато-покровное сооружение Большого Кавказа, осадочный чехол малым-эоценовых внутренних фациальных зон был шарьирован на мелководные зоны и превращен в покровные комплексы, а их основание почти целиком перекрылось Скифской плитой. В конце периода в шарьирование были вовлечены и осадки межгорных и краевых прогибов. Обширные, приподнятые в мезозое участки испытали погружение и превратились в межгорные и краевые прогибы; в пределах горного сооружения произошло скупивание материала, в него вошли в виде литосферных пластин краевые части Скифской и Закавказской плит, субстрат и осадочный чехол флишевого прогиба. Погружение же ранее приподнятых участков континентальных плит было реакцией земной коры и верхней мантии на сильно изменившуюся ситуацию. Аномальное утолщение земной коры в результате наложения друг на друга в горных сооружениях литосферных пластин вызвало опускание поверхности Мохо, которая соответственно оказалась относительно приподнятой в пределах континентальной плиты, отделявшей в мезозое от основного ствола Альпийского пояса его северную Крымско-Кавказско-Копетдагскую ветвь. Антиклиналевидное поднятие поверхности мантии сопровождалось раздвигом над ней и уменьшением мощности континентальной коры, т. е. привело к образованию коры субокеанского типа в пределах Черноморской и Южно-Каспийской впадин, которые в мезозое служили областями размыва и сноса обломочного материала в смежные морские впадины.

Континентальный период разделяется на две стадии — олигоцен-среднесарматскую и верхнесармат-голоценовую, различающиеся характером осадконакопления. Первая стадия начинается с отложения мелководной монотонной фаунистически слабо охарактеризованной майкопской серии существенно глинистых осадков олигоцен-нижнемиоценового возраста, накапливавшихся как на территории, вошедшей в состав Большого Кавказа, так и далеко за ее пределами. Майкопская серия, связанная с эоценовыми отложениями постепенными переходами, свидетельствует об отсутствии на территории горного сооружения сколько-нибудь значительных участков суши, служивших источниками обломочного материала. В это время могли существовать лишь изолированные острова, последовательно разраставшиеся в средне- и верхнемиоценовое время, с чем была связана фациальная изменчивость осадков этого времени. Эта стадия привела к замыканию флишевого прогиба и сплошной континентализации земной коры. К концу этой стадии пришли в соприкосновение (столкновение) участки Скифской и Закавказской плит,

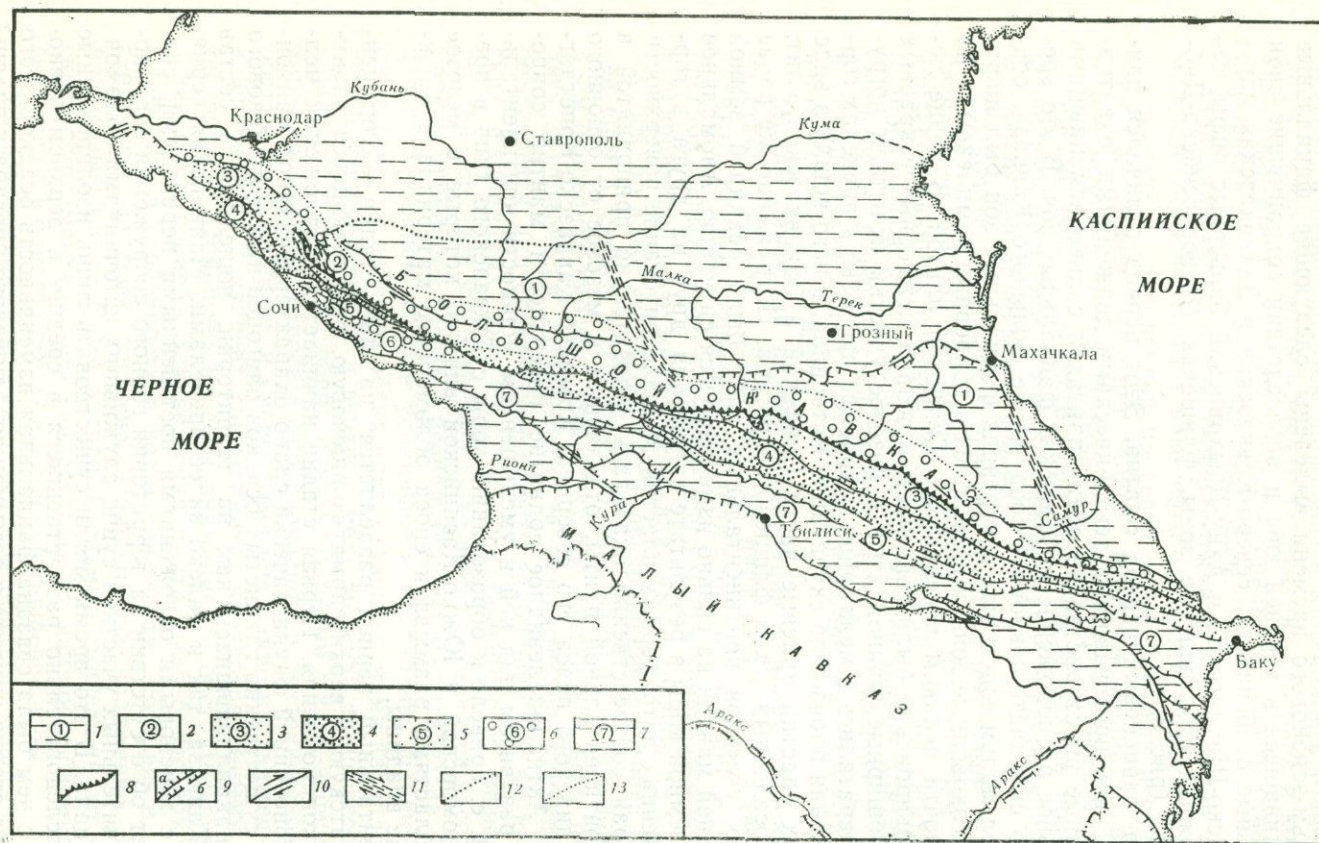


Рис. 3. Схема расположения малым-эоценовых фациальных зон в современной структуре Большого Кавказа

1—7 — фациальные зоны: 1 — Северо-Кавказская лагуна, 2 — Фиштинско-Шахдагский барьерный риф, 3 — северная субфлишевая, 4 — флишевая (Новороссийско-Дибарская), 5 — южная субфлишевая (Чвежипсинско-Ковдагская), 6 — барьерный риф Ахцу-Дзыхра, 7 — Закавказская лагуна; 8 — Главный надвиг Большого Кавказа; 9 — крупные надвиги (а) и взбросы (б); 10 — сдвиги; 11 — предполагаемые сдвиги глубокого заложения; 12 — нечетко выраженная северная граница горного сооружения; 13 — проведенные предположительно границы фациальных зон

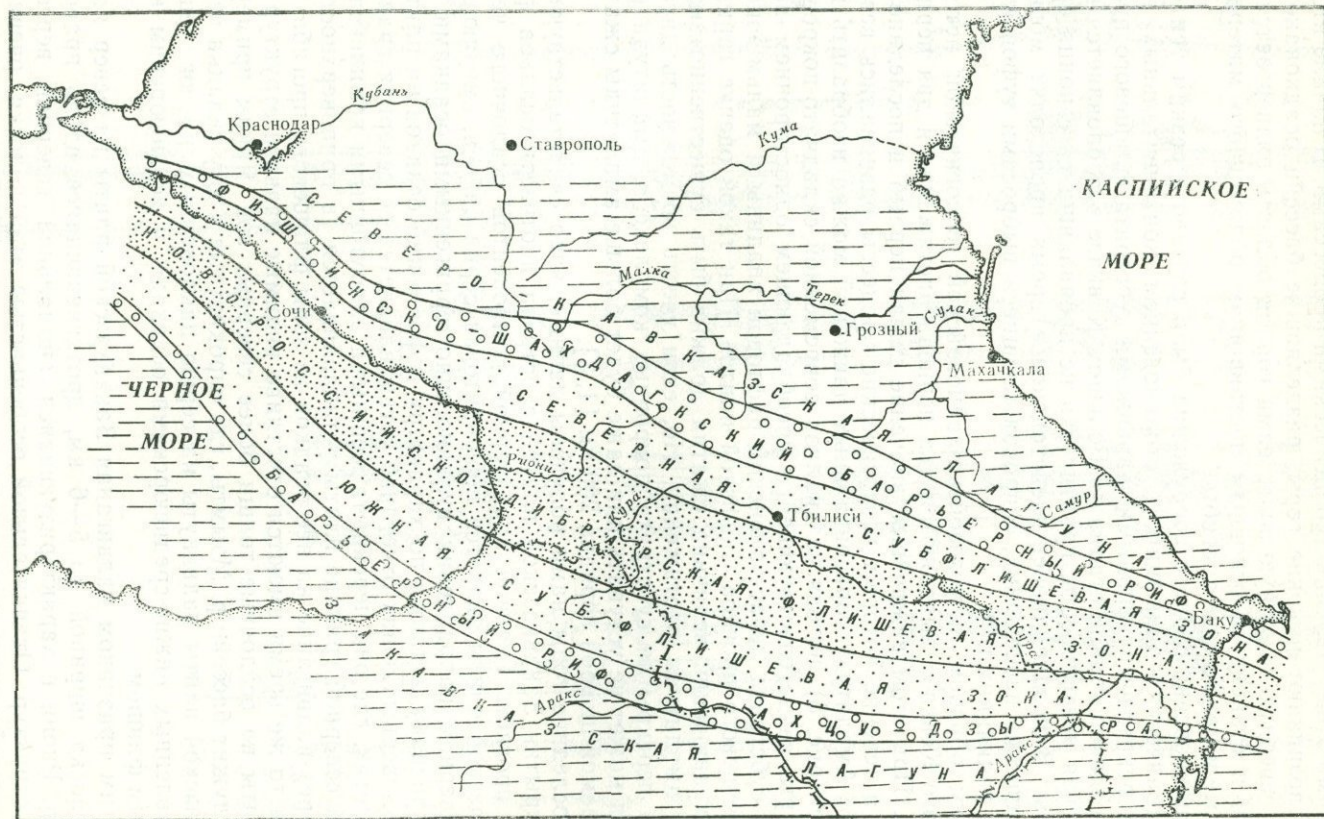


Рис. 4. Реконструкция первоначального расположения малым-эоценовых фациальных зон

несущие мощный гранито-метаморфический слой, и началась собственно орогенная стадия, сопровождавшаяся горообразованием со всеми присущими этому явлению геологическими процессами. В начале второй стадии возникают высокие горы, разделявшие бассейн осадконакопления на северную и южную зоны, сама горная область подвергается денудации и становится основным поставщиком обломочного материала в краевые и межгорные прогибы.

Возникновение горного сооружения было связано с резким усилением тектонических движений и столкновением континентальных плит после перекрытия глубинными шарьяжами субстрата флишевого прогиба. В позднеорогенной стадии на Большом Кавказе возобновляется магматическая деятельность, практически не проявлявшаяся с конца средней юры. В позднелицен-плейстоценовое время происходят мощные вулканические извержения, сопровождающиеся выбросами туфов и лавовыми излияниями.

Таким образом, в мезозойско-кайнозойской геологической истории Большого Кавказа выделяются два периода растяжения и два периода сжатия. При этом важнейшее значение имели первый и последние периоды, в течение которых геологические процессы развивались весьма активно. Амплитуду горизонтальных движений можно изобразить графически (рис. 5), исходя из анализа современной складчато-покровной структуры, свидетельствующей о преобладающем одностороннем перекрытии субстрата лейас-ааленской рифтовой впадины и малым-эоценового флишевого прогиба Скифской плитой. При такой оценке горизонтальных движений величина сжатия должна быть существенно значительнее амплитуды растяжения. Но, если учесть возможность двустороннего перекрытия субстрата покровных комплексов, амплитуда растяжения может не уступать или даже будет больше амплитуды сжатия, оцениваемой цифрой порядка 200 км [1, 3].

В последние годы нами получены данные, явно свидетельствующие о перекрытии Закавказской плитой субстрата и отчасти осадков флишевого прогиба. Главной характерной компонентой осадочного чехла Закавказской плиты является порфиритовая серия байоса, сменяющаяся в северном направлении вулканогенно-терригенными осадками. По этому признаку, а также по характеру деформаций осадков на плите и в более северных зонах отчетливо устанавливается ее северная граница в тех частях, где она перекрыта мощными аллохтонными комплексами. По всей северной границе плиты устанавливается (в приповерхностной структуре) надвигание на нее осадков из зоны флишевого прогиба.

Но в то же время имеются отчетливо видимые надвиги структур самой плиты на осадочные толщи более северных зон. Ярким примером этому служит бассейн р. Мзымты, где опрокинутые к югу складки чехла Закавказской плиты надвинуты на серию наклоненных на юг чешуй, представленных ниже-среднеюрскими осадками и верхнеюрским карбонатным флишем.

Другим признаком надвигания Закавказской плиты на север является полоска шириной до 5—6 км, протягивающаяся вдоль правобережья р. Риони и характеризующаяся аномальной северной вергентностью структур. Отличительной особенностью этой полоски, очевидно транслирующей северную границу плиты, является наличие огромного количества небольших взбросов и надвигов, поверхности которых падают к югу. Примечательно, что почти все зоны дробления в терригенных

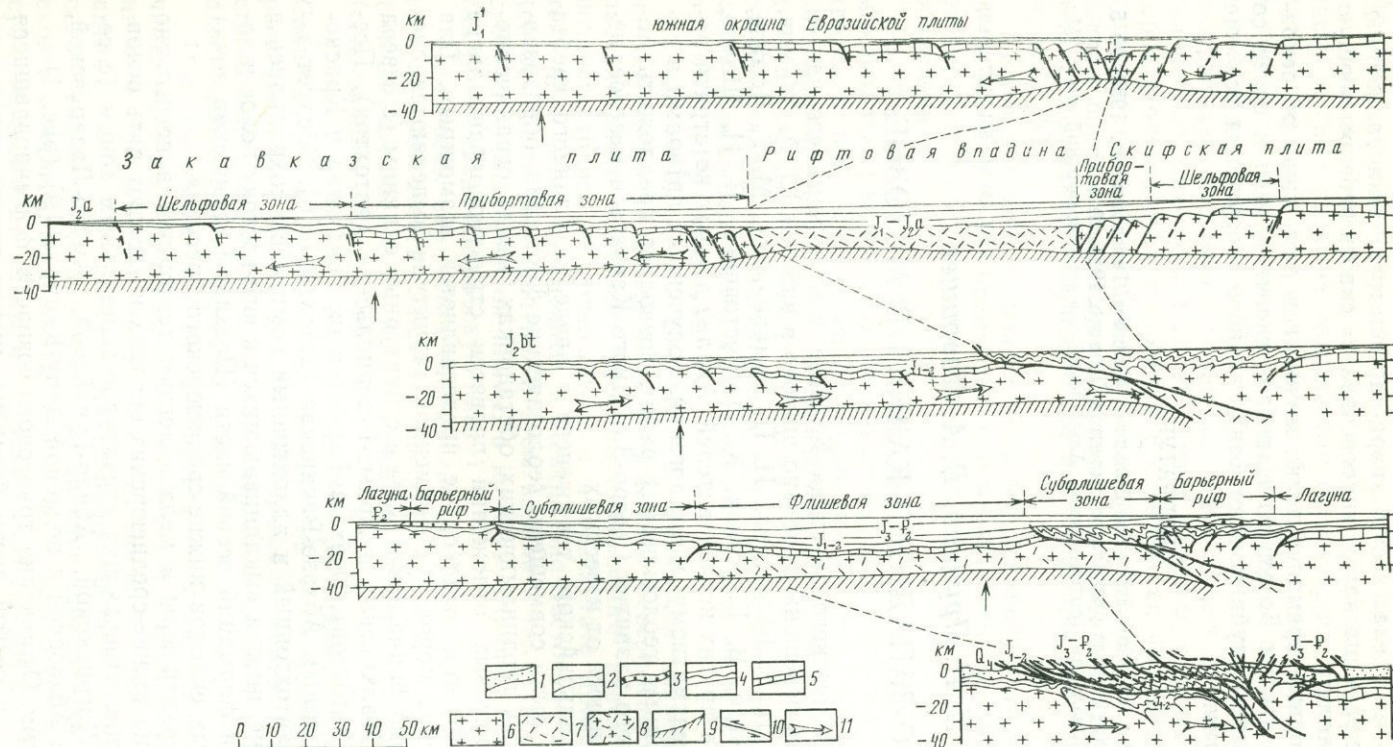


Рис. 5. Опыт восстановления тектоноседиментационной эволюции Большого Кавказа по профилю Военно-Грузинской дороги

1 — кайнозойская моласса; 2 — малм-эоценовые отложения в том числе; 3 — верхнеюрские рифтовые образования; 4 — нижне-среднеюрские отложения; 5 — слабометаморфизованные средние и позднепалеозойские отложения; 6 — континентальная кора; 7 — новообразованная кора лейас-ааленской рифтовой впадины; 8 — частично преобразованная континентальная кора флишевого прогиба; 9 — мантийная часть литосферы; 10 — разломы и направление перемещения по ним; 11 — направление преобладающего перемещения коровых масс

флишевых породах мела несут кварц-карбонатную минерализацию. В данном случае граница плиты «просвечивает» сквозь перекрывающую ее аллохтонную толщу.

Итак, в настоящее время уверенно можно говорить лишь об основных периодах развития Большого Кавказа, многие детали в связи со слабой изученностью глубинного строения горного сооружения все еще остаются спорными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5.
2. Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов//Там же. 1984. № 2.
3. Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984.

УДК 551.24 : 551.76/77(234.9)

Н. И. Пруцкий, В. А. Лаврищев

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ В МЕЗОЗОЕ

Вопросы геологического развития Кавказа и отдельных его частей в альпийский этап освещены довольно широко в работах Ш. А. Адамия, Г. И. Баранова, В. В. Белоусова, И. П. Гамкрелидзе, М. Г. Ломизе, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина, К. О. Ростовцева, В. Н. Шолпо, В. И. Шевченко и других исследователей. Анализ данных по стратиграфии, тектонике, магматизму, металлогении, полученных авторами в результате проведенных геологических работ, позволяет предложить модель тектонического развития Северо-Западного Кавказа в мезозое, несколько отличающуюся от известных.

В результате альпийского тектогенеза в пределах Главного хребта и южного склона были совмещены геологические формации, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках. Ввиду ограниченности выходов триасовых отложений провести структурно-фациальное районирование для этих осадков не представляется возможным. Для ниже-среднеюрских пород в современной структуре выделяются следующие структурно-фациальные зоны и структурные единицы (с севера на юг): Лабино-Малкинская и Архыз-Гузерицкая (автохтон), Псешинская (параавтохтон), Псехако-Березовская, Гойтхская и Краснополянская (аллохтоны), Абхазо-Рачинская (автохтон) [6]. Следует заметить, что параавтохтонный и аллохтонный комплексы сохранились в виде узких в плане, иногда выклинивающихся к юго-востоку полос и являются остатками формаций осевой части (Псехако-Березовская зона) и континентальных склонов ниже-среднеюрского бассейна.

Отложения верхней юры и мела залегают тектонически несогласно или с разрывом на ниже-среднеюрских осадках и слагают пять основных типов разрезов, отвечающих структурно-фациальным зонам (с севера на юг) — Лагонакской, Абино-Гунайской, Амуко-Лазаревской, Чвежипсинской и Абхазской с подзоной Ахцу-Кацирха [9] (рис. 1).

Триасовое время. Отложения триасового возраста, формировавшиеся предположительно в осевой части бассейна, имеют ограниченное распространение и обнажаются лишь в тектонических клиньях вдоль Эсто-Садокского разлома, а также вскрыты скважиной до глубины 487 м.

Представлены они грубозернистыми терригенно-карбонатными осадками, свидетельствующими о мелководных условиях накопления. Нижняя часть разреза сложена кварцевыми гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и наиболее близка по вещественному составу к верхнеладинским отложениям (низы сахрайской свиты), обнажающимся в районе горы Большой Тхач. Верхняя, терригенно-карбонатная часть, содержащая норийские кораллы, также имеет аналоги на северном склоне Главного хребта [3]. С другой стороны, следует отметить некоторое сходство этих отложений с отдельными частями разреза гвадарашской свиты дизской серии Сванетии, в средней части которой отмечаются пласты песчаников и гравелитов (среди филлитовидных сланцев) существенно кварцевого состава, имеющие светлую, почти белую окраску [8].

Таким образом, с некоторой долей условности можно констатировать, что триасовое время для рассматриваемых районов Кавказа характеризовалось сходными условиями развития. Этому могут быть два объяснения.

1. На краевых частях Северо-Кавказской плиты и Закавказской микроплиты, разделенных океаническим бассейном, в среднем—верхнем триасе отлагались формационно-сходные осадки. Глубоководные фации, формировавшиеся на океанической коре, вместе с последней были субдуцированы под Северо-Кавказскую плиту, которая представляла собой активную континентальную окраину. Об этом свидетельствует наличие известково-щелочных вулканитов триасового возраста, широко развитых в Предкавказье.

2. По мнению Г. И. Баранова, Закавказская микроплита вплоть до начала верхнего триаса была фрагментом Северо-Кавказской плиты и располагалась в районе Крымско-Кавказского перешейка. В конце позднего триаса она откололась и в результате дрейфа и сдвиговой тектоники была перемещена в Центрально-Восточно-Кавказский район (современные координаты). В этом варианте также предусматривается субдукция океанической плиты, в которую впаялся Закавказский массив (под Северо-Кавказскую плиту).

При обоих вариантах взаимодействия континентальных масс остается неясной степень закрытия бассейна с корой океанического типа (Большекавказского) в позднем триасе на Краснополянском меридиане (современные координаты).

С одной стороны, имеются данные о раннекиммерийской коллизии в Сванетии [4]. С другой стороны, известно, что в Крыму имеется непрерывный разрез триаса и юры (таврическая серия). Таким образом, столкновение двух плит в позднем триасе — геттанге (?) носило, по-видимому, консольный характер (рис. 2).

Наличие толеитов в составе псехако-березовской формации (осевая часть юрского бассейна) может свидетельствовать о формировании ее на коре океанического типа, унаследованной от триасовой истории развития региона. Следовательно, обстановка на конец триаса — геттанг (?) стабилизировалась, произошло соединение (спаивание) Северо-Кавказской континентальной плиты, небольшого фрагмента океанической (несубдуцированной) плиты и Закавказского микроконтинента. Образовалась сложно построенная Восточно-Европейская континентальная окраина с незакрывшимся бассейном, в котором в геттангское время продолжалось достаточно глубоководное осадконакопление.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

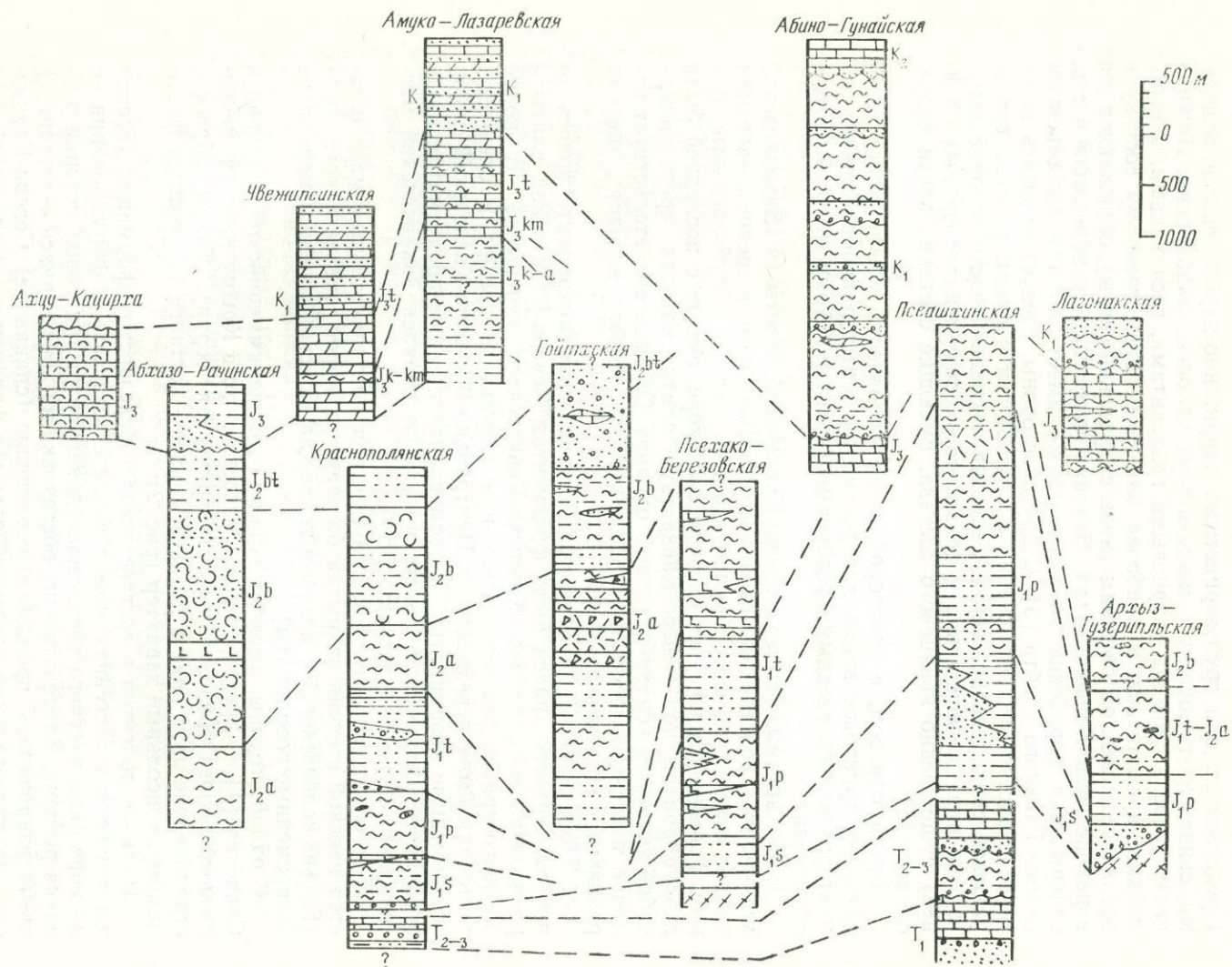


Рис. 1. Корреляция разрезов триасовых, ниже-среднеюрских и верхне-юрских—нижне-меловых отложений Северо-Западного Кавказа

1 — существенно песчаные отложения; 2 — песчаники и конгломераты; 3 — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — карбонатный флиш; 9 — терригенно-карбонатный флиш; 10 — рифогенные известняки; 11 — туфы основного состава; 12 — туфы кислого состава; 13 — олистостромовые горизонты; 14 — лавы основного состава; 15 — конкреции: а — карбонатные, б — глинисто-карбонатные; 16 — кристаллические породы фундамента

Синемюр-карикское время. Этот период характеризуется отложениями вериутской, чугушской, гузайской и эстосадокской свит [6]. Анализ разрезов вышеперечисленных стратиграфических подразделений показывает, что все они накапливались в морских условиях, на фоне усиливавшейся во времени трансгрессии. Последняя была вызвана растяжением континентальной окраины над зоной Беньофа, заложившейся под южный край Закавказского микроконтинента. Следовательно, юрский бассейн рассматриваемой территории формировался по типу окраинно-морского.

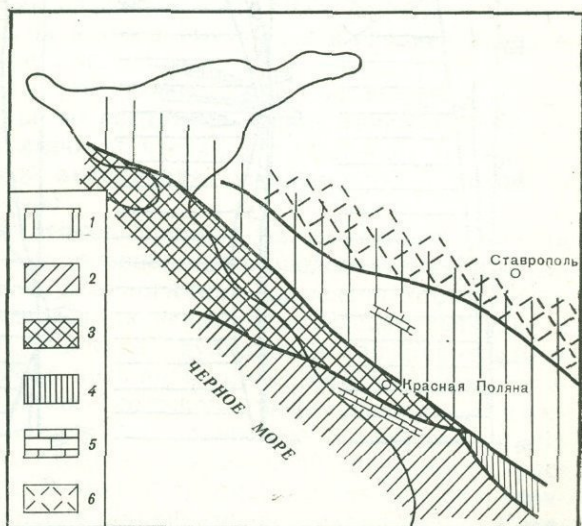
О существовании зоны субдукции и, как следствие, активности континентальной окраины в синемюр-раннеплинбахское время свидетельствует андезитовый и риолитовый пирокластический материал в составе чугушской свиты.

В осевой части прогиба, характеризующейся реликтовой океанической корой, накапливались фоновые тонкопелитовые осадки, перемежающиеся с турбидитными алевролитами и песчаниками (гузайская свита), реже с туфами андезитовых порфиритов (р. Гузайка). Отложения эстосадокской и вериутской свит, судя по типам их разрезов, образовывались в условиях континентального шельфа, соответственно в южной и северной частях бассейна (рис. 3, а).

Домер-нижнеюрское время. В это время в осевой части бассейна накапливались отложения псеашхинской и псеахако-березовской формаций. Причем последние развивались на коре океанического типа, где возникали участки «блуждающего» спрединга, зафиксированные излия-

Рис. 2. Геодинамическая обстановка Северо-Западного Кавказа на конец триаса — начало юры

- 1 — Северо-Кавказская континентальная плита;
- 2 — Закавказский микроконтинент;
- 3 — океаническая плита;
- 4 — дизская серия;
- 5 — мелководные осадки триаса;
- 6 — триасовые вулканогенные формации Предкавказья



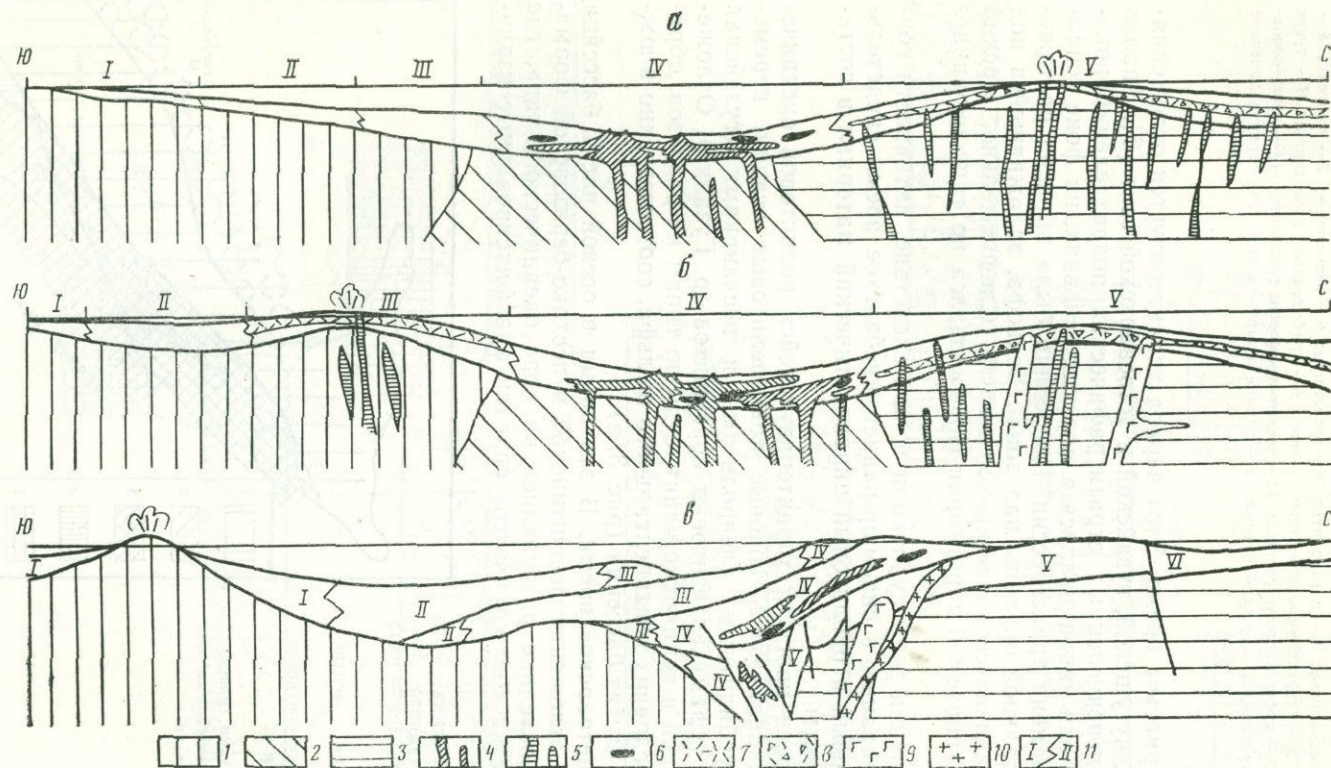


Рис. 3. Геодинамические обстановки развития Северо-Западного Кавказа в лейасе (а), аалене (б), байос-бате (в). Структурно-фациальные зоны: I — Абхазо-Рачинская, II — Краснополянская, III — Гойтхская, IV — Псежако-Березовская, V — Псеашинская, VI — Архыз-Гузерицкая
 I — Закавказская континентальная микроплита; 2 — океаническая плита; 3 — Северо-Кавказская континентальная плита; 4 — эффузивы и субвулканические тела толентовой серии; 5 — то же, известково-щелочной серии; 6 — предположительные залежи колчеданных руд; 7 — туфы кислого состава; 8 — туфо- и лавобрекчии смешанного состава; 9 — интрузии габбро; 10 — интрузии гранитов; 11 — границы структурно-фациальных зон

ниями базальтоидов толеитового профиля, образованиями вулканоколлювия, сцементированного пелитовым материалом. С этим же процессом связывается образование эксгальационно-осадочных медноколчеданных залежей (по типу «черных курильщиков»). Отражением магматической деятельности, по-видимому, является и повышенное содержание в тяжелой фракции аргиллитов свиты р. Туровой пироксена и хромита — минералов, присущих офиолитовой ассоциации.

Растяжение области накопления отложений псеашхинской формации зафиксировано плинсбахскими дайками диабазов и диабазовых порфиров. По южному краю этой области существовала цепь вулканов, сформировавшая туфы кварцевых кератофиров авадхарского горизонта и субвулканические тела того же состава.

Верхнетоарское время. Этот отрезок геологического развития рассматриваемой территории запечатлен мелководными шельфовыми осадками на севере (тубинская свита), турбидитными флишоидными отложениями в осевой части бассейна (бзерпийская свита) и в области формирования краснополянской формации (илларионовская свита). Верхнетоарское время характеризуется отсутствием проявлений магматизма по всей площади, что, по-видимому, связано со сменой растяжения на сжатие и с увеличением контрастности рельефа областей размыва, с увеличением углов крутизны континентального склона. Последнее обстоятельство явилось причиной возникновения многочисленных мутьевых потоков, сформировавших флишоидные отложения.

Ааленское время. Оно характеризуется новой вспышкой вулканической активности, связанной с растяжением в тылу зоны Беньюфа. Последняя после верхнетоарской фазы сжатия, по-видимому, изменила свои пространственные параметры. Она стала либо круче, либо отодвинулась южнее. Это фиксируется активным вулканизмом известково-щелочного профиля на северном краю Закавказской микроплиты (Гойтхский комплекс).

В осевой части бассейна седиментации накапливаются тонкопелитовые осадки, включающие вулканогенные горизонты (до 200 м) и субвулканические тела толеитовых базальтов типа СОХ [5]. Не исключается возможность формирования в это время как и в среднелейасовое, медноколчеданных залежей (см. рис. 3, б).

Южный край Северо-Кавказской плиты также был вовлечен в растяжение, что нашло выражение во внедрении второй генерации параллельных даек диабазов. Шельфовой части палеобассейна (северной) по-прежнему отвечала область накопления осадков архыз-гузерицкой формации (тубинская свита).

Байос-батское время. Этот период времени на изученной площади запечатлен отложениями, сформировавшимися в пределах Закавказской микроплиты. В разрезах других тектонических элементов характеризуемой территории байос-батские осадки неизвестны. Распространение и известково-щелочной профиль байосских вулканитов (порфиритовая и ачишхинская свиты) заставляют предполагать на начало байоса очередное изменение пространственного положения сейсмофокальной плоскости, поскольку центры вулканизма по сравнению с ааленскими отодвинулись к югу. Возможно, ее следы на современной поверхности трасируются офиолитами Загроса. В это же время [1, 2] начинается окончательное сближение и соединение Закавказской микроплиты с Северо-Кавказской плитой, а разделявшая их океаническая плита триасо-

вого возраста пододвигается под последнюю. В процессе участвуют и краевые части континентальных плит.

Юрские осадки осевой части бассейна частью были вовлечены в пододвигание вместе с основанием, а частью — выжаты на Северо-Кавказскую плиту (см. рис. 3, в) (Гойтхский, Краснополянский и Псежако-Березовский аллохтоны), что привело к срыву юрского чехла этой плиты (Псеашхинский параавтохтон). Таким образом, в коллизийный этап накопившиеся юрские осадки окраинно-морского бассейна испытали горизонтальные перемещения, складчатость и местами метаморфизм. Вся перестройка происходила в подводных условиях, поскольку на Закавказской микроплите осадконакопление не прерывалось. В байосе здесь накапливались дистальные и проксимальные фации туфов авгитовых порфиринов, а также их эффузивные разности. В батское время в континентальных условиях формировались мелководные осадки бетаской свиты [7].

Верхнеюрское время. В начале верхней юры южнее области интенсивной складчатости, на стыке Закавказской и Северо-Кавказской плит или на северном краю первой, вновь началось растяжение, которое привело к формированию малым-эоценового флишевого прогиба. Ранние фации осевой части этого бассейна (Чвежипсинская зона) представлены карбонатным флишем агепстинской свиты. В южной и северной частях бассейна (внешний шельф) в это время сохранялись условия, характерные для батского времени (Абхазская и Амуко-Лазаревская зоны). Здесь накапливались терригенные, порой грубообломочные с обильным растительным детритом осадки (аибгинская и бзычская свиты). На внутреннем шельфе формировались рифогенные постройки (подзона Ахцу-Кацирха, Абино-Гунайская и Лагонакская зоны).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
2. Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. 9: Сев. Кавказ.
3. Лордкипанидзе М. Б. Динамика развития и вулканизм задуговых бассейнов Крымско-Кавказского сегмента Тетиса//Геология морей и океанов: Тез. докл. VII Всесоюз. школы морской геологии. М., 1986. Т. 2.
4. Пруцкий Н. И., Панов Д. И. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений Главного хребта Западного Кавказа//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1981. № 4.
5. Резников В. И. О раннеальпийских тектонических покровах//Тез. докл. VI краевой конф. Ессентуки, 1985.
6. Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Недра, 1971.
7. Хашин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа//Тр. Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ. 1962. Т. 3.

*Е. Е. Милановский, Л. М. Расцветаев, С. У. Кухмазов,
А. С. Бирман, Н. Н. Курдин, В. Г. Симако, Т. Ю. Тверитинова*

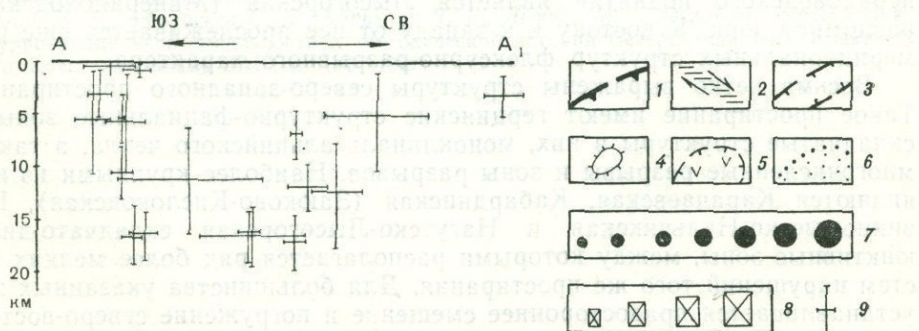
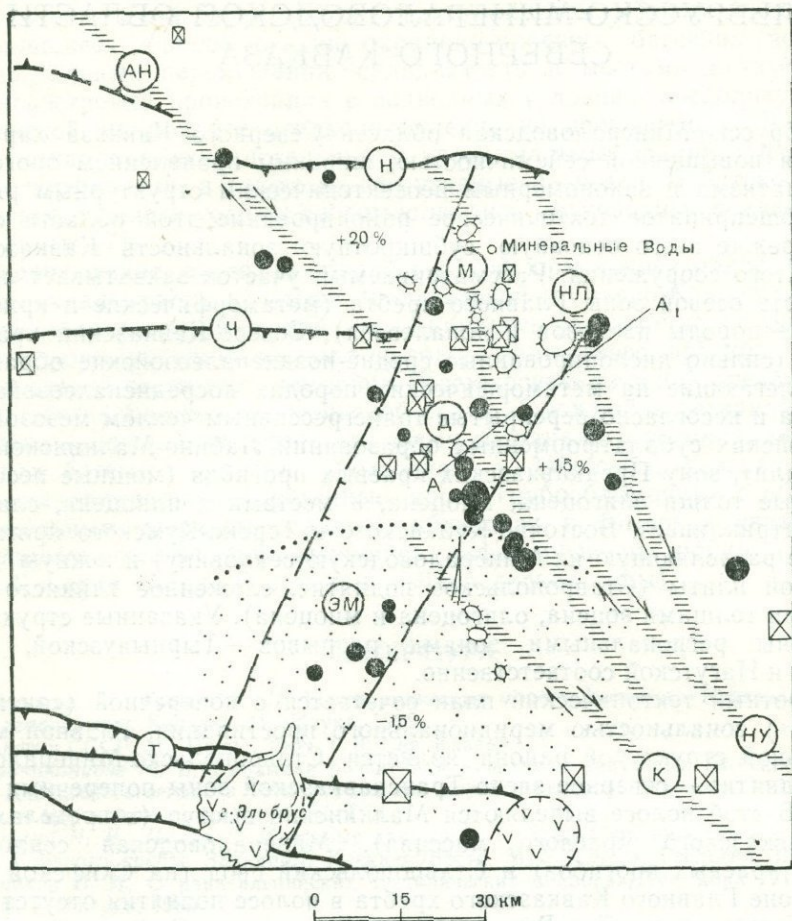
НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЭЛЬБРУССКО-МИНЕРАЛОВОДСКОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Эльбруско-Минераловодская область Северного Кавказа характеризуется повышенной сейсмичностью, широким проявлением орогенного магматизма и закономерным неотектоническим структурным рисунком. Общепринятое тектоническое районирование этой области отражает прежде всего основную субширотную зональность Кавказского складчатого сооружения. Рассматриваемый участок захватывает северную часть осевой зоны Главного хребта (метаморфические и кристаллические породы палеозоя и допалеозоя), Северо-Кавказский краевой массив (сильно дислоцированные средне-позднепалеозойские образования, залегающие на метаморфических породах досреднепалеозойского возраста и несогласно перекрытые трансгрессивным чехлом мезозойско-кайнозойских субплатформенных образований Лабино-Малкинской моноклинали), зону Предкавказских краевых прогибов (мощные песчано-глинистые толщи олигоцена, миоцена, а местами и плиоцена, слагающие центриклинали Восточно-Кубанского и Терско-Кумского прогибов, а также разделяющую их Минераловодскую седловину) и южную часть Скифской плиты (Ставропольское поднятие, сложенное глинисто-мергельными толщами эоцена, олигоцена и миоцена). Указанные структуры разделены региональными зонами разрывов — Тырныаузской, Черкесской и Нагутской соответственно.

Широтный тектонический план сочетается с поперечной («антикавказской») зональностью меридионального простираия. Главной меридиональной структурой района является Ставропольско-Минераловодское поднятие — северное звено Транскавказской зоны поперечных поднятий. В этой полосе выделяются Малкинский выступ (в пределах Северо-Кавказского краевого массива), Минераловодская седловина (в зоне краевых прогибов) и Ставропольский свод (на Скифской плите). В зоне Главного Кавказского хребта в полосе поднятия отсутствуют мезозойские отложения. Восточным ограничением Ставропольско-Минераловодского поднятия является Лысогорская (Минераловодская) разломная зона. К востоку и к западу от нее прослеживается еще ряд меридиональных структур флексурно-разрывного характера.

Весьма четко выражены структуры северо-западного простираия. Такое простираие имеют герцинские структурно-фациальные зоны и складчатые структуры в них, моноклинали альпийского чехла, а также многочисленные разрывы и зоны разрывов. Наиболее крупными из них являются Карачаевская, Кабардинская (Заюково-Кисловодская), Невинномысско-Нальчикская и Нагутско-Лысогорская складчато-дизъюнктивные зоны, между которыми располагается ряд более мелких систем нарушений того же простираия. Для большинства указанных зон устанавливается правостороннее смещение и погружение северо-восточных крыльев. Значительно менее четко выражены структуры северо-

восточного простирания. Такое простирание имеют зоны малоамплитудных разломов, прослеживающихся небольшими (до 15—20 км) отрезками. Крупной региональной поперечной структурой северо-северо-восточного простирания является Эльбруско-Минераловодская зона нарушений, в пределах которой происходит «излом» простирания основ-



ных структурных зон, характеризующихся к западу от нее преимущественно субширотной, а к востоку — северо-западной ориентировкой (рис. 1, см. вклейку).

Наиболее интенсивные тектонические деформации район испытал в конце миоцена, в плиоцене и антропогене. С конца миоцена (т. е. за 5—7 млн лет) он был поднят по сравнению с бортом примыкающего с востока Терского прогиба более чем на 2,5 км (рис. 2, см. вклейку); в предшествующие стадии альпийского цикла скорости движений были во много раз меньше. С чрезвычайно резкой активизацией дифференцированных движений в орогенном этапе было, по-видимому, связано появление в миоплиоценовое время магматических очагов, образование глубоких трещин — подводных каналов — в кристаллической коре и внедрение в разные горизонты мезозойско-кайнозойского субплатформенного чехла многочисленных гигабиссальных интрузивных и субвулканических тел гранит-порфиров и граносиенит-порфиров (трахипаритов). Эти магматические диапиры интродировали в породы мела и палеогена, куполообразно приподняв породы кровли, а в отдельных случаях были выдавлены на поверхность в виде экстррузивных массивов. Складчато-инъективные куполовидные структуры, связанные с внедрением диапиров, представляют собой одну из интересных особенностей современной тектонической структуры Эльбруско-Минераловодской области. Формирование интрузивов происходило в несколько фаз, при этом их химический и минералогический состав очень близок к составу верхнеплиоценовых и четвертичных вулканитов более южных районов Эльбруской области; характер геохимической специализации позволяет предполагать коровую природу исходных магматических расплавов, а высокотемпературный состав минералов-вкрапленников — относительную глубинность (18—20 км) их выплавления. Минераловодские «лакколиты» связаны общностью глубинного магматического анатектического очага с расположенными к югу от него Эльбруско-Кюгенским и Нижнечегемским вулканическими районами и вместе с ними образуют Эльбрускую вулканическую область. С существованием здесь еще не оставшего глубинного магматического очага, являющегося причиной продолжавшейся до самого недавнего времени вулканической активности Эльбруса, связаны, вероятно, аномально высокий тепловой поток

Рис. 3. Схема эпицентров местных землетрясений Эльбруско-Минераловодской области за период наблюдения 1980—1984 гг.

1, 2 — зоны глубинных нарушений взбросо-надвигового (1) и сдвигового (2) типа (буквы в кружках — названия зон: Н — Нагутская, Ч — Черкесская, Т — Тырныауская зоны сжатия, АН — Армави́ро-Невинномы́сская, НЛ — Нагутско-Лысогорская, М — Минераловодская, Д — Северо-Джинальская, К — Кабардинская зоны правосдвиговых нарушений); 3 — Эльбруско-Минераловодская зона сбросово-сдвиговых нарушений; 4 — локальные структуры, связанные с внедрением неогеновых интрузий (Куратинские структуры показаны по данным С. И. Дотдугева); 5 — вулканотектонические депрессии; 6 — область с пониженной скоростью сейсмических волн в верхней мантии (цифры к югу и к северу от разграничительной линии показывают величину приращения или дефицита скорости, %); 7 — эпицентры слабых землетрясений (энергетический класс K показан в порядке возрастания радиуса кружка: $4,5 \leq K \leq 5,5$; $5,5 \leq K \leq 6,5$; $6,5 \leq K \leq 7,5$; $7,5 \leq K \leq 8,5$; $8,5 \leq K \leq 9,5$; $9,5 \leq K \leq 10,5$; $10,5 \leq K \leq 11,5$); 8 — эпицентры сильных землетрясений (магнитуда M показана в порядке возрастания площади фигуры: $3 \leq M \leq 4$; $4 \leq M \leq 5$; $5 \leq M \leq 6$; $M > 6$; использованы данные А. А. Годзиковской); 9 — глубины очагов наиболее сильных землетрясений, спроецированные на линию разреза через Минераловодскую сейсмогенную зону (см. рисунок внизу слева), и диапазон возможной ошибки в определении их локализации

Эльбруско-Минераловодской области и наличие здесь многочисленных термальных источников и углекислых (реже сернистых) газовых струй.

Земная кора Эльбруско-Минераловодской области, по последним геофизическим данным (рис. 3, 4, см. вклейку), имеет умеренную и довольно постоянную мощность (50—45 км) при значительной изменчивости мощности «гранитного» слоя (от 16 км в районе Эльбруса до 24 км на севере Лабино-Малкинской зоны). По гравиметрическим и сейсмологическим данным, на глубинах от 10 до 20 км здесь располагается аномальный геофизический слой, характеризующийся относительно пониженными скоростью сейсмических волн и плотностью пород [5]. В приэльбрусье эта «астенолинза» является особенно мощной и отчетливо выраженной; здесь ей соответствует интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести [17], а также зона заметного замедления скорости сейсмических волн в верхней мантии (см. рис. 3) и понижения добротности коры. Все это вместе с данными об интенсивной газовой и термической жизни Приэльбруского района позволяет согласиться с представлением [1, 9, 18] о том, что деятельность Эльбруского вулкана еще не закончена и что под ним, вероятно, располагается сейчас мощный внутрикоровый магматический очаг с существенным разогревом, разуплотнением, а возможно, и частичным расплавлением горных пород.

Эльбруско-Минераловодский район сейсмически активен и относится к 7-балльной зоне [2, 5, 6, 16]. В пределах района выделяются две главные сейсмоактивные зоны — Минераловодская и Чхалта-Тебердинская, разделенные Эльбруско-Бечасынским «асейсмичным блоком». Очаги первой из них залегают на значительной глубине (до 13—17 км) и локализируются вдоль швов северо-западного простираения (см. рис. 1), обрамляя различные элементы Нальчикской диагональной флексурно-разрывной зоны; очаги Чхалта-Тебердинской зоны близповерхностны (3—10 км) и локализируются вдоль надвига Главного хребта, имеющего здесь субширотное простираение.

Как уже отмечалось, структура альпийского чехла осложнена множеством небольших тектонических разрывов, нарушающих в целом спокойное залегание мезозойско-кайнозойских пород Северо-Кавказской моноклинали. Одни из них связаны с локальными складчато-инъективными структурами и динамикой их формирования, другие связаны с общей структурой моноклинали и, по-видимому, обусловлены общим для всей моноклинали полем напряжений. Эти структуры группируются в четыре пространственно-кинематические системы.

Субмеридиональные разрывы в подавляющем большинстве являются сбросовыми или раздвиговыми системами. К наиболее изученным разрывам этого типа относятся разрывы Эссентукской и Малкинской зон. Сбросовая природа этих разрывов установлена здесь данными геологической съемки и детального поисково-разведочного бурения. Раздвиговую природу имеют и субмеридиональные флексурно-разрывные зоны, выделяемые по цепочечному расположению магматических тел неогенового [8—10] или юрского [11] возраста и по сопровождающим эти тела дислокациям. К сбросам и раздвигам следует отнести подавляющее большинство субмеридиональных дизъюнктивов, фиксируемых различными методами в глубинной и поверхностной структуре территории (Кубанская, Бечасын-Кумская, Восточно-Нагутская, Лысогорская флексурно-разрывные зоны и ряд более мелких зон).

Субширотные системы дизъюнктивов характеризуются взбросовой или содвиговой составляющей. Наиболее отчетливо это фиксируется в пределах Тырнаузской шовной зоны [14]. В пределах Нагутской и Черкесской зон взбросовые швы обнаружены бурением; на поверхности они выражены флексурными зонами и зонами концентрации широтных линейментов (см. рис. 2).

Разрывы северо-восточного простираия имеют отчетливые признаки левосдвиговых перемещений, проявляющиеся, как правило, совместно со сбросо-раздвиговыми элементами. Наиболее отчетливая дизъюнктивная система левосдвиговых и сбросовых дислокаций северо-восточного простираия отмечается вдоль оси «Минераловодского клина» — это Кисловодско-Кумагорская зона дислокаций, состоящая из серии кулисно расположенных сбросо-грабеновых зон (Кичибалыкская, Кисловодско-Подкумская, Ессентукская и Кумагорская), соединенных диагональными левосдвиговыми системами. Отчетливые признаки левосдвиговых перемещений отмечаются вдоль разрывов северо-восточного простираия, ограничивающих грабены Кичибалыкской, Подкумской и Ессентукской зон. В Эльбруско-Минераловодском районе предположительно выделяется еще несколько региональных нечетко обособленных зон концентрации левосдвиговых деформаций (Тебердинско-Кумагорская, Хасаут-Лысогорская и Баксанская).

Дизъюнктивные системы северо-западного простираия в разрывной структуре верхних горизонтов альпийского чехла проявлены относительно слабо, однако они играют существенную роль в общей структуре Минераловодского района, так же как и всего Большого Кавказа. Как правило, они выражены сочетанием горизонтальных флексур и фестончатых полускладок или системой кулисно расположенных субширотных складок. В этих же зонах отмечается концентрация линейментов северо-западного простираия в рельефе и геофизических полях. Характер структурного рисунка позволяет выделять эти системы в качестве региональных зон концентрации правосдвиговых деформаций. Район Минераловодского поднятия находится в створе крупнейшей такой структуры — Транскавказского сдвига [13, 14].

В размещении и кинематических особенностях большей части локальных, региональных и сквозных дизъюнктивных систем рассматриваемого района отмечается вполне четкая упорядоченность, заключающаяся в том, что структуры северо-западной и северо-восточной ориентировки несут признаки право- и левосдвиговой деформации, а вдоль структур субширотного и субмеридионального простираия происходят соответственно взбросо-содвиговые и сбросо-раздвиговые перемещения. Такой неструктурный парагенез свидетельствует об общей геодинамической обстановке субмеридионального горизонтального сжатия земной коры. Эта закономерность несколько нарушается в восточной части рассматриваемой области, где вдоль структур северо-восточной ориентировки проявляются наряду с левосдвиговыми и сбросо-раздвиговыми перемещения (Кисловодско-Кумагорская, Баксанская зоны).

Историко-геологические данные свидетельствуют о том, что некоторые элементы описанного выше главного структурного парагенезиса развивались весьма длительное время. По данным Д. И. Панова [11], субмеридиональные зоны стулообразных складок и флексур Маринского района возникли в киммерийскую эпоху и запечатаны чехлом среднеюрских образований. В восточной части описываемой области фик-

сируется запечатывание структур сжатия Тырнауэзской шовной зоны чехлом верхнеюрских отложений [10]. Таким образом, в юрское время на южной окраине Скифской плиты происходило сопряженное развитие субширотных структур сжатия и субмеридиональных раздвиговых структур. Следующая эпоха активизации структур растяжения относится к концу миоцена, когда связанные с главным и праводиагональным полями напряжений отрывно-раздвиговые зоны субмеридионального и северо-восточного простирания были инъецированы малыми интрузиями. Послемиоценовые и послеакчагыльские структуры отражены в дислокациях самих интрузивных массивов, а также древнего (акчагыльского?) пенеплена (см. рис. 2). Наконец, современный структурный план фиксируется системами активных молодых разрывов (см. схемы линеаментов на рис. 2, А), преобладающими направлениями анизотропии сейсмических волн (см. рис. 2, В), зонами газо- и флюидопроницаемости верхних горизонтов альпийского чехла, а также результатами исследования динамических параметров в очагах местных землетрясений.

В 1980—1984 гг. были определены механизмы очагов 20 местных землетрясений Минераловодской сейсмогенной зоны, происшедших здесь за этот период. Выявлены два типа напряженного состояния в очагах Минераловодских землетрясений; оба они связаны с воздействием поля напряжений сдвигового типа, когда обе нодальные плоскости (т. е. плоскости возможных разрывов в очагах) ориентированы субвертикально и характеризуются встречными горизонтально-сдвиговыми смещениями, а обе главные тектодинамические оси (ось сжатия и растяжения) субгоризонтальны. В очагах первого типа, локализующихся в районе Кисловодска и к югу от него, ось максимального сжатия ориентирована в направлении СВ-ЮЗ, ось минимального сжатия (относительного растяжения) — в направлении СЗ-ЮВ. В очагах второго типа, располагающихся к северу от г. Ессентуки и западнее р. Малка, ось максимального сжатия субмеридиональна, минимального — субширотна. Таким образом, Минераловодская сейсмогенная зона характеризуется современным напряженным состоянием, вполне соответствующим той общей тектодинамической обстановке, которая была ответственна за формирование общего регионального позднеальпийского структурного рисунка Эльбруско-Минераловодской области.

Специальный структурно-кинематический и тектодинамический анализ мелких разрывов и трещин альпийского чехла рассматриваемой области также позволил установить наличие здесь двух основных типов полей напряжений [15]. Один из них определяется горизонтальным субмеридиональным сжатием, в котором крутые разрывно-трещинные системы субмеридионального простирания развивались как отрывы, субширотного простирания — как взбросо-надвиговые структуры сжатия, диагональные к ним структуры — как сдвиговые сколы (правые сдвиги северо-западного простирания и левые сдвиги северо-восточного простирания). Второй тип поля напряжений характеризуется СВ-ЮЗ ориентировкой оси максимального сжатия. Это поле напряжений менее распространено и локализуется преимущественно в восточной части Лабино-Малкинской зоны и к востоку от Кисловодско-Кумагорской диагональной зоны. Таким образом, результаты детального тектонофизического исследования трещиноватости вполне подтверждают тектонодинамические построения, сделанные на основании анализа неоструктур-

ного рисунка региона и изучения динамических параметров в очагах местных землетрясений.

Структурно-геологические, сейсмологические и другие геофизические материалы свидетельствуют, таким образом, о формировании структуры Эльбруско-Минераловодской области (как и смежных районов Центрального Кавказа) в условиях тангенциального, главным образом субмеридионального сжатия, проникающего на различную глубину неоднородной литосферы. Трансформация напряжений и реализация деформаций существенно зависят от конкретного расположения основных структурно-вещественных неоднородностей этого района, сформировавшихся на разных этапах его геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдулов М. В. Проблема эволюции земной коры на примере Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1979.
2. Ананьев И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
3. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
4. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
5. Гаретовская И. В., Краснопевцева Г. В., Сизов А. В. и др. Изучение глубинного строения Северокавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье)//Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986.
6. Горшков Г. П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984.
7. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
8. Милановский Е. Е. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбруской вулканической области//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 2.
9. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
10. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
11. Мирчинк И. М., Панов Д. И., Шевченко В. И. Даутский поперечный разлом (Центральный Кавказ)//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 1.
12. Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
13. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. № 5.
14. Расцветаев Л. М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987.
15. Расцветаев Л. М., Бирман А. С., Курдин Н. Н. и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района//Там же.
16. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
17. Файтельсон А. Ш. Неприливные изменения силы тяжести на Западно-Кавказском полигоне//Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1983.
18. Хитаров Н. И., Шукин Ю. К., Сизов А. В. К оценке активности вулкана Эльбрус//ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 4.

Л. М. Расцветаев

СДВИГИ И АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Важная роль сдвиговых деформаций в альпийской структуре Кавказского региона впервые была подчеркнута в работах Г. Д. Аджирея [2], а позднее — автора статьи [21, 22]. В последнее десятилетие появилось множество новых данных о сдвиговых структурах различного типа и ранга в разных частях региона [9, 12—14, 16, 23, 24—29 и др.]. Эти данные и специально проведенные нами структурно-парагенетические исследования «малых» дизъюнктивов подтвердили тезис о чрезвычайно широком развитии сдвиговых дислокаций в альпийской структуре Кавказа, причем тип и форма проявления этих дислокаций существенно зависят от конкретной структурной обстановки. Общей особенностью проявления сдвиговых структур на Кавказе является тесное парагенетическое сочетание их со структурами сжатия, определяющее ступенчатый в плане рисунок многих структурных зон этой складчатой области. Парагенетическое единство сдвиговых дислокаций со взбросо-надвиговыми структурами и складками продольного сжатия привело к тому, что пересечение и смещение сдвигами более древних альпийских структур является здесь скорее исключением, чем правилом; именно поэтому, вероятно, до работ Г. Д. Аджирея [2] и Ч. Б. Борукаева [5, 6] сдвиговые структуры Кавказа выпадали из внимания исследователей. Между тем сдвиги играют важную роль в альпийской структуре этого региона и отчетливо выделяются как при анализе общего альпийского структурного рисунка Кавказского региона, так и при специальном геолого-кинематическом и тектодинамическом исследовании отдельных дизъюнктивных систем и зон деформаций.

Наиболее распространенный тип сдвиговых структур Кавказа — правосдвиговые разрывы, шовные зоны и зоны концентрации деформаций северо-западного простираания (рис. 1, см. вклейку). На Большом Кавказе выделяются три такие зоны (Западно-, Центрально- и Восточно-Кавказская зоны правосдвиговых деформаций), имеющие значительную ширину, протяженность и сложное внутреннее строение [22, 24, 26]. Зоны эти образованы прямолинейными сколовыми разрывами и шовными зонами диагонального к складчатости простираания, кулисными рядами эшелонированных складок и надвигов, а также специфическими элементами «складчатости сдвига» [20] — фестончатыми полускладками с круто погружающимися или вертикальными шарнирами, горизонтальными флексурами с диагональным простираанием смыкающего крыла, кулисными рядами структур растяжения и т. п. Все эти формы обычно выступают в тесном парагенетическом сочетании и образуют линейные зоны сдвиговых деформаций [17] северо-западного простираания, диагонально сочленяющиеся с субширотными зонами сжатия. Зоны сдвиговых деформаций, отчетливо выраженные на северном крыле Большого Кавказа, существенно видоизменяются, а местами прерываются в его приосевой части и в зоне южного склона; многие из них продолжают в Закавказскую депрессию, определяя ромбоидальную конфигура-

цию и внутренний структурный рисунок отдельных ее звеньев и ячей. Охарактеризуем вкратце эти сдвиговые зоны Большого Кавказа.

Западно-Кавказская зона правосдвиговых деформаций включает ряд структурных швов северо-западного простираения (Восточно-Черноморский, Приморский, Безепс-Бекийский, Тугопсинско-Шебшский, Темрюкский, Пшекиш-Ахтырский и др.), вдоль которых происходит кулисное сочленение складчатых и дизъюнктивных структур сжатия субширотного и запад-северо-западного простираения. Вдоль отдельных разрывов северо-западного простираения отмечается непосредственное правобоковое смещение амплитудой до 2—5 км (Шебшское эрозионно-тектоническое «окно», Западно- и Восточно-Лагонакский сдвиги Западного Фишта, сдвиги Инженерного хребта и р. Малчепы). Статистический анализ зеркал скольжения, проведенный нами для западной части Пшекишской дизъюнктивной зоны, выявил резкое преобладание здесь сдвиговых подвижек, образующих в совокупности присдвиговые пояса трещиноватости [26]; в восточной части Пшекишской зоны (Архызско-Клычская депрессия) такие же пояса трещиноватости, а также В-тектониты сходной ориентировки давно уже были отмечены Р. Ю. Орловым [19]. На северо-западном продолжении Западно-Кавказская сдвиговая система устанавливается по торцовому сочленению Таманской зоны диагональных складок со смежными структурами Западно-Кубанского и Восточно-Черноморского прогибов [24]. Эта сдвиговая система прослеживается и далее к западу, в район Восточного и Северного Крыма, где она отделяет приазовскую, северо-восточную часть полуострова от юго-западной, причерноморской (Красногвардейская шовная зона [24]). В восточном направлении Западно-Кавказская правосдвиговая система протягивается в пределы Западной Грузии, диагонально сочленяясь здесь с линейно-надвиговыми структурами Рача-Лечхумской, Адайком-Казбекской и Тырнаузской шовных зон.

Центральнокавказская правосдвиговая зона отделяет Центральнокавказский и Лабино-Малкинский геоблоки с обрамляющими их Восточно-Кубанским и Карталинским (Верхнекуринским) прогибами от Восточно-Кавказского и Осетинского геоблоков с Терско-Каспийским и Среднекуринским прогибами. Она соединяет Ейско-Невинномысскую шовную зону Предкавказья с Сомхето-Карабахской правосдвиговой системой Малого Кавказа, составляя вместе с ними единую межрегиональную систему Транскавказского диагонального сдвига [22]. Детальные структурно-кинематические и геолого-геофизические исследования, проведенные за последние годы в северной части Центральнокавказской диагонально-сдвиговой зоны, позволили наметить здесь целую систему правосдвиговых структурных швов северо-западного простираения (Нальчикско-Урухский, Нальчикско-Минераловодский, Кабардинский, Кичмалка-Кисловодский, Северо-Джинальский, Армави́ро-Невинномысский, Нагутско-Лысогорский), объединяемых иногда под общим названием Нальчикско-Невинномысской (или Армави́ро-Невинномысской) зоны глубинных разломов. По мнению Г. И. Баранова и И. И. Грекова [3] эта региональная сдвиговая зона имеет раннеальпийское заложение и существенно сдвигает вправо среднепалеозойские структурно-фациальные зоны Северного Кавказа и Предкавказья. На юго-восточном продолжении этой зоны располагается система диагонально-сдвиговых швов Горной Осетии (Сангутидонский, Мизурско-Архонский, Кобийский взбросо-сдвиги) и Кахетии.

Восточно-Кавказская зона правосдвиговых деформаций выражена на поверхности почти исключительно связными тектоническими деформациями; это кулисные ряды субширотных брахискладок (Терско-Агричайская, Чечено-Дагестанская, Гудермесско-Гимринская зоны сдвиговых деформаций [22]) и диагональные флексуры северо-западного простиранья (Восточно-Дагестанская зона). В глубинной структуре территории этим зонам, возможно, соответствуют диагонально-сдвиговые швы весьма древнего заложения, уходящие далеко на северо-запад, в Предкавказье [8], и на юго-восток, в Азербайджан [14, 16, 25]. Исчезая на пересечении с осевой структурой Юго-Восточного Кавказа, эти швы продолжают в Закавказскую депрессию и определяют структурный рисунок западного побережья Южного Каспия (Лагич-Пирсагатская, Вандам-Ленгибизская и Алятская правосдвиговые зоны). Сдвиговые системы широко развиты и в более западных частях Куринской впадины (Сагурамо-Чатминская правосдвиговая зона, Игоэтская диагональная перемычка и др.). Позднеорогенное развитие этих сдвиговых зон фиксируется послемезоценовым смещением отдельных структур в Терско-Сунженской, Средне- и Нижнекуринской системах третичных складок [8]; в это же время в третичных складках Восточного Дагестана интенсивное развитие получает комплекс структур праводиагонального сжатия (надвиги северо-западного простиранья и сопряженные с ними сдвиги: субширотные — левые и субмеридиональные — правые).

Правые сдвиги северо-западного простиранья чрезвычайно характерны и для альпийской структуры Малого Кавказа (рис. 2). В ряде районов Северо-западной и Центральной Армении, Северного Присеванья, Зангезурского, Карабахского и Даралагезского хребтов фиксируется большое количество относительно крутых и прямолинейных разрывов северо-западного простиранья, косо секущих субширотные и запад-северо-западные структуры, выполненные мезозойскими и палеогеновыми породами. Вдоль многих таких разрывов (Пушкинский, Мармарикский, Аревинский, Шорджинский, Азнабуртский, Дебаклинский, Хуступ-Гирратахский, Лысогорский и целый ряд других) нами наблюдались правобоковые смещения геологических границ, присдвиговые складки волочения, а также большая концентрация сопровождающих и оперяющих эти разрывы трещин с горизонтальной штриховкой на поверхности сместителей. Все это позволяет диагностировать их как правые взбросо-сдвиги; в ряде мест удастся наблюдать сочетание этих разрывов с субширотными зонами сжатия (линейные складки и надвиги) и с субмеридиональными структурами растяжения (сбросы, отрывы и раздвиговые зоны магматической проницаемости). Разрывы такого типа распределены неравномерно и образуют несколько региональных зон северо-западного простиранья, где они сочетаются с системами диагональных флексур и зонами кулисных складок. Наиболее крупной из таких зон концентрации правосдвиговых деформаций является Лори-Севанская зона Северной Армении, протягивающаяся из района г. Степанаван в область Северного и Западного Присеванья и смещающая на несколько десятков километров некогда единую позднемеловую офиолитовую сутуру Мезотетиса, разделяя ее на два относительно обособленных звена — Амасийское и Севано-Акеринское. В районе Большого Севана Лори-Севанская зона разветвляется на северную (Бешлыбель-Лачинскую) и южную (Севано-Зангезурскую) ветви, прослеживающие-

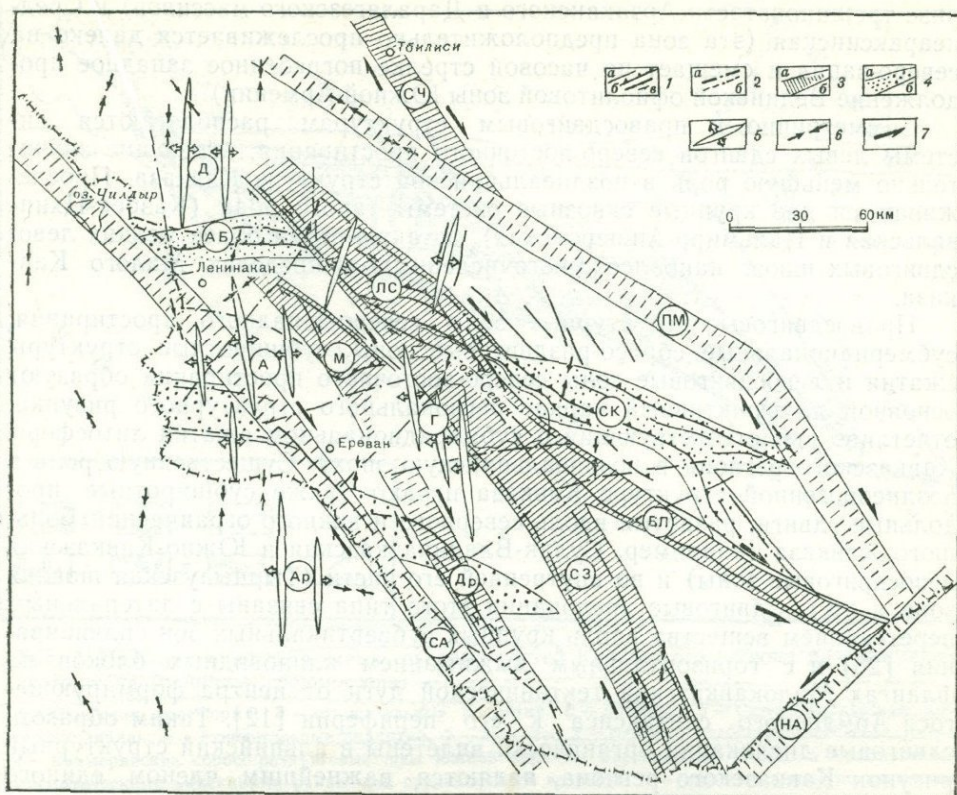


Рис. 2. Схема размещения основных дизъюнктивных систем и зон концентрации позднеальпийских деформаций разного геолого-кинематического типа на Малом Кавказе

1 — геологические разрывы разного геолого-кинематического типа (а), преимущественно взбросо-надвиги (б) или сдвиги (в); 2 — глубинные швы, фиксируемые (а) или предполагаемые (б) по геофизическим данным; 3 — зоны концентрации правосдвиговых деформаций (а — установленные, б — предполагаемые); ЛС — Лори-Севанская, СЗ — Севано-Зангезурская, БЛ — Бешлыбель-Лачинская, М — Мисханская (Мармарик-Касахская), Др — Даралагезская, СА — Среднеараксинская, ПМ — Предмалокавказская, СЧ — Сагурамо-Чатминская; НА — Нижнеараксинская зона концентрации левосдвиговых (?) деформаций; 4 — зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций (а — установленные, б — предполагаемые); АБ — Амасия-Базумская, СК — Севано-Карабахская; 5 — зоны концентрации сбросо-раздвиговых деформаций: Ар — Араратская, А — Арагацкая, Д — Джавахетская, Г — Гегамская; 6 — ориентировка осей максимального сжатия в очагах землетрясений (по данным Г. В. Егоркиной, Д. И. Сихарулидзе и др.); 7 — предполагаемое направление преобладающего перемещения блоков вдоль зон сдвиговых деформаций

ся по геологическим и геофизическим данным в среднее течение р. Аке-ры на Лысогорский взбросо-сдвиг Карабахского хребта, а также в район Дебаклинского и Хуступ-Гирратахского взбросо-сдвигов Юго-Восточной Армении. Параллельно Лори-Севанской сдвиговой зоне протягиваются еще три региональные зоны концентрации правосдвиговых деформаций: Предмалокавказская (северо-западная часть ее под названием Сагурамо-Чатминской зоны была выделена нами ранее [22, 25] и позднее детально исследована М. Л. Коппом — см. статью в наст. сб.), Мисхано-Даралагезская (особенностью этой зоны является наличие обширных поясов вращения сдвигового типа, выявленных при ана-

лизе трещиноватости Арзаканского и Даралагезского массивов) и Среднеараксинская (эта зона предположительно прослеживается далеко на северо-запад и смещает по часовой стрелке погребенное западное продолжение Вединской офиолитовой зоны Южной Армении).

Симметрично к правосдвиговым структурам располагаются системы левых сдвигов северо-восточного простирания, играющие значительно меньшую роль в позднеальпийской структуре Кавказа. Прослеживаются две крупные сквозные системы такого рода (Казбек-Цхинвальская и Пальмиро-Апшеронская), а также серия более мелких левосдвиговых швов, наиболее многочисленных в пределах Малого Кавказа.

Правосдвиговые структурные зоны северо-западного простирания, субмеридиональные сбросо-раздвиговые зоны, субширотные структуры сжатия и левосдвиговые зоны северо-восточного простирания образуют основной дизъюнктивный каркас регионального структурного рисунка, отчетливо свидетельствующий о субмеридиональном сжатии литосферы Кавказского региона в позднеальпийскую эпоху. Существенную роль в позднеорогенной структуре Кавказа играют также субширотные продольные сдвиги, развитые вдоль северного и южного ограничений Большого Кавказа (например, Сулак-Владикавказская и Южно-Кавказская левосдвиговые зоны) и во внутренней его части (Тырныаузская шовная зона и др.). Сдвиговые дислокации этого типа связаны с латеральным перетеканием вещества вдоль крупных субвертикальных зон сплющивания [26] и с горизонтальным выжиманием клиновидных блоков на флангах Малокавказской тектонической дуги от центра формирующегося Армянского синтаксиса к его периферии [12]. Таким образом, сдвиговые дислокации органически вписаны в альпийский структурный рисунок Кавказского региона, являются важнейшим членом единого парагенезиса структур общего бокового сжатия и отражают наряду с другими типами структур процесс общего укорочения литосферы этого региона в субмеридиональном направлении и удлинения ее в субширотном. Сочетание описанных выше сдвиговых зон с субширотными взбросо-надвиговыми и линейно-складчатыми структурами обуславливает ступенчатый в плане рисунок позднеальпийской структуры Кавказа, ромбоэдрический характер мегаотдельности крупнейших геоблоков региона и кулисность сочленения основных поднятий, прогибов и складчатых структур Кавказа.

Описанные выше закономерности распределения сдвиговых деформаций и геодинамики Кавказского региона относятся прежде всего к его позднеальпийской (орогенной) структуре, когда после замыкания северных ветвей океанической структуры Тетис Кавказский регион превратился в устойчивую область континентального орогенеза. С этим хорошо коррелируются и многие другие геологические явления, характеризующие развитие внутриконтинентального орогена: интенсивный кислый и средний вулканизм (как интрузивный, так и, в особенности, эффузивный); широкое развитие шарьяжно-надвиговых комплексов и структур скалывания взбросо-надвигового и сдвигового типа; развитие кулисно расположенных асимметричных краевых прогибов — синорогенных структур сжатия, заполненных континентальными и морскими молассами с участием грубых псефитовых толщ и пачек олистостромов; развитие явлений содвижения и общего горизонтального сплющивания складчатого сооружения, сопровождающегося сильной тектонизацией, в

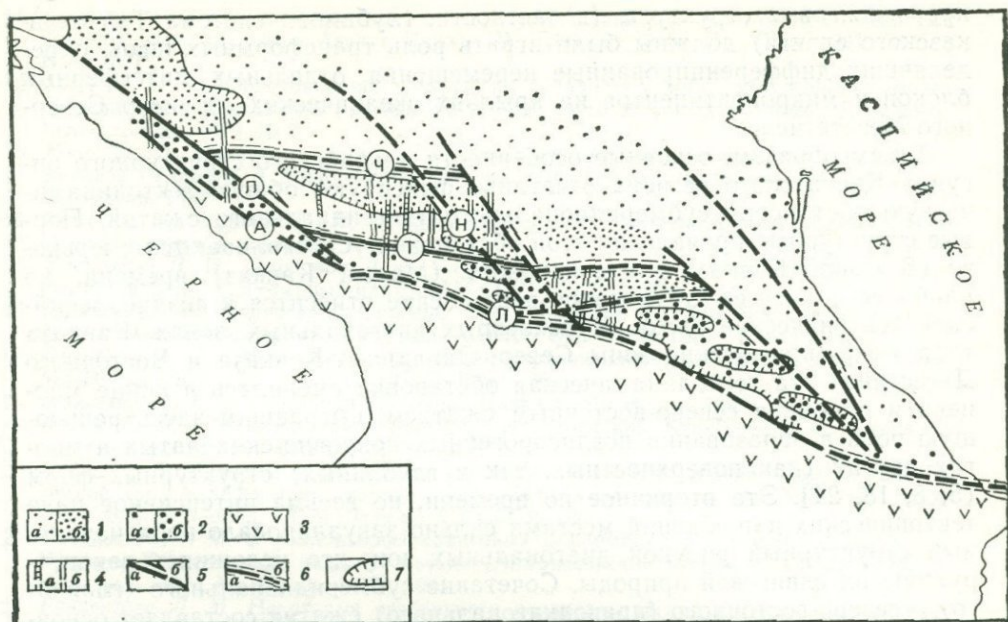


Рис. 3. Палеотектоническая схема северных частей Кавказского региона для киммерийского этапа (ранняя — средняя юра)

1 — Скифская платформа: а — относительные поднятия, б — прогибы; 2 — Северо-Кавказская мегасинклиналь: а — относительные поднятия, б — прогибы; 3 — Бзыбско-Казбекская эвгеосинклиналь; 4 — киммерийские сбросо-раздвиговые швы южной окраины Евразийской плиты: а — заполненные магматическими инъекциями ранне- или среднеюрского возраста, б — предполагаемые по косвенным палеогеографическим и палеоструктурным соображениям; 5 — сдвиговые структуры киммерийского возраста: а — зафиксированные несогласным налеганием верхнеюрских отложений, б — предполагаемые по общим палеоструктурным и палеотектоническим соображениям (П — Пшекиш-Архызская, Н — Нальчикско-Невинномысская, А — Авадхарская); 6 — спастические дизъюнктивные системы киммерийского возраста: а — зафиксированные несогласным залеганием юрских образований, б — предполагаемые по палеоструктурным соображениям (Ч — Черкесская, Т — Тырынауская, Л — Ларс-кая); 7 — предполагаемые контуры частных киммерийских прогибов, заложенных на южной окраине Евразийской континентальной плиты

первую очередь — кливажированием отдельных геоструктурных зон и общей линейризацией всей структуры.

Вместе с тем следы проявления субмеридионального бокового сжатия, и, в частности формирование связанных с ним сдвиговых, содвиговых и раздвиговых структур, могут быть отмечены и для более древних эпох. Так, в северной части Кавказского региона (вдоль южной окраины Скифской эпигерцинской плиты) фиксируется отчетливый парагенез киммерийских структур раздвижения (субмеридионального простиранья), содвигания (субширотных) и, более предположительно, правого сдвига (северо-западного простиранья), что схематически изображено на рис. 3. Такие же зоны правого сдвига, сжатия и растяжения могут быть предположительно намечены и в позднесенонско-эоценовой структуре северных зон Малого Кавказа (Севано-Карабахская и Базумо-Ширакская тектонические зоны, рассеченные Лори-Севанской правосдвиговой системой). Представляется, что на более ранних («доколлизийных») этапах геотектонического развития Кавказа некоторые крупные

правосдвиговые структуры (в частности, глубинная система Транскавказского сдвига) должны были играть роль трансформных швов, определявших дифференцированные перемещения отдельных литосферных блоков и микроконтинентов на крыльях океанических структур Северного Мезотетиса.

Таким образом, основные особенности альпийского структурного рисунка Кавказского региона отчетливо фиксируют общую тектодинамическую обстановку субмеридионального тангенциального сжатия. Первые структурные проявления этой обстановки устанавливаются с юрского (Большой Кавказ) или эоценового (Малый Кавказ) времени, но наиболее полное ее структурное воплощение относится к позднеальпийской тектонической эпохе. В некоторых диагональных зонах Кавказа (например, приморские зоны Северо-Западного Кавказа и Восточного Дагестана) эта тектодинамическая обстановка сменилась в конце миоцена и плиоцена северо-восточным сжатием, сыгравшим здесь решающую роль в образовании позднеорогенных покровно-складчатых и многих других (как поверхностных, так и глубинных) структурных форм [5, 8, 18, 24]. Это вторичное по времени, но весьма интенсивное поле тектонических напряжений местами сильно завуалировало первоначальный структурный рисунок диагональных зон, что усложняет реконструкцию их сдвиговой природы. Сочетание субмеридионального (главного) и северо-восточного (праводиагонального) сжатия составляет основную тектодинамическую канву альпийской геодинамики Кавказа, что запечатлено в распределении региональных и локальных тектонических структур (см. рис. 1, 2), а также в особенностях тектонической трещиноватости [26, 27] и сейсмотектоники ([15, 30]; статья Е. Е. Милановского и др. в этом сборнике) рассматриваемого региона.

Отмеченные выше закономерности хорошо согласуются с теми геодинамическими концепциями, которые предполагают значительное субмеридиональное сокращение литосферы Кавказского региона на средних и поздних стадиях его альпийского развития [1, 4, 7, 9—11, 25, 31 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа//Геотектоника. 1977. № 1.
2. Аджигрей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8.
3. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
4. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса (палиноспастические реконструкции)//Там же.
5. Борукаев Ч. Б. О палиноспастических построениях//Геотектоника. 1970. № 6.
6. Борукаев Ч. Б., Дьяконов А. И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ)//ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 3.
7. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
8. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1958. (Тр. КЮГЭ; Вып. 1).
9. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5.
10. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса//Строение литосферных плит. М., 1979.

11. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
12. *Копп М. Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии)// Геотектоника. 1979. № 2.
13. *Копп М. Л.* Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
14. *Копп М. Л., Курдин Н. Н.* Региональные сдвиги Юго-Восточного Кавказа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 11.
15. *Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.* Глубинные разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит//ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 2.
16. *Курдин Н. Н.* Пирсагат-Сальянская зона разрывов на Юго-Восточном Кавказе (морфокинематический анализ)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2.
17. *Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).
18. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
19. *Орлов Р. Ю.* Геологическая структура месторождения Кти-Теберда на Кавказе//Тр. Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ. 1957. Т. 2.
20. *Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры//Структура земной коры и деформация горных пород: Междунар. геол. конгр., XXI сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
21. *Расцветаев Л. М.* О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системы//Ломоносовские чтения и VI науч. конф. геол. фак. МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1971.
22. *Расцветаев Л. М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. № 5.
23. *Расцветаев Л. М.* О геологической природе линейментов, выявленных на космических изображениях Земли (на примере Кавказа)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 12.
24. *Расцветаев Л. М.* Горный Крым и Северное Причерноморье//Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
25. *Расцветаев Л. М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация//Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980.
26. *Расцветаев Л. М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987.
27. *Расцветаев Л. М., Бирман А. С., Курдин Н. Н.* и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района//Там же.
28. *Резников В. И.* Сквозные структуры//Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
29. Тезисы докладов VI краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1985.
30. *Широква Е. И.* Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 11.
31. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации//Геотектоника. 1975. № 1.

УДК 551.243.3(234.9)

М. Л. Копп

КИНЕМАТИКА КАВКАЗА НА ОРОГЕННОМ ЭТАПЕ

В настоящее время можно считать общепринятым, что орогенная (сармат—квартер) структура Кавказа сформировалась при горизонтальном укорочении, ориентированном в целом в северо-северо-восточном направлении [1, 6—9, 11—13, 16, 17, 19]. Большинство исследователей признают также, что вызвавшее деформацию горизонтальное сжатие было направлено извне, и связывают его с направленным к северу

дрейфом Африканской плиты и отколовшейся от нее в конце миоцена Аравийской микроплиты [1, 3, 5, 6, 10, 11, 16, 19, 20]. Последняя в процессе коллизий пододвигалась под Евразию. Пережатие Кавказского перешейка привело к выталкиванию на запад Анатолийского блока [20] и обусловило фрагментацию Тетиса с образованием реликтовых бассейнов — Черноморского и Южно-Каспийского [10].

А. Н. Вардапетян попытался более детально рассмотреть орогенную кинематику Кавказа с позиций тектоники плит [5]. По распределению эпицентров землетрясений была оконтурена Малокавказская микроплита и рассчитаны параметры ее перемещения относительно Евразийской, Черноморской и Южно-Каспийской плит. Анализ данных о фокальных механизмах землетрясений (некоторые механизмы были решены А. Н. Вардапетяном самостоятельно) подтвердил правосдвиговую природу восточного ограничения Малокавказской плиты и левосдвиговую западного. Последней зоне разломов А. Н. Вардапетян придает особенно важное значение, трассируя ее на северо-восток через весь Кавказ, вплоть до западного фланга Дагестанского клина¹. Большой Кавказ составляет единое целое с Евразийской плитой и не подразделен на более мелкие блоки. Данное исследование представляет несомненный интерес, большинство выделяемых автором сейсмических зон соответствует реальным тектоническим границам, однако, как свойственно многим плейттектоническим работам, данные о поверхностной структуре привлекаются схематизированно и не всегда корректно. В частности, из многих уже известных к тому времени по данным дешифрирования космических снимков линейментов и разломов автор выбрал только те, которые совпадают с границами микроплит в его понимании.

Несомненно, что выработка грамотных кинематических представлений (в том числе и на плейттектонической основе) невозможна без учета тех сложных перемещений, которые запечатлены в геологических структурах. Первостепенное значение для их расшифровки имеет использование методики анализа структурных рисунков, основанного на изучении пространственных соотношений деформаций сжатия, растяжения и сдвига [4, 11, 12, 16, 17]. Однако посвященные этим проблемам работы пока единичны (для Кавказа).

Л. М. Расцветаев, обобщивший данные Г. Д. Ажгирея, Н. Павони и результаты своих собственных исследований [16, 17], составил для территории Кавказа первую карту зон концентрации деформации разного кинематического типа. Позднеальпийская структура региона, по представлениям этого исследователя, возникла при значительной роли правостороннего сдвигания, осуществлявшегося в основном в пластической форме посредством образования эшелонированных складок и горизонтальных флексур. Грандиозные правосдвиговые зоны (некоторые из них пересекают весь Кавказский перешеек) нарезают земную кору Кавказа на узкие блоки северо-западного простирания. Левые сдвиги северо-восточного простирания имеют более ограниченное распространение. В основном они сосредоточены в области сочленения Малого Кавказа и Восточного Понта. Малокавказская дуга, таким образом, с

¹ На эту зону обращают внимание также Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский [15], Л. П. Зоненшайн и его соавторы [10], исходя из особенностей пространственного распространения новейшего вулканизма, Ю. Н. Галушкин и С. А. Ушаков — на основании данных об изостазии.

обеих флангов ограничена попутными сдвигами. К области ее наибольшего выдвигания на север приурочена кульминация Транскавказского пережима, смещение же блоков к северо-западу вдоль системы правых сдвигов компенсируется сжатием в районе Северо-Западного Кавказа и Крыма. Л. М. Расцветаев подчеркивает прямолинейность сдвиговых зон, их диагональную ориентировку по отношению к генеральному структурному плану.

М. Л. Копп и Н. Н. Курдин детальными исследованиями подтвердили предполагавшийся Л. М. Расцветаевым правосдвиговый характер крупных зон концентрации деформаций Кобыстана — Ленгезиз-Сальянской и Восточно-Алятской. Кроме того, было доказано широкое распространение на Юго-Восточном Кавказе левых сдвигов субширотного простирания (в пределах Апшеронского полуострова левые сдвиги еще ранее были отмечены В. В. Вебером и Г. Д. Аджигиреем), установлены парагенетические соотношения левых сдвигов и поперечных складок субмеридионального простирания [11]. М. Л. Коппом был сделан вывод, что структура Южно-Каспийского региона, и в том числе поперечные складки Шемахино-Кобыстанского блока, сформировалась при существенной роли выдавливания материала из мест большего горизонтального сжатия — Кавказского и Копетдагского синтаксисов [11, 12]. Позднее был сделан вывод, что горизонтальное выдавливание проявилось и к западу от Кавказского синтаксиса [12].

По результатам полевых исследований на Юго-Восточном Кавказе, в Куринской впадине и на Талыше, дешифрирования космических снимков всего Кавказа, анализа геолого-геофизических материалов нами составлены новые карты зон сдвиговых деформаций и связанных с ними структур (рис. 1, 2, см. вклейку). Во многом они совпадают с картой Л. М. Расцветаева [16, 17], однако содержат и ряд существенных дополнений. Перечислим главные из них.

1. В пределах почти всего Большого Кавказа, от Сванетии до Апшеронского полуострова и в Куринской впадине, обнаружена система субширотных левых сдвигов, выраженных горизонтальными флексурами, кулисными гирляндами складок, виргациями «конский хвост», смещениями маркирующих горизонтов. На Юго-Восточном Кавказе и в Среднекуринской впадине сдвиги этой группы подтверждены полевыми наблюдениями [11].

2. По особенностям структурного рисунка предполагается правосдвиговая природа восточного ограничения Талышского антиклинория (Буроварско-Астаринский разрыв) и северного — Аджаро-Триалетской зоны (Сурамско-Гокишурский разрыв). В районе последнего И. П. Гамкрелидзе и Л. В. Башелеишвили откартированы оперяющие сдвиги, выраженные смещением структур. Заметим, что субширотные правые сдвиги ранее не выделялись на Кавказе. В пределах Среднекуринской впадины подтверждены полевыми исследованиями установленные Л. М. Расцветаевым Сагурамо-Чатминская и Кахетинская правосдвиговые зоны северо-западного простирания, обнаружена Центральная аджиноурская правосдвиговая зона той же ориентировки. Вместе с тем недостаточно доказаны, на наш взгляд, предполагавшиеся этим исследователем протяженные правосдвиговые зоны внутри Дагестанского клина — Чечено-Дагестанская и Гудермес-Гимринская. Правосдвиговую зону восточного фланга Малого Кавказа (Сомхето-Карабахскую) более справедливо протягивать на кулисно расположенное Кафанское поднятие;

правда, в этом случае данная сдвиговая зона представляется уже дугообразно изогнутой, а не прямой.

3. Плавные изгибы в плане вообще оказались чрезвычайно характерными для многих сдвигов. Так, Буроварская и Ленгербиз-Сальянская правосдвиговые зоны меняют свое простираие от субмеридионального на юге до северо-западного на севере. Северо-северо-западного простираия правые сдвиги восточного ограничения Аджаро-Триалетского антиклинория на севере переходят в широтный Сурамско-Гокишурский сдвига-надвиг. Такое сильное изгибание никак не объясняется только переходом сдвига в сдвига-надвиг. Оно может быть связано только с вращением Аджаро-Триалетской зоны против часовой стрелки. Дугообразную (циклоидальную) конфигурацию имеют траектории максимальных касательных напряжений при жесткопластическом вдавливании [21], и поэтому подобная форма сдвигов рассматриваемого района представляется вполне естественной. В целом линии разрывов (как левых, так и правых) изгибаются по отношению к ориентировке складчатой зоны от почти поперечного направления на юге до почти продольного на севере. Возможная причина этого будет рассмотрена ниже.

4. В некоторых сильно смятых зонах (особенно с двусторонней вергентностью) южного склона Большого Кавказа и запада Среднекуринской впадины отмечено аномальное увеличение угла между сопряженными системами сдвигов, до $90-120^\circ$, свидетельствующее о повороте плоскостей разрывов в результате пластического раздавливания. Крупные продольные разрывы Северного Кобыстана несут признаки как лево-, так и правосторонних смещений. Разделяемые ими лентовидные блоки автономно сминались по латерали в короткие наложенные складки поперечной ориентировки [11]. Все это свидетельствует о проявлении в пределах данной зоны продольного пластического течения материала в сторону Южно-Каспийской впадины. В наиболее яркой форме это явление характерно для области распротранения пластичных глинисто-флишевых пород верхнего мела — палеогена.

5. Проведенное исследование подтверждает вывод Л. М. Расцветаева о приоритете правых сдвигов. Однако обнаружение левых сдвигов на Большом Кавказе позволяет существенно уточнить кинематическую картину, в большей степени приблизить ее к реально наблюдаемым особенностям новейшей структуры и сейсмичности. В пределах Большого Кавказа отчетливо выделяются ограниченные сдвигами Центрально- и Восточно-Кавказский (Дагестанский) блоки, перемещающиеся соответственно в северо-западном и северо-восточном направлениях. Блоки Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа по особенностям своего структурного рисунка совпадают с близлежащими депрессиями — Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской и представляют собой их наиболее дислоцированные краевые части.

Следует отметить, что термин «блоки» для рассматриваемых структурных элементов можно применять лишь в высшей степени условно. Границы их бывают размыты и часто более широки, чем сам «блок». Так, восточную границу Малокавказского блока (или «микроплиты» [5, 10]) можно проводить по любой из нижеследующих правосдвиговых зон: Сомхето-Кафанской, Буроварской, Ленгербиз-Сальянской, Алятской, Бакинского архипелага. Это обстоятельство, равно как и признаки внутренней деформации сегментов земной коры, их изгибы в плане, заставляет в высшей степени скептически относиться к попыткам использова-

ния плейттекtonической техники расчета параметров движения микроплит, во всяком случае для условий Кавказа. Разумеется, позднеальпийская деформация была здесь крайне неоднородной, однако она затронула даже наиболее крепкие породы кристаллического ядра Кавказа — в форме разрывообразования [1, 6, 9] и даже в пластическом варианте (устное сообщение Л. М. Расцветаева).

В пределах наиболее сильно деформированной зоны развития флишевых и молассовых отложений южного склона Большого Кавказа охарактеризованные выше явления пластического расплющивания и продольного тектонического транспорта компенсировались сжатием на периклиналях складчатого сооружения и формированием субмеридиональных поперечных складок. Если на востоке Большого Кавказа такие структуры хорошо выражены на поверхности, то на его западном погружении они стали изучаться лишь недавно [18]. Выявленная здесь складчатая виргация полностью симметрична таковой на восточной периклинали Кавказа.

Судя по рисунку сдвигов, можно предполагать выталкивание в разные стороны от Транскавказского пережима Центральнокавказского и Дагестанского блоков. Для последнего это доказывается наличием во фронтальной части поперечных складок и надвигов. Терский прогиб в такой интерпретации представляет собой горизонтальный грабен, а Терско-Сунженская антиклинальная зона с ее характерными загибами к югу на флангах — результат встречного «проседания» масс в раскрывшийся наподобие ножниц сфенохазм. В строении Транскавказского пережима можно, на наш взгляд, найти некоторые черты сходства с новейшей структурой Центральноазиатского синтаксиса: Центральнокавказский блок напоминает по своему структурному положению Западный Тянь-Шань, Дагестанский — Алтынтаг, Терский прогиб — Таримскую впадину, Терско-Сунженский антиклинорий — Тянь-Шаньскую структурную дугу.

Поскольку перемещение блоков Северо-Западного, Юго-Восточного Кавказа и Дагестана, рассматриваемое нами как результат выдавливания по латерали, имеет северную составляющую, развитие в их фронтальной части северовергентные складки и надвиги [9, 19] возникли в результате надвигания соответствующих блоков, а не поддвигания Скифской плиты под Большой Кавказ. Структуры этой категории, по существу представляющие собой ретрошарьяжи, еще ждут внимательного изучения. Интересной их разновидностью являются круто ($60-90^\circ$) наклоненные на север разрывы, висячих крыльях которых присутствуют более молодые осадки (характерный пример — Сиазанский взброс Юго-Восточного Кавказа). Если бы не увеличение смятия (с проявлением северовергентных структур) в их южных крыльях, можно было бы предполагать направленное к югу надвигание более молодых осадков на древние. Именно такой вывод о природе Сиазанского разрыва и был сделан М. Ф. Мирчинком: по мнению этого исследователя, последний представляет собой рубцовую зону гигантского шарьяжа третичных отложений, надвинутого из Кусарской впадины на юг и перекрывшего весь Кобыстан. Однако приведенные факты, а также общие кинематические соображения указывают скорее на подвиг к северу более древних пород, сопровождавшийся сжатием поперек сместителя и частичным выдавливанием пластичных майкопских глин.

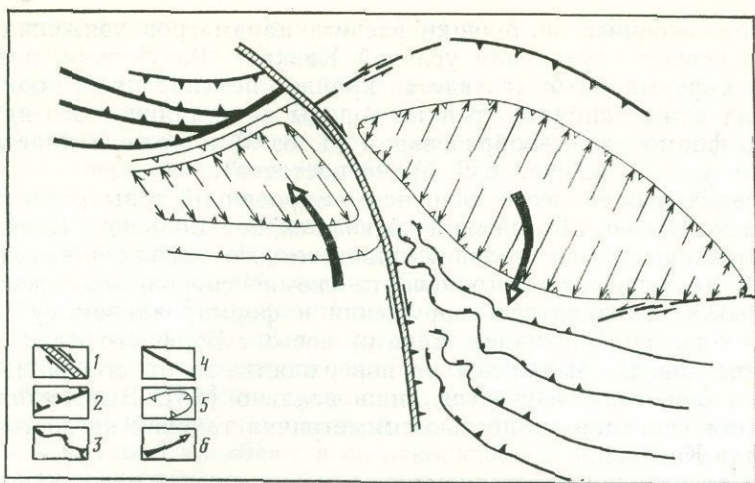


Рис. 3. Схема компенсации сдвиговых перемещений сжатием и растяжением на южном склоне Большого Кавказа

1 — линия главного сдвига; 2 — надвиги; 3 — тектонические покровы; 4 — тектонические швы, выраженные вторичным совмещением и искажением конфигурации фациальных зон; 5 — орогенные впадины (стрелки указывают направление и относительный размер расширения); 6 — направление поворота крыльев

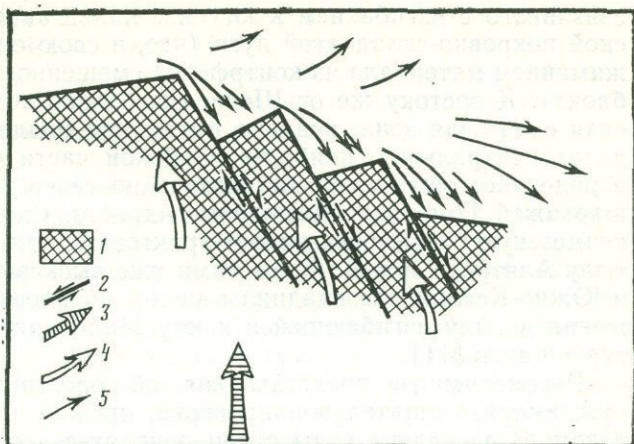
До сих пор остается дискуссионной природа покровов южного склона Большого Кавказа: их считают результатом то поддвигания Закавказской плиты под Большой Кавказ (7, 9, 13, 19), то гравитационного соскальзывания и надвигания [8], то выжимания из корневой зоны [6, 9, 12]. Как представляется, важную дополнительную информацию для решения этой проблемы может дать анализ парагенетических соотношений покровов со сдвигами.

В связи с этим отметим характерный, неоднократно повторяющийся структурный рисунок (рис. 3). Центральный его элемент — региональная правосдвиговая зона северо-западного (в целом) простирания, протягивающаяся к южному склону из Куринской впадины. Таковы, например, Ленгезиз-Сальянская и Сагурамо-Чатминская зоны. На севере они плавно приобретают направление более близкое к широтному. Во фронтальной части западного крыла сдвиговой зоны наблюдаются сильно сжатые подобные складки, субвертикальные чешуи, кливаж; встречаются северовергентные складки и надвиги. Простирание структур в таких участках становится широтным или даже восток-северо-восточным, они довольно резко сочленяются со сдвигом. В этих же местах наблюдаются выходы пород основания Закавказской плиты (Коринтская чешуя, Вандамский антиклинорий) и ограничивающих их разрывов шовного типа. Характерны тесная сближенность и тектоническое выклинивание структурно-фациальных зон. Южный склон резко сужается, зато становится более крутым и сопровождается новейшими разломами, здесь же отмечается повышенная сейсмичность (Шемахинский сейсмоопасный район). Все эти признаки свидетельствуют о резком недостатке пространства.

В строении восточных крыльев сдвигов отмечается противоположная картина. Ширина южного склона здесь резко увеличивается за счет проявления относительно более слабо деформированных, но зато с несом-

Рис. 4. Модель возникновения тектонических покровов и поперечных складок в результате выжимания материала из контрфорсов сдвинутых блоков

1 — жесткие комплексы Закавказской плиты; 2 — сдвиги; 3 — региональное направление сжатия; 4 — направление поворотов блоков; 5 — траектории перемещения выжатого материала



ненными признаками надвигания (ярко выраженная обычная для Кавказа южная вергентность и др.) покровных пластин (см. рис. 2). Последние смяты в гребневидные складки и наслаиваются друг на друга в виде субгоризонтальных ступеней. Характерные районы такого типа — Кобыстан и Южная Кахетия. Чрезвычайно характерно перехлестывание покровов через сдвиги, выраженное в их субпараллельности (см. рис. 3) и подтвержденное буровыми данными для Красногорского и Сатибского разрывов Среднекуринской впадины. Таким образом, структуры сжатия приобретают здесь почти меридиональное простирание, но по удалении от сдвига постепенно восстанавливается общекавказская ориентировка.

Таким образом, парагенетическая связь покровов и сдвигов совершенно очевидна. Отмеченные особенности можно объяснить только одним механизмом — выжиманием осадков из лобовых частей сдвигаемых блоков в сторону отстающего крыла (рис. 4). Следовательно, покровы перемещались посредством надвигания к югу (относительно Большого Кавказа). Однако исходный материал шарьяжей выжимался в процессе направленного к северу поддвига западных крыльев сдвигов.

Чем же объясняется плавное изменение простирания сдвигов от почти продольного (по отношению к оси Большого Кавказа) на севере до почти поперечного на юге и с чем связано то обстоятельство, что компенсация сдвиговых перемещений горизонтальным укорочением происходит в неодинаковой форме на северных и южных концах этих разрывов? Эти особенности легко понять, если учесть влияние региональной вергентности [11]. Те крылья сдвигов, которые движутся навстречу общему движению масс, стремятся развернуться вдоль складчатой зоны, кроме того, здесь резко увеличивается горизонтальное сжатие и соответственно недостаток пространства. Крылья же, смещающиеся в целом попутно региональному уклону, разворачиваются таким образом, чтобы еще более приблизиться к последнему. Сжимающее усилие во фронтальной части этого крыла распределяется на большей площади; кроме того, здесь увеличивается скашивание в вертикальной плоскости, вызывающее надвигание.

Полученные выводы о происхождении покровов позволяют высказать мнение о генезисе межгорных впадин типа Алазано-Агричайской. Можно предполагать, что она возникла в результате локального растяжения,

связанного с изгибанием к югу и с надвиганием Гомборско-Аджиноурской покровно-складчатой дуги (что, в свою очередь, было вызвано выжиманием материала из контрфорса смещенного к северу Карталинского блока). К востоку же от Шеки, где близко подходит Ленгебиз-Сальянская сдвиговая зона, впадина имеет уже поддвиговой характер. В пределах центральной, наиболее глубокой части впадины ее южный борт в ряде мест сжат из-за надвигания на север послеакчагыльских ретрошарьяжей Гомборско-Дашюзского хребта. Сходным образом Джейранкечмезскую депрессию можно трактовать как результат растяжения в тылу Алятской гряды. Ранее нами уже высказывалась точка зрения, что и Южно-Каспийская впадина в целом образовалась в результате растяжения в тылу изгибающейся к югу Малокавказско-Биналудской структурной дуги [11].

Рассмотренные представления об орогенной кинематике Кавказа нуждаются в тщательной проверке, прежде всего палеомагнитным методом. В последние годы стали появляться соответствующие данные — хотя и немногочисленные, но зато весьма интересные [2, 3]. Они указывают на происходившие в послемеловое время повороты: западной части Малого Кавказа — против часовой стрелки, восточной — по часовой. Это дало основание М. Л. Баженову и В. С. Буртману высказать мнение о вторичной природе изгиба Малокавказской дуги [3]. Кроме того, палеомагнитные исследования свидетельствуют о весьма значительном (порядка 600—1000 км) послемеловом сближении Малого Кавказа и северного склона Большого Кавказа.

Легко видеть, что первая часть этих выводов — о выгибании Малого Кавказа на север — хорошо согласуется с рассмотренными фактами: с наличием сдвигов, попутных изгибу дуги; с широкой рассредоточенностью сдвиговых зон на площади, свидетельствующей скорее о вязком, нежели хрупком, скалывании; с данными о противочасовом повороте Аджаро-Триалетской зоны (кривизна пограничной сдвиговой системы). Следует только иметь в виду, что наблюдаемая кривизна Малокавказской дуги может быть больше действительной величины ее выгибания, если учесть возможность первично-кулисного расположения структур в сдвиговой зоне [4]. Поскольку деформация в широких зонах сдвигания обычно является вращательной, заметные повороты тектонических элементов возможны и при незначительной величине общего смещения.

Гораздо сложнее обстоит дело со второй частью палеомагнитных выводов. Согласно имеющимся подсчетам, зафиксированное в складчатости и покровно-надвиговых структурах горизонтальное сокращение коры Большого Кавказа составило 200—250 км [7, 9, 19]. Палинспастические реконструкции складок и надвигов Малого Кавказа прибавят к этой цифре вряд ли более 50 км. Следовательно, возникает проблема времени и места поглощения сегмента коры шириной не менее 400—500 км. Что касается места, то представляется, что это, скорее всего, должна быть Кахетино-Лечхумская шовная зона, вдоль которой совмещены принципиально разные фациальные зоны Закавказского срединного массива (островной дуги) и флишевого бассейна (окраинное море). Вероятно, некоторое сокращение пространства могло произойти и по Сурамско-Гокишурскому сдвигу-надвигу, где мощные вулканогенно-флишевые отложения палеогена Аджаро-Триалетской зоны приближены к Дзирульскому массиву. Однако считать эту сутуру главной [3] вряд ли правильно, так как в восточном направлении первичная фациальная

зональность постепенно восстанавливается и в южном борту Карталинской впадины (скважины Кавтисхеви, Натахтари и др.) развиты те же породы палеогена, что и в Аджаро-Триалетской зоне, только сокращенной мощности. В одной и той же фации (глины с дельтовыми песчаниками сакараула) по разные стороны от разрыва представлена и майкопская серия.

В пределах Кахетино-Лечхумской шовной зоны тектоническому сшиванию подверглись все послемеловые отложения, включая олигоцен. Размер послезоценового горизонтального перемещения может быть весьма значительным. Так, в разрезах северного борта Карталинской впадины тектонически совмещены склоновые («дикий флиш» с грандиозными олистоплаками пород основания Грузинской глыбы) и бассейновые (дистальный флиш с горизонтами битуминозных сланцев, не содержащий олистолитов) фации верхнего эоцена. В седиментационном бассейне эти породы были удалены на десятки километров. Точных данных о более древнем сближении тектонических зон нет, можно предполагать его постепенное наращивание на протяжении всего кайнозоя.

Логично, казалось бы, связывать сильное сокращение пространства с предполагаемым М. Г. Леоновым [14] надвиганием Грузинской глыбы на флишевый бассейн. Однако нужно иметь в виду, что, кроме олистостромов, которые являются индикаторами только лишь крутого склона, и не более, несомненных признаков надвигания здесь пока не имеется. Эоценовый возраст перемещения крупных пластин юрских известняков — предполагаемых покровов — остается проблематичным [7]. Настоящая складчатость в эоцене практически отсутствовала. Все эти факты заставляют с большой осторожностью относиться к представлениям о формировании эоценовых олистостромов в результате обрушения покровного панциря, о проявлении в конседиментационной форме пиренейской фазы сжатия и т. д.

Проведенные нами наблюдения палеогеновых олистостромов позволили расчленить интервал их накопления на два исключительно четко выдержанных максимума: 1) верхи среднего эоцена (основание ильдоканской свиты и свиты кинта); 2) рубеж олигоцена — нижнего миоцена (низы майкопской серии). Кроме того, первые в кайнозое олистостромы и подводно-оползневые складки появляются на границе карбонатного флиша верхнего мела и тонкоритмичных силицитов палеоцена — раннего эоцена. Обращает внимание, что олистостромовые горизонты рассматриваемого района приурочены к крупным рубежам развития нео-Тетиса, характеризующимся появлением относительно более глубоководных застойных фаций эвксинского типа [13]. Это свидетельствует скорее в пользу гравитационного, а не тектоно-гравитационного происхождения олистостромов рассматриваемого района и позволяет связать их генезис с резким переуглублением бассейна и соответственным укрупнением его склонов. В порядке постановки вопроса можно предположить, что глубокая полуизолированная впадина, существовавшая на месте Большого Кавказа с начала палеогена до раннего миоцена [13], представляла собой глубоководный желоб, возникший в результате подвига утоненной коры окраинного моря (флишевый бассейн) под островную дугу Закавказья. Крутой южный борт особенно сильно подвергался гравитационному обрушению. Пододвигание, продолжавшееся в течение всего палеогена, особенно в позднем эоцене — раннем олигоцене, привело к поглощению коры и ликвидации глубоководного бассейна.

1. Адамия Ш. А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа//Проблема движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М., 1985.
2. Асанидзе Б. З., Баженев М. Л., Ржевский Ю. С. Палеомагнетизм и тектоника Альпийского пояса Юга СССР//Магнитостратиграфия и геодинамика. М., 1981.
3. Баженев М. Л., Буртман В. С. Кинематика Кавказа в кайнозой по палеомагнитным данным//Тез. докл. III семинара-школы «Геодинамика Кавказа». Ереван, 1986.
4. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцов С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
5. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона//Океанология. 1979. Т. 19, № 6.
6. Гамкрелидзе И. П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тр. ГИН АН СССР. 1977. № 86.
7. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
8. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника. 1982. № 4.
9. Догдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Там же. 1986. № 5.
10. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса//Строение литосферных плит. М., 1979.
11. Конн М. Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенных поясов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 59, вып. 2.
12. Конн М. Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе//Carp.-Balc. Cool. Assoc. XIII Cong. Proc. Rep. 1985. Pt 1.
13. Конн М. Л., Щерба И. Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа//Геотектоника. 1985. № 6.
14. Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975.
15. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
16. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 5.
17. Расцветаев Л. М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация//Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980.
18. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985.
19. Хаин В. Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа//Геотектоника. 1982. № 4.
20. Mc Kenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. Vol. 30, N 2.
21. Melnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision//Science. 1975. Vol. 189, N 8.

*Ф. С. Ахмедбейли, Б. В. Григорьянц,
В. А. Каспаров, Э. Ш. Шихалибейли*

ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ АЗЕРБАЙДЖАНА И ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕОРОГЕННОЙ СТАДИИ АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА ТЕКТОГЕНЕЗА

В пределах материкового и морского сегментов рассматриваемой территории земная кора имеет довольно сложное строение. Здесь развиты формации осадочных, вулканогенных, метаморфизованных пород, участвующих в строении структур разных рангов.

Кроме того, в данном регионе выявлены магматические тела, полиморфная складчатость, крупные и мелкие разломы, грязевой вулканизм, проявление сейсмичности, которые распространены по площади неравномерно и сочетаются в самых разных вариантах. Анализ геофизических данных по рассматриваемой территории показывает, что строение земной коры суши и моря существенно различается. Все это говорит об изменениях геодинамической обстановки.

В исследованиях авторов основное внимание уделяется глубинной структуре региона, деформациям кайнозойского осадочного чехла, новейшей и современной тектонической активности земной коры, грязевому вулканизму, покровным структурам с попыткой выяснения механизма их формирования, сейсмическим событиям, вопросам автономного складкообразования — словом, всем тем процессам и явлениям, которые позволяют дать анализ геодинамической обстановки на позднеорогенном этапе альпийской геотектонической эпохи.

Одним из важных показателей, определяющих геодинамическую активность, является количественная оценка новейших тектонических движений. В качестве исходного материала для оценки были использованы карты неотектонических деформаций в изобазах для двух этапов: 1) верхний сармат — голоцен; 2) верхний плиоцен (акчагыл) — голоцен. Для Южно-Каспийской впадины использованы подобные карты для этапов: 1) верхний плиоцен — голоцен; 2) четвертичный период. Для этих этапов были составлены карты скоростей и градиентов скоростей вертикальных тектонических движений, а также карты отношений градиентов скоростей за второй этап к градиентам скоростей за первый этап. Были выявлены разрывные нарушения и флексуры, активные в новейшее время. Активность разрывов проявляется, в частности, в их вертикальных амплитудах.

Вышеописанные факторы характеризуют геодинамическую активность неотектонических движений. Результирующая величина этой активности на современном этапе показана нами на карте относительных величин неотектонической напряженности (НТН) (рис. 1).

Для составления карты НТН исследуемая площадь разбивалась на элементарные участки размером 20×20 км, и для них вычислялись средние значения вышеотмеченных факторов. Для облегчения дальнейшего сопоставления участков при многофакторном анализе реальные значения факторов заменялись на условные значения. С этой целью наи-

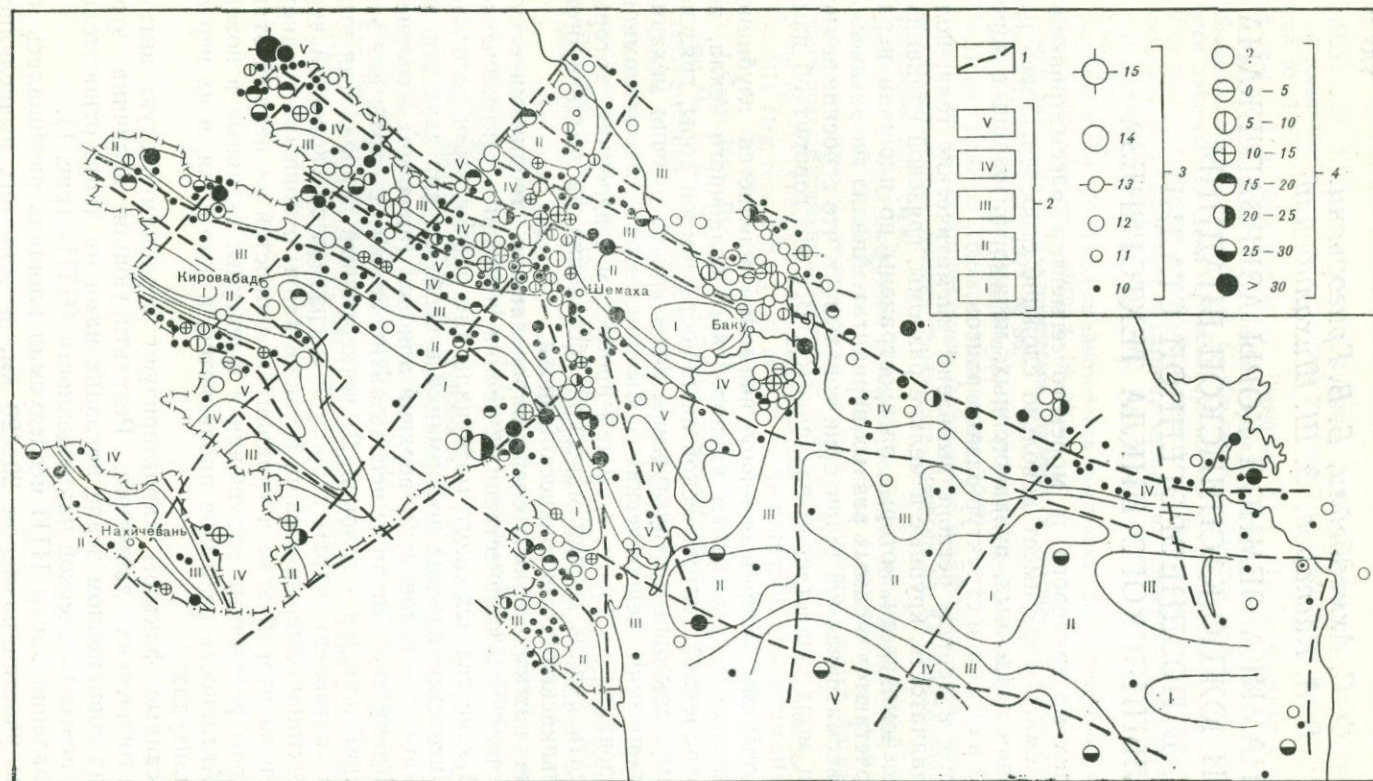


Рис. 1. Карта неотектонической напряженности, основных глубинных разломов и эпицентров землетрясений

I — глубинный разлом; 2 — зоны неотектонической напряженности: V — максимальной, IV — большой, III — средней, II — малой, I —

минимальной; 3 — эпицентры основных пред-ставительных землетрясений энергетического класса $K=10 \div 15$ ($K \geq 12$ за период 1933—

1985 гг., $K=11$ за период 1951—1985 гг., $K=10$ за период 1962—1985 гг.); 4 — глубина залегания очагов землетрясений, км

большой размах колебаний реальных значений каждого фактора в пределах всей площади делился на произвольное число равных интервалов (в нашем случае взято 5 интервалов). Интервалы нумеровались так, чтобы большие номера соответствовали большим значениям. Номер интервала и есть условное значение. Далее, для каждого участка вычислялась сумма всех условных значений рассматриваемых факторов, она присваивалась центру участка. По значениям суммы, с учетом наибольшего размаха ее колебания, проводилось районирование площади по произвольной относительной шкале. Нами, например, была принята пятибалльная шкала. В результате были выделены зоны относительных величин НТН: максимальной, большой, средней, малой и минимальной.

На Большом Кавказе зонам максимальной НТН соответствуют зоны больших мощностей отложений и инверсионного развития складчатой структуры новейшего комплекса (см. рис. 1). В современном структурном плане это Алазань-Агричайский прогиб, полоса чешуйчатых складок Аджиноурских предгорий и значительная часть Нижнекуринской впадины. Такая же неотектоническая напряженность отмечена для осевой полосы юго-восточного погружения Тфанского антиклинория.

Несколько иная картина выявляется для Малого Кавказа, где максимальное значение рассматриваемого параметра зафиксировано в центральной части, точнее, в пределах Кельбаджарской мульды. В позднеорогенной стадии здесь формируются вулканогенные образования разного состава плиоценового возраста и четвертичные андезитобазальты.

В пределах Южно-Каспийской впадины отмечены две зоны максимальной НТН. Одна из них охватывает часть структур Бакинского архипелага, в пределах которого новейшие отложения характеризуются большими мощностями и интенсивной складчатостью. Другая зона в общем совпадает с Южно-Каспийским сводом (его южной частью), мощности новейших образований, имеющих сложную складчатую структуру, здесь превышают 7000—8000 м.

Сопоставим зоны большой НТН со структурными элементами. Так, одна зона совпадает с областью интенсивных дифференцированных поднятий на новейшем этапе — Ковдаг-Сумгаитская и Вандамская тектонические ступени. Юго-восточнее г. Шемахи поперечные размеры зоны сокращаются и она фактически соответствует аллохтонной структуре орогенной серии Ленгебиз-Алятинской складчатой полосы. Другая зона большой НТН охватывает южные структуры Аджиноура (Коджашен-Геокчайская антиклинальная полоса) — зону больших мощностей и инверсионного развития складчатой структуры неотектонического комплекса отложений. Примерно в районе г. Ахсу ориентировка зон резко меняется от субширотной к почти меридиональной и она соответствует восточному борту Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия, перекрытого пологозалегающими слабодислоцированными плиоцен-четвертичными образованиями.

В пределах Южно-Каспийской впадины зона большой НТН занимает полосу западного шельфа и Апшеронский порог.

На Малом Кавказе соответствующая зона включает структуры его центральной части и частично его юго-восточного окончания. В эту зону входят структуры геосинклинального комплекса с разным режимом развития на новейшем этапе — Сарыбабинский синклиний, Лагинский антиклинорий, Гочасский синклиний.

Значительную территорию охватывает зона средней напряженности. Одна полоса простирается субширотно вдоль северного борта Куринской впадины, резко меняя направление в районе г. Кюрдамир на субмеридиональное, и продолжается по западному борту Кюрдамир-Саатлинского поднятия фундамента. Средние значения НТН фиксируются для северных структур Талышской складчатой области (Астраханбазарский синклиорий и часть Мильско-Муганского погребенного поднятия), а также для ее центрального участка (Астариийский антиклинорий).

В Южно-Каспийской впадине зона с отмеченными значениями напряженности занимает обширное поле.

Вся восточная и юго-восточная часть Кусаро-Дивичинского наложенного прогиба, Апшеронский архипелаг и восточная часть Апшеронской периклинальной области также входят в зону средних значений НТН. Одна ветвь этой зоны окаймляет южный борт Маразинской мульды.

На Малом Кавказе соответствующая зона совпадает (частично) с Дашкесанским, Гек-Гельским, Ордубадским синклиниями, Карабахским и Шарурским антиклинориями.

Наконец, зоны малой и минимальной НТН охватывают значительную часть Куринской впадины (с разными мощностями новейших отложений), а также Шамхорский и Кафанский антиклинории, Нахичеванскую и Маразинскую мульды, восточную глубокоководную часть Южного Каспия.

Следует отметить, что иногда границы зон разной НТН фиксируются глубинными разломами разной ориентировки.

Активность геодинамических процессов на современном этапе проявляется в наблюдаемом сейсмическом поле. В дискретном виде поле изображено на рис. 1 как карта эпицентров землетрясений. На карте показаны эпицентры основных землетрясений, определенных после исключения повторных толчков, зарегистрированных без пропуска с энергетическим классом $K \geq 12$ за 1933—1985 гг., классом $K=11$ за 1951—1985 гг., $K=10$ за 1962—1985 гг. (для акватории Южно-Каспийской впадины, расположенной восточнее долготы 52° , эпицентры с $K=10-11$ показаны до 1983 г.). Эпицентры с $K=9$ не указаны на карте для большей наглядности остальных эпицентров.

Сопоставление карты НТН с данными по сейсмичности показывает их хорошую корреляцию. Чтобы количественно охарактеризовать эту зависимость, нами подсчитано общее число эпицентров землетрясений разных классов K в пределах зон разной НТН на территории Азербайджана и прилегающего шельфа. Затем для каждой зоны была вычислена сейсмичная активность A_K , представляющая собой число землетрясений класса K , нормированное на единицу площади— 1000 км^2 и единицу времени—1 год. Как видно из таблицы, представляющей результаты вычислений, сейсмическая активность A_K всех классов K в целом находится в прямой линейной зависимости от величины НТН. Так, A_9 изменяется от 0,16 для зоны минимальной НТН до 0,62 для зоны максимальной НТН. Подобная картина изменений значений A_K отмечается и для других классов K . В пределах одной квазиоднородной зоны НТН отмечается также прямая линейная зависимость между сейсмической активностью A_K и величиной класса K . Например, для зоны максимальной НТН отмечается увеличение активности от $A_{13}=0,014$ до $A_9=0,62$. Все это говорит о том, что существует закон повторяемости землетрясений, отражающий прямую зависимость сейсмической активности A_K от вели-

Количество основных представительных землетрясений (1) и сейсмическая активность A_K (2) в зонах разной НТН на территории Азербайджана и прилегающего шельфа

Период	I		II		III		IV		V	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1972—1985 (9)	40	0,1623	66	0,2334	123	0,2958	150	0,4269	122	0,6224
1962—1985 (10)	9	0,0213	30	0,0619	9	0,0127	5	0,0047	2	0,0019
1951—1985 (11)	6	0,0097	9	0,0127	38	0,0366	33	0,0376	29	0,0592
1933—1985 (12)	6	0,0064	5	0,0047	15	0,0095	17	0,0128	18	0,0243
1933—1985 (13)	1	0,0011	2	0,0019	5	0,0032	7	0,0053	(1)	0,0014
Площадь, тыс. км ²	17,6		20,2		29,7		25,1		14	

Примечание. I—V — НТН, значения см. на рис. 1; в скобках — энергетический класс К.

чины энергетического класса К землетрясений и от величины НТН зон, в пределах которых эти землетрясения происходят. Этот закон можно назвать законом сейсмотектонической активности (СТА).

Закон СТА нарушается в том случае, если геодинамическая активность тектонических движений на современном этапе резко изменяет тенденцию его развития. Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что некоторое нарушение закона отмечается в зоне минимальной НТН. Это проявляется в том, что здесь величина сейсмической активности $A_{12}=0,0064$ больше активности $A_{12}=0,0047$ зоны малой НТН. Повышенная концентрация эпицентров землетрясений класса $K=12$ (см. рис. 1) в зоне минимальной НТН отмечается в районе пересечения погребенных глубинных разломов — Араксинского и Куринского. Очаги этих землетрясений расположены на относительно больших глубинах (15—40 км). Этот район соответствует Талыш-Вандамскому погребенному поднятию, перекрытому новейшими отложениями, субгоризонтально залегающими. Факт же сейсмической активизации глубинных слоев говорит об усилении геодинамических процессов, обусловивших развитие этого поднятия.

Сравнительный анализ A_K и НТН позволяет выделить наиболее активные на современном этапе участки зон высокой НТН, а также те участки зон низкой НТН, в пределах которых отмечается нарушение закона СТА. Выделение таких участков имеет большое значение для сейсмического районирования и прогноза землетрясений — для выделения наиболее вероятных зон возможных очагов максимальных землетрясений. При этом необходимо учитывать, что современная сейсмическая активность является только кратковременным проявлением новейших геодинамических процессов. Для суждений об общей тенденции и масштабах развития этих процессов имеет большое значение не только неотектоническая напряженность, но и анализ структурных соотношений орогенного и геосинклинального комплексов.

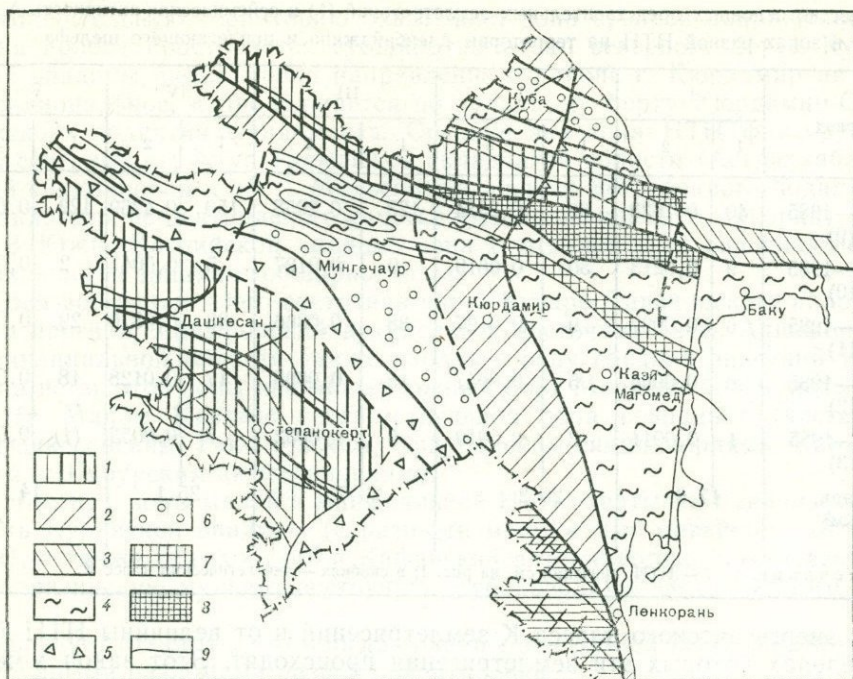


Рис. 2. Схема структурных соотношений орогенного и геосинклинального комплексов отложений Азербайджана

1 — выходы геосинклинального комплекса на поверхность; 2—6 — области распространения орогенных комплексов: 2 — субгоризонтального залегания новейших отложений, 3 — унаследованного развития складчатой структуры в новейшем комплексе, 4 — больших мощностей и инверсионного развития складчатой структуры новейшего комплекса, 5 — малых мощностей слабодислоцированного новейшего комплекса, 6 — больших мощностей недислоцированного новейшего комплекса; 7, 8 — зоны развития аллохтонных структур: 7 — орогенного комплекса, 8 — геосинклинального комплекса; 9 — зоны развития доновейшего орогенного комплекса отложений

По результатам анализа (рис. 2) выделяется ряд крупных зон различных структурных соотношений. К ним, например, относится зона малых мощностей слабодислоцированного новейшего комплекса отложений. Она охватывает северо-восточные предгорья Малого Кавказа, где развиты локальные, в основном небольшие по размерам складки, и Нижнеараксинский прогиб. Евлах-Агджабединский, Зайхур-Дивичинский прогибы соответствуют зонам с большими мощностями недислоцированного (или слабодислоцированного) комплекса отложений. Зонам больших мощностей и инверсионного развития складчатой структуры новейшего комплекса соответствуют Аджинсурская складчатая полоса, Кубинский, Нижнекуринский, Шемахино-Кобыстанский, Джейранкечмесский прогибы, южная часть Апшеронского периклинального прогиба и складчатость междуречья Куры и Иори. Зоны развития аллохтонных структур сосредоточены главным образом на юго-востоке Большого Кавказа. Речь идет о тектонических покровах — Шемахино-Кобыстанском, Баскальском, Сиазань-Судурском — и о Ленгебизском тектоническом перекрытии.

Говоря о соотношениях структурных планов орогенной и геосинклинальной серии (между разновозрастными структурно-формационными

комплексами пород альпийского цикла тектогенеза, а также между альпийскими образованиями и доальпийским фундаментом), следует прежде всего указать на сложность этих соотношений. Ряд крупных погребенных поднятий — Кюрдамир-Саатлинское, Кусарское, Ялама-Худатское, Алазань-Агричайское — перекрыты субгоризонтально залегающими новейшими отложениями. Унаследованное развитие складчатой структуры в этих толщах отмечено для Северо-Апшеронского поднятия.

Факты свидетельствуют о существенной роли деформаций пластичных глинистых пород, определивших структурные соотношения между мезозойской и кайнозойской толщами. Особенно четко она проявляется в прогибах наложенного типа, выполненных палеоген-миоценовыми образованиями. Последние интенсивно смяты в сложные складчатые формы, что связано с автономным процессом складкообразования. Подобные деформации характерны для Шемахино-Кобыстанского, Зайхур-Дивичинского и Кубинского наложенных прогибов.

На основании изучения большого количества разрезов мезозойско-кайнозойского возраста выявлена любопытная картина (в основном по азербайджанской части Большого Кавказа), которая заключается в резких изменениях складчатости по разрезу. Так, ниже- и среднеюрские слои смяты довольно интенсивно с широким развитием малых форм складок. Толща верхнеюрско-меловых пород в основном образует простые, пологие типы складок (нередко крупных размеров). В палеоген-миоценовых образованиях, как уже сказано, вновь наблюдается интенсивная складчатая деформация, аналогичная деформации ниже-среднеюрских отложений. Наконец, новейшая толща (плиоцен-четвертичная) отложений характеризуется простыми формами складчатых элементов. Из этих данных очевидно, что процесс автономного складкообразования протекал в течение альпийского тектогенеза циклично, с перерывами. В отличие от Большого Кавказа на Малом Кавказе подобная картина не наблюдается.

Районирование Южно-Каспийской впадины по характеру структурных соотношений несколько затруднено из-за отсутствия достаточного фактического материала. Однако схематично можно выделить две зоны — западного шельфа с большими мощностями дислоцированного новейшего комплекса и глубоководной части впадины, где мощности плиоцен-четвертичных отложений значительно больше, а складчатость достаточно плотная (по количеству складок на единицу площади).

Представления о некоторых особенностях геодинамических условий земной коры региона дополняются данными по грязевому вулканизму. Исследования показали, что грязевые вулканы большей частью распространены в пределах наложенных прогибов, сформировавшихся в орогенном этапе и заполненных кайнозойскими терригенными образованиями, мощности которых достигают 10—12 тыс. м, а в морском бассейне и более. Механизм процесса определяется пластической деформацией глинистых пород, создающей автономную складчатую структуру в поверхностном выполнении прогибов. Уместно отметить, что области развития грязевого вулканизма отличаются пониженной сейсмической активностью.

За последние годы в пределах интересующего нас региона по геофизическим материалам и дешифрированию космоснимков установлены разломы поперечной ориентировки. В совокупности с разломами общекавказского направления они образуют систему тектонических блоков

(см. рис. 1). С учетом материалов глубокого бурения можно полагать, что значительная часть этих разломов в толщу кайнозойских отложений не проникает.

Данные о глубинах очагов землетрясений, основная часть которых расположена в кристаллическом фундаменте, свидетельствуют о проникновении разломов до этих глубин. Локализуются очаги на участках или отрезках глубинных разломов, активность которых совпадает с зонами активной неотектонической деформации. Следовательно, эти деформации можно рассматривать как индикаторы активности участков разломов, генерирующих землетрясения.

УДК 550.834 : 551.241 (262.81)

Б. В. Григорьянц

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ В ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЯХ И ИХ СТРУКТУРНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

В 1978 г. на симпозиуме «Взаимодействие астеносферы и литосферы и его роль в тектонических процессах» в Ленинграде в совместном докладе с Э. Ш. Шихалибейли [10] автором было высказано мнение, что осадочный чехол (или осадочная толща) в Южно-Каспийской впадине представлен в основном, если не исключительно кайнозойским комплексом отложений. Это мнение обосновывалось результатами анализа геофизических материалов и их сопоставления с данными поверхностной геологии и бурения. Достаточно сказать, что еще в 60-е и даже в 50-е годы применительно к Юго-Восточному Кавказу была показана хорошая сопоставимость между аномальными изменениями силы тяжести и структурой поверхности мезозойских отложений или изменениями в пространстве мощности кайнозойских отложений [4]. Не менее убедительные свидетельства в пользу этого мнения содержал и профиль ГСЗ № 3, характеризующий скоростной разрез земной коры Куринской впадины вдоль ее южного борта. По данным этого профиля, в южной части Талыш-Вандамского максимума силы тяжести и соответствующего ему погребенного поднятия, отделяющего Нижнекуринский прогиб от Среднекуринского, поверхность консолидированной коры отбивается на глубинах 2,5—3 км [7], где наиболее вероятно развиты меловые, а возможно, даже и палеогеновые, очевидно вулканогенно-осадочные, отложения.

Сейчас, когда в зоне того же Талыш-Вандамского гравитационного максимума осуществляется проходка Саатлинской сверхглубокой скважины, можно говорить уже совершенно определенно о том, что осадочный чехол должен ограничиваться лишь кайнозойской толщей пород. Достигнув глубины немногим более 8200 м, скважина прошла все уровни отбивки не только поверхности консолидированной коры, но и границы между гранитным и базальтовым слоями. Судя по данным поисково-

разведочного бурения, на глубинах около 3000 м скважина из разреза юрских отложений все еще не вышла. Следовательно, меловые и юрские отложения (первые, по микрофаунистическим анализам керна из опережающей скважины, распространены по крайней мере до глубины 6000 м), разрез которых значительно обогащен вулканогенными породами, обладают плотными и скоростными параметрами, характерными для консолидированной коры или кристаллического фундамента. Этот вывод может быть распространен на более обширную территорию полосы межгорных впадин Альпийского складчатого пояса — от Каспийского до Черного моря, поскольку в Черноморской впадине, по материалам ОГТ, поверхность консолидированной коры уверенно коррелируется с поверхностью меловых отложений [9].

В таком определении возрастного объема осадочного чехла наиболее убедительного обоснования требуют резкие контрасты в значениях его мощностей, достигающих 15 км в Черноморской впадине и 25 км в Южно-Каспийской, а в промежуточной полосе изменяющихся от 8—10 до 15 км в частных прогибах. Следует также сказать о том, что имеется определенный объем бурения, уровень которого для всех впадин, за исключением Черноморской, можно считать 5-километровым. Такой глубины скважины пробурены в междуречье Куры и Алазани, в Евлах-Агджабединском прогибе, Нижнекуринской впадине, в зоне Бакинского архипелага и в Западно-Туркменской впадине. Во всех случаях скважины из разреза кайнозоя не вышли, а на востоке Куринской впадины и в Южном Каспии бурение закончилось в плиоценовых толщах. При этом в Бакинском архипелаге глубины пробуренных скважин превышают в ряде случаев 6000 м. Последние результаты работ МОВ ОГТ на территории Бакинского архипелага дают, во-первых, очень наглядную картину строения плиоценовых отложений благодаря надежной стратиграфической привязке трех сейсмических горизонтов, свидетельствуя одновременно о резкой морфологической выраженности их складчатой структуры, а во-вторых, определяют распространение только плиоценовых отложений, точнее, продуктивной толщи среднего плиоцена до глубин 8—9 км.

В некотором противоречии с этими утверждениями находятся результаты бурения в Западно-Туркменской впадине, где на глубинах около 3000—4000 м вскрыты меловые отложения. Но и сами результаты бурения, и геофизические материалы явно указывают на аллохтонное залегание здесь меловых отложений, для доказательства чего автором совместно с другими сотрудниками лаборатории геологии грязевых вулканов Института геологии АН АзССР в 1985 г. был проведен специальный анализ этих материалов. Ограничимся в данном случае тем, что зоны неглубокого залегания меловых отложений в Западно-Туркменской впадине приурочены к крупному региональному минимуму силы тяжести, даже к его осевой полосе (Прибалханская зона поднятий), что явно не допускает их коренного здесь залегания.

Важно вообще подчеркнуть, что кайнозойский комплекс пород представляет собой толщу резко контрастную по своим физическим свойствам относительно любого более древнего комплекса отложений. Аккумуляция кайнозойских отложений связана с процессами наложенного прогибания с накоплением мощных толщ глинистых образований, высокопластичных в силу значительного их насыщения флюидами, тогда как докайнозойские отложения, испытывавшие интенсивное смятие в складки,

оказались в определенной степени метаморфизованными, а следовательно, и более уплотненными по сравнению с кайнозойскими.

Все это достаточно наглядно подтверждается конкретными данными по плотностной характеристике разреза кайнозойских, меловых и юрских отложений. Средняя плотность первых в рассматриваемой зоне прогибания не превышает $2,3 \text{ г/см}^3$, тогда как минимальная плотность меловых пород составляет $2,5\text{—}2,6 \text{ г/см}^3$, а юрских сланцевых и вулканогенных пород — соответственно $2,7$ и $2,8 \text{ г/см}^3$. Следует, пожалуй, сказать и о том, что разрез мезозойских отложений в Южно-Каспийской впадине, а тем более в пределах ее западного борта, судя по результатам бурения Саатлинской сверхглубокой скважины и по региональным соображениям, должен быть в основном вулканогенным и плотности порядка $2,8 \text{ г/см}^3$ и даже $2,9 \text{ г/см}^3$ представляются для них вполне реальными. Поскольку такие значения плотностной характеристики мезозойских отложений скорее указывают на отсутствие резких изменений в физических свойствах пород как при переходе от юрских к более древним отложениям, так и между меловыми и юрскими отложениями, с одной стороны, и более древними образованиями консолидированной коры или кристаллического фундамента — с другой, то представляется более правильным коррелировать подошву осадочного чехла с подошвой кайнозойских отложений, не конкретизируя определенно стратиграфическую приуроченность поверхности консолидированной коры.

Этот вывод представляется очень важным, ибо он позволяет при наличии данных ГСЗ и КМПВ говорить совершенно определенно о мощностях кайнозойских отложений, об их изменениях в пространстве, о геологической природе аномальных изменений поля силы тяжести по крайней мере в полосе от Черного до Каспийского моря и достаточно обоснованно решать вопрос об условиях формирования складчатой структуры в поверхностном выполнении частных наложенных прогибов. Преимущественно изоклинально-чешуйчатый характер этой складчатости, четко выраженный и в междуречье Куры и Алазани, и в Аджиноуре, и в Шемахино-Кобыстанской зоне, и в Бакинском архипелаге, и, наконец, в Западно-Туркменской впадине, при достаточно больших мощностях кайнозойских отложений в перечисленных районах не оставляет сомнений в том, что эта складчатость развивалась как автономная, бескорневая, или, иначе говоря, наложенная, как следствие горизонтальных перемещений самих толщ поверхностного выполнения прогибов.

Все эти вопросы довольно подробно рассматривались автором в ряде опубликованных работ. Но говорить вновь об этом приходится потому, что до сих пор складчатая структура кайнозойских отложений рассматривается как следствие общего сжатия в результате поддвига в данном случае Куринской или Закавказской плиты под Большой Кавказ. Интересно, что последняя такая попытка была предпринята М. Л. Коллом [6] по материалам Алятской гряды и отчасти Южного Кобыстана, где широко развит грязевой вулканизм, прямо указывающий на то, что процесс складкообразования и связанная с ним горизонтальная расслоенность осадочного выполнения прогибов, обозначенных региональными минимумами силы тяжести, затрагивают только кайнозойский комплекс отложений, что мезозойские образования, составляющие консолидированное складчатое основание этих прогибов, не просто не участвуют в этом процессе, а обеспечивают возможность перемещения по их жесткой поверхности пластичных глинистых толщ.

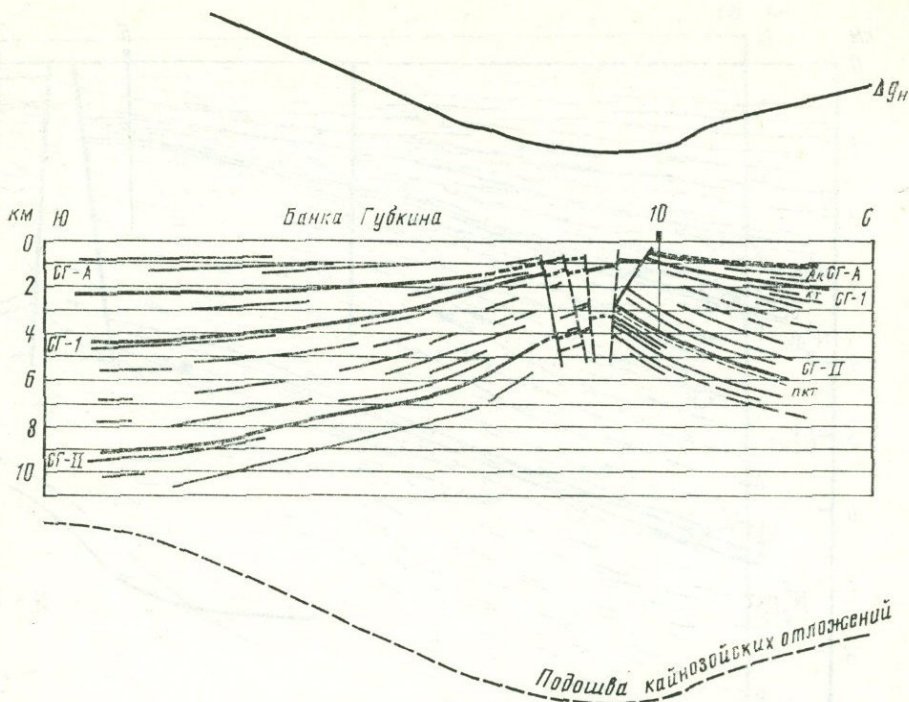


Рис. 1. Поперечный разрез банки Губкина (материалы треста „Каспморнефтегеофизразведка“)

СГ — сейсмический горизонт; Ак — акчагыльский ярус; КТ — красноцветная толща среднего плиоцена; ПКТ — подкрасноцветная толща среднего плиоцена

Особая роль грязевого вулканизма в обосновании автономного характера складчатой структуры поверхностного выполнения прогибов, разумеется в тех их частях, где это явление имеет место, специально рассматривалась автором [5]. Достаточно вспомнить, что, по данным возрастных определений, подробные сведения о которых приведены и в коллективной монографии по грязевому вулканизму [11], твердые продукты деятельности грязевых вулканов характеризуют исключительно поверхностное выполнение прогибов, причем не только молассовых, но и геосинклинальных.

Едва ли необходимо доказывать, что мощные толщи пластичных пород представляют собой неравновесные системы, которые должны обладать большими энергетическими возможностями. Приведение такой системы в равновесие — неизбежный процесс. Складкообразование и грязевой вулканизм, горизонтальная расслоенность и блоковое расчленение, сжатие пластичных образований, дробление и брекчирование более жестких прослоев, а особенно перекрывающих толщ в том же поверхностном выполнении прогибов — все это лишь формы проявления единого процесса пластического течения материала, обусловленного флюидной динамикой неравновесных систем.

Высокое напряженное состояние таких систем в недрах можно проил-

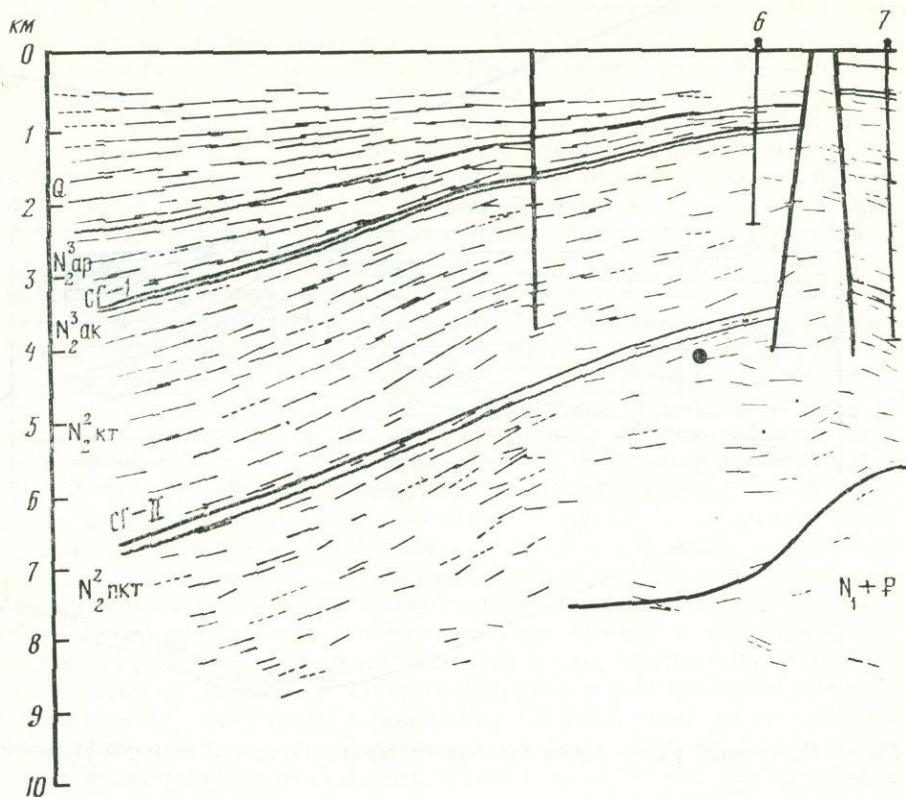
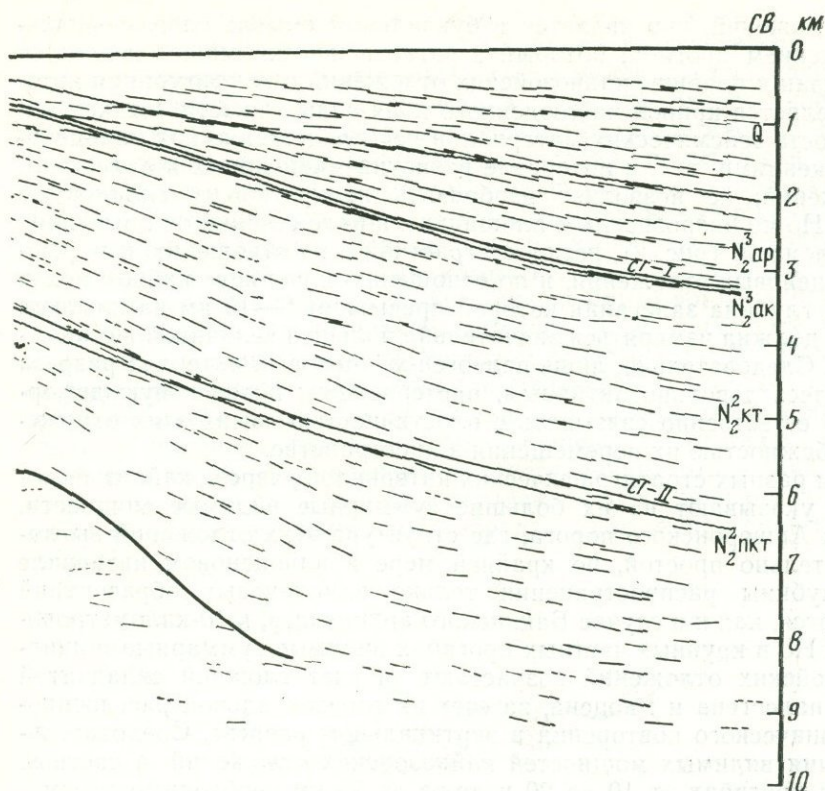


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез банки Губкина

$N_2^{\text{ар}}$ — ашперовский ярус; $N_2^{\text{ак}}$ — акчагыльский ярус; $N_2^{\text{кт}}$ — красноцветная толща среднего плиоцена; $N_2^{\text{пкт}}$ — подкрасноцветная толща среднего плиоцена

люстрировать конкретными примерами. А. А. Трофимуком и Ю. Н. Карагодиным приведен интересный в этом отношении факт, связанный с керном баженовской свиты, испытавшим явное смятие в мелкую складчатость после того, как он был вынесен на дневную поверхность. Как указывают авторы, керн «значительно увеличился в объеме, превращаясь в „гармошку“, он не умещался в керновых ящиках, изгибался дугами, синусоидами» [8, с. 31]. Осложнения при бурении, особенно при проходке майкопской серии пород, в частности в междуречье Куры и Алазани, выражающиеся в прорыве вязкой массы в ствол скважины, — тоже форма проявления перераспределения вещества в недрах или форма проявления той же пластической деформации, вызванной в данном случае нарушением сложившейся обстановки в результате бурения.

Превращение керна баженовской свиты в «гармошку» следует, на наш взгляд, рассматривать как природный эксперимент, иллюстрирующий процесс складкообразования. Фактически это миниатюрная копия той же дисгармоничной складчатости в поверхностном выполнении наложенных молассовых прогибов. Почему же в таком случае не продолжить аналогию и не рассматривать дисгармоничную складчатость кай-



нозойского выполнения частных наложенных прогибов Южно-Каспийской, Куринской и других впадин с резко контрастным характером проявления тектонических процессов как свидетельство больших энергетических возможностей этого поверхностного выполнения, как следствие расхода их собственной энергии, а не как результат приложения внешних сил? Ведь для «гармошки», характеризующей керн бажендовской свиты, это совершенно очевидно.

Процесс автономного складкообразования достаточно отчетливо проявляется в любых частных прогибах рассматриваемого региона вне зависимости от его размеров. Последний параметр определяет лишь интенсивность проявления этого процесса, степень смятия в складки толщи поверхностного выполнения. Но морфологически этот процесс проявляется достаточно однообразно в виде обратных соотношений в складчатой структуре поверхностного выполнения и более раннего складчатого основания прогибов — в данном случае между кайнозойскими и мезозойскими или докайнозойскими отложениями.

Если в относительно широких прогибах, таких, как междуречье Куры и Алазани или Шемахино-Кобыстанский, новообразованные поднятия в толще поверхностного выполнения прогибов выражены в виде системы складок, осложненных в основном пологими надвигами, то в узких прогибах новообразованное бескорневое поднятие может быть представлено в поперечном сечении единственной антиклинальной структурой (рис. 1). Поднятие, показанное на рис. 1, характеризует условия залегания плию-

ценовых отложений, оно является в буквальном смысле слова зеркальным отражением прогиба, который стратиграфически может и должен быть привязан к подошве кайнозойских отложений и конфигурация которого определяется кривой наблюдаемого поля силы тяжести. Низкая информативность сейсмических материалов непосредственно под плиоценовыми отложениями, т. е. в интервале развития миоценовых и палеогеновых отложений, не позволяет изобразить конкретно их складчатую структуру. Но по разрозненным площадкам в ряде сечений она выглядит довольно сложной (рис. 2), резко контрастной и по отношению к морфологии плиоценовых отложений, и по отношению к подошве кайнозойских отложений, глубина залегания которой превышает 8—10 км на крыльях поднятия и должна измеряться значительно большей величиной в его осевой полосе. Следовательно, лишь палеоген-миоценовый интервал разреза оказался здесь довольно активным, претерпевшим интенсивную деформацию, что естественно связывать с пластичностью самих этих отложений, с неизбежностью их перемещения в пространстве.

Глубины разных стратиграфических интервалов разреза кайнозойских отложений указывают на их большие суммарные видимые мощности. В пределах Апшеронского порога, где структура этих отложений выглядит относительно простой, по крайней мере в плиоценовом интервале разреза, глубины распространения только плиоценовых образований приближаются, как и в случае Бакинского архипелага, к 10-километровому уровню. Но в крупных частных прогибах видимые суммарные мощности кайнозойских отложений возрастают за счет сложной складчатой структуры палеогена и миоцена, за счет их горизонтальной расслоенности и тектонического повторения в вертикальном разрезе. Следовательно, изменения видимых мощностей кайнозойских отложений в частных молассовых прогибах от 10 до 20 и даже до 25 км необходимо рассматривать как факт вполне реальный.

В результате на всем пространстве от Черного до Каспийского моря имеют место очень резкие контрасты в изменении суммарных видимых мощностей кайнозойских отложений. Думается, что именно этот фактор должен рассматриваться как определяющий в случае изменения геофизических полей в пространстве. Прежде всего это имеет особое значение для геологического истолкования аномального поля силы тяжести, на базе которого можно говорить о структурных соотношениях между кайнозойскими и более древними комплексами отложений на всей рассматриваемой территории, а не только вдоль профилей ГСЗ или КМПВ.

Соответствие частных молассовых прогибов региональным минимумам силы тяжести явно свидетельствует о наличии обратной зависимости между мощностями кайнозойских отложений и значениями силы тяжести. Напрашивается и другой, не менее важный вывод: аномальные изменения поля силы тяжести в пространстве, включая и региональные, связаны в первую очередь с плотностными неоднородностями пород, фиксируемыми в верхней части земной коры. Они в значительно меньшей мере зависят от глубинных неоднородностей и изменений мощности земной коры в целом. Достаточно указать на приуроченность Талыш-Вандамского гравитационного максимума к участку, где мощность земной коры больше по сравнению с соседними зонами региональных минимумов [1].

В справедливости этого тезиса легко убедиться на примере Бакинского архипелага, где одновременно с возрастанием мощности кайнозойских

отложений до 20 км обособляется региональный максимум силы тяжести. В соответствии с существующей методикой геологической интерпретации аномального поля силы тяжести этот максимум рассматривался как свидетельство неглубокого залегания здесь поверхности доальпийского фундамента [2]. Этому не противоречат предпринимаемые в настоящее время в тресте «Каспморнефтегеофизразведка» попытки связать его с неглубоким (на глубинах 9—10 км) залеганием здесь поверхности мезозойских отложений, так как этот комплекс отложений в условиях Куринской и Южно-Каспийской впадин необходимо рассматривать в составе консолидированной коры, как комплекс, представляющий ее верхнюю часть и залегающий в данном случае на глубинах порядка 20 км. Поверхностная природа максимума Бакинского архипелага достаточно четко выражена на приведенном профильном разрезе (рис. 3). Максимум этот надежно объясняется большими (до 4000—5000 м и более) истинными и примерно вдвое большими видимыми мощностями продуктивной толщи среднего плиоцена, плотностная характеристика которой на $0,2 \text{ г/см}^3$ выше плотности покрывающих и подстилающих отложений, и высокой концентрацией в широко распространенной здесь брекчии грязевых вулканов обломков вулканогенных пород и даже железорудных образований [3].

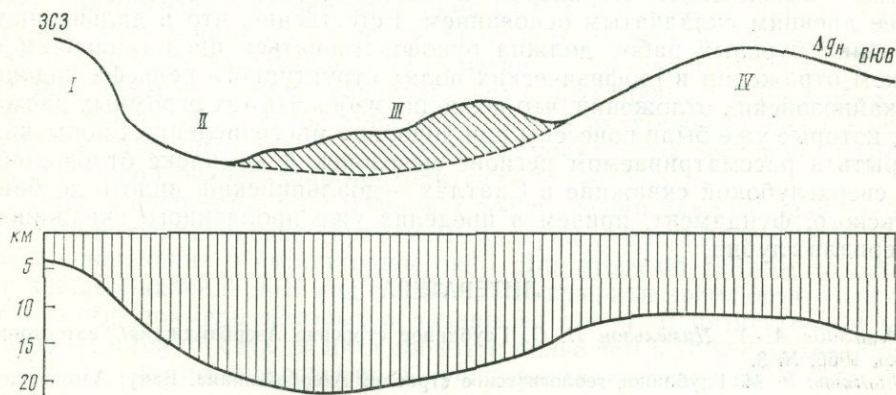


Рис. 3. Аномальные изменения поля силы тяжести и распределение мощностей осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине

I — Талыш-Вандамский максимум; II — Нижнекуринский минимум; III — максимум Бакинского архипелага (заштрихованная область — превышение наблюдаемых значений относительно фоновых); IV — Южно-Каспийский максимум

Итак, для рассматриваемого региона характерны обратные соотношения в структуре кайнозойских и более древних отложений. Эти соотношения едва ли могут быть объектом полемики, которая вполне допустима вокруг вопроса о природе процессов, обусловивших возникновение таких соотношений. Думается, что и полемика по вопросам формирования структуры земной коры обусловлена в данном случае недооценкой существенной роли поверхностных неоднородностей при геологической обработке геофизических материалов, в частности недоучетом именно структурных соотношений между преимущественно орогенным кайнозойским и более древними формационными комплексами отложений.

Признание наличия обратных соотношений между кайнозойским и более древними комплексами отложений позволяет уверенно разобраться в погребенной структуре поверхности докайнозойских, в основном мезозойских, образований. Отражая строение земной коры Кавказского региона, возникшее на рубеже мезозоя и кайнозоя, она наглядно свидетельствует о линейной протяженности его крупных структурных элементов, ориентированных строго в общекавказском субширотном направлении. В результате надежно решаются такие вопросы, как структурные связи Большого Кавказа с Горным Крымом и Копетдагом, уверенно могут быть прослежены и погребенные структуры докайнозойского складчатого основания, по крайней мере в Куринской и Южно-Каспийской впадинах. Вместе с тем достаточно определенно решаются и вопросы увязки между собой структурных элементов этих впадин, характеризующих строение их кайнозойского выполнения. К примеру, совершенно обоснованно могут быть увязаны между собой системы поверхностных складок междуречья Куры и Алазани, зоны Аджиноура, Южного Кобыстана и Алятской гряды.

Важно подчеркнуть, что практика поисково-разведочного и параметрического, в том числе и сверхглубокого, бурения фактически уже подтвердила наличие обратных соотношений между кайнозойским поверхностным выполнением Куринской и Южно-Каспийской впадин и их более древним складчатым основанием. Естественно, что в дальнейшем практика буровых работ должна руководствоваться представлением о четком отражении в геофизических полях структурного рельефа подошвы кайнозойских отложений, что позволит избежать тех огромных расходов, которые уже были понесены при довольно многочисленных попытках вскрыть в рассматриваемом регионе мезозойский комплекс отложений, а в сверхглубокой скважине в Саатлах — доальпийский, вплоть до байкальского, фундамент, причем в пределах уже пройденного скважиной интервала глубин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Али-Заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана//Геотектоника. 1966. № 3.
2. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азгосиздат, 1965.
3. Гаджиев Я. А., Мамедов Ю. Г. О железных и шарообразных образцах из грязевого вулкана о. Булла//Изв. АН АзССР. 1979. № 2.
4. Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в локализации аномалий силы тяжести в складчатых областях//Сов. геология. 1964. № 7.
5. Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма//Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984.
6. Копп М. Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1985. № 3.
7. Раджабов М. М. Граничные скорости в консолидированной коре Куринской впадины//Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975.
8. Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н. Баженовская свита — уникальный природный резервуар нефти//Геология нефти и газа. 1981. № 4.
9. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Тектоника Черноморской впадины//Геотектоника. 1985. № 6.
10. Shikalibeily E. Sh., Grigoriantz B. V. Principal features of the crustal structure of the South-Caspian Basin and the conditions of its formations//Tectonophysics. 1980. Vol. 69.
11. Якубов А. А., Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазонасностью. Баку: Элм, 1980.

Н. К. Булин

ПЛЕЗИСИНХРОННОСТЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ДАННЫХ ПО КАВКАЗСКОМУ РЕГИОНУ

Выяснение природы временных вариаций сейсмичности представляет собой весьма трудную задачу, поскольку сейсмичность Земли определяется совокупностью как земных, так и внеземных процессов [1]. В настоящей статье основной акцент сделан на анализе явления плезисинхронности сильных землетрясений (магнитуда $M \geq 4,5$), происходящих в достаточно удаленных друг от друга регионах. Этому вопросу до сих пор почти не уделялось внимания. Под плезисинхронными понимаются близкие по времени события (plesios — близкий (греч.)). К ним условно отнесены такие события, моменты возникновения которых различаются не более чем на 5 сут. Используются опубликованные каталоги «Сильные землетрясения на территории СССР» за 21 год (1962—1982 гг.), всего 1226 событий с преобладающей магнитудой около 5. Анализировались континентальные землетрясения СССР, а также толчки из Арктической зоны; данные по Камчатке, Охотскому морю и Курильским островам в анализ не включались. На события накладывалось ограничение — их эпицентры не должны располагаться ближе 1000 км. Таким образом, рассматривалась трансрегиональная плезисинхронность сейсмических событий по данным для 12 основных сейсмоактивных регионов СССР, из них на долю Средней Азии приходится 63% всех событий.

Работа состояла в определении и последующем анализе разностей Δt моментов возникновения (временных задержек) последовательных событий, попадающих в пятисуточное окно. Для этого по данным каталогов на каждый календарный год составлялись графики временного хода сейсмичности, примеры которых показаны на рис. 1. В пятисуточном окне располагается от двух до пяти событий; более чем в 70% случаев фиксируется только по два события. Случаи фиксации трех—пяти событий в заданном временном окне специально не рассматривались, и анализ материалов проводился только для пар сопряженных событий, исключительно смежных во времени.

За 21 год выделено 317 пар плезисинхронных событий. Количество событий, входящих в пары плезисинхронных явлений, для территории СССР составляет 40% общего числа событий. Отсюда видно, что плезисинхронность довольно распространенное явление. Оно свидетельствует о тенденции группирования во времени сейсмических событий, происходящих в разных континентальных районах СССР. Из 317 пар плезисинхронных событий 173 приходятся на первые двое суток, а остальные — на третьи—пятые сутки временного окна.

Рассмотрим частоту встречаемости ($N\%$) пар плезисинхронных событий в зависимости от расстояния между эпицентрами землетрясений (рис. 2). Независимо от значений Δt графики почти совпадают, за исключением интервала 10—15°. Отчетливо проявились минимумы на x 18, 28, 42 и 54—56° и соответственно четыре максимума. Природа флуктуаций

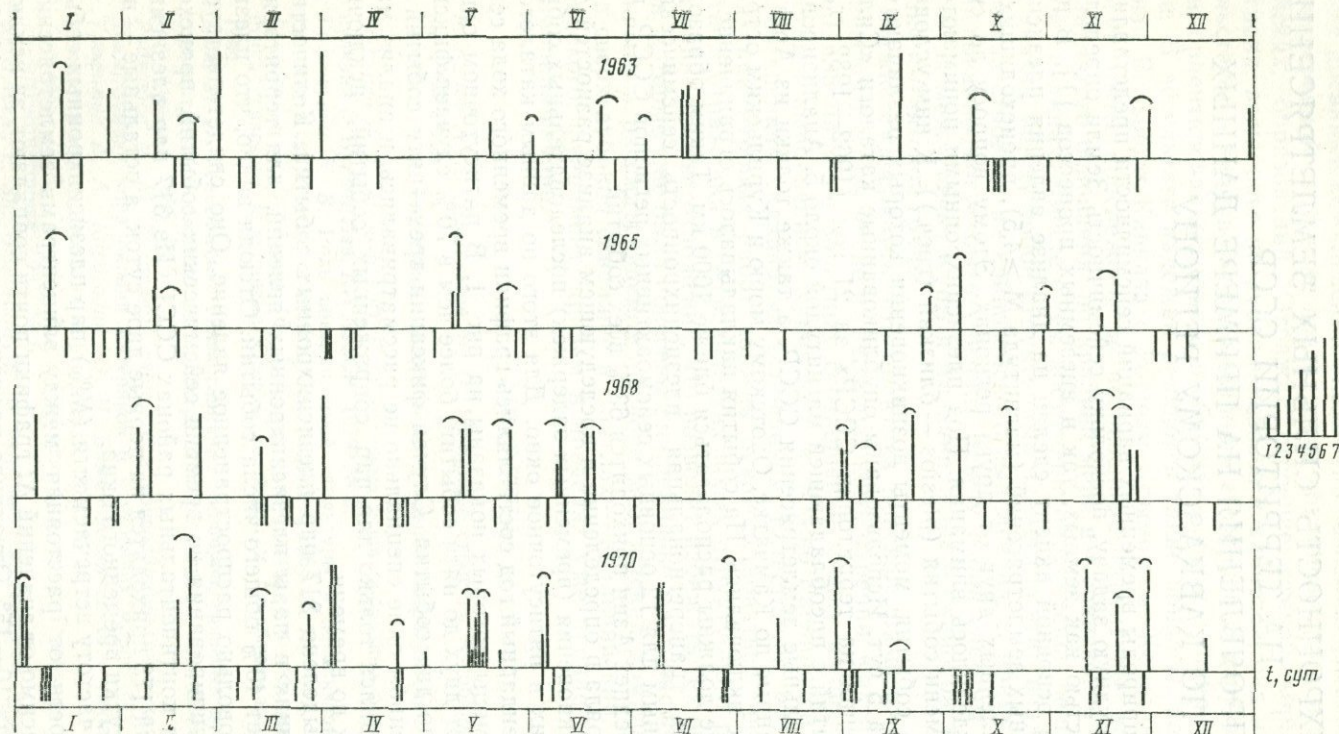


Рис. 1. Графики временного хода сильной сейсмичности ($M \geq 4,5$) в континентальных районах СССР и в Арктической зоне

Штрихи ниже горизонтальных осей соответствуют моментам землетрясений с очагами в Средней Азии; штрихи выше горизонтальных осей — моменты событий с

очагами в регионах: 1 — Алтай, 2 — Арктика, 3 — Байкал, 4 — Кавказ, 5 — Карпаты, 6 — Копетдаг, 7 — Урал. Дугами отмечены интервалы времени ≤ 5 сут, в пределах ко-

торых располагаются два или большее число событий с очагами, удаленными друг от друга на 1000 км и более. I—XII — месяцы

Рис. 2. Частота встречаемости (N , %) пар плезисинхронных событий с различными временными задержками (Δt) в зависимости от расстояния между эпицентрами землетрясений (x). Данные по территории СССР за 1962—1982 гг.

1 — $0 < \Delta t \leq 5$ сут ($N=317$);
2 — $0 < \Delta t \leq 2$ сут ($N=173$);
3 — $2 \text{ сут} \leq \Delta t \leq 5$ сут ($N=144$)

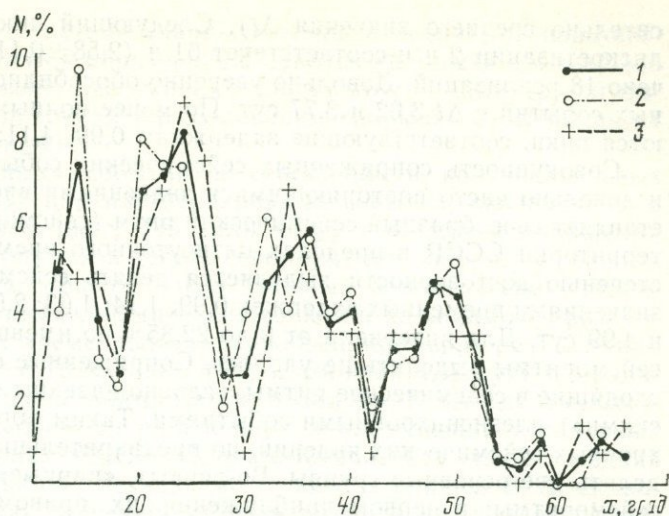
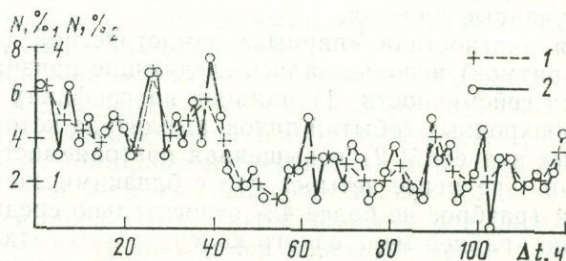


Рис. 3. Распределение (N , %) пар плезисинхронных событий с различными временными задержками (Δt). Данные по территории СССР за 1962—1982 гг.

$N=317$. Шаг дискретизации:
1 — 4 ч, 2 — 2 ч



графиков $N=f(x)$ пока неясна, однако несомненно, что в основе своей эти флуктуации имеют детерминированный характер.

Рассмотрим частоту встречаемости пар плезисинхронных событий в зависимости от величины временной задержки (рис. 3). На графиках видно, что с увеличением временной задержки частота встречаемости уменьшается. На этом фоне видны пики, соответствующие Δt 23—28, 39, 61, 89 ч и др. Некоторые из этих пиков проявились при том и другом шаге дискретизации. Более подробное рассмотрение пиков показывает следующее. Первый пик несколько расплывчатый и сформирован 26 парами событий с Δt от 22,85 до 28,52 ч. Наиболее контрастно проявились сопряженные события с Δt около 26 ч. Так, из 13 пар плезисинхронных явлений, отмеченных в 1966 г. при анализе всех сильных землетрясений на территории СССР, пять пар характеризовались Δt $1,108 \pm 0,012$ сут. Это события с очагами в разных районах и расстоянием между эпицентрами от 14,5 до 33,5° (см. таблицу). То обстоятельство, что около 40% общего числа пар плезисинхронных событий в 1966 г. характеризовалось почти одинаковой (с точностью около 1%) временной задержкой, вряд ли можно считать случайным совпадением.

Второй пик на рис. 3 соответствует Δt 39 ч ($1,63 \pm 0,067$ сут). Он проявлен наиболее контрастно (21 пара событий с разбросом $\leq 4,1\%$ отно-

сительно среднего значения Δt). Следующий пик проявился при шаге дискретизации 2 ч и соответствует 61 ч ($2,58 \pm 0,11$ сут). Для него получено 18 реализаций. Довольно уверенно обособились пары плезисинхронных событий с Δt 3,02 и 3,77 сут. По менее полным материалам выявляются пики, соответствующие задержкам 0,99; 4,11; 4,45 и 4,99 сут.

Совокупность сопряженных сейсмических событий с близкими (4%) и довольно часто повторяющимися значениями временных задержек составляет своеобразный сейсмический ритм (сейсморитм). По данным для территории СССР в пределах пятисуточного временного окна с разной степенью достоверности выделяется девять сейсморитмов со средними значениями временных задержек 0,99; 1,14; 1,63; 2,58; 3,02; 3,77; 4,11; 4,45 и 4,99 сут. Для интервала от 0 до 22,85 ч по имевшейся выборке данные сейсморитмы выделить не удалось. Сопряженные сейсмические события, входящие в сейсмические ритмы, условно названы «парными» («ритмическими») плезисинхронными событиями. Таким образом, среди плезисинхронных сейсмических явлений, по предварительным данным, можно выделить две основные группы. Во-первых, «парные» события, входящие в сейсморитмы; в первом приближении их правомерно трактовать как условно детерминированные события. Во-вторых, плезисинхронные события, не образующие выраженных сейсморитмов; их можно рассматривать как случайные события.

Для диагностики «парных» землетрясений (и соответствующих им сейсморитмов) использовались следующие признаки временного распределения сейсмичности: 1) наличие на графиках частоты встречаемости плезисинхронных событий пиков, амплитуда которых в 1,5—2 раза выше фоновых значений; 2) повышенная повторяемость «парных» событий во времени — не менее четырех пар с близкими значениями временных задержек (разброс не более 4% относительно среднего значения Δt) в течение по крайней мере одного календарного года или не менее трех пар ежегодно в продолжение двух-трех лет; 3) повышенная встречаемость в регионах редкой сейсмичности (редкие сильные события реализуются

Примеры регистрации предполагаемых бипольных землетрясений с временной задержкой около 1,1 сут, 1966 г.

Дата		Момент возникновения, t			Координаты эпицентра		Глубина очага, км	M
месяц	число	ч	мин	с	° с. ш.	° в. д.		
V	9	18	45	20	41,33	69,28		4,5
V	10	21	04	06	51,8	98,8	17	5,5
IX	4	01	29	29	45,8	26,7	165	4,75
IX	5	04	06	05	37,1	71,5	140	4,5
X	24	14	31	13	37,2	59,7		~4,75
X	25	17	11	44	39,5	78,1		~4,35
X	29	14	46	51	36,7	69,8	4,5	4,5
X	30	17	39	48	42,9	45,8		~4,75
XII	13	12	21	01	37,4	71,8	119	~5,35
XII	14	14	50	00	45,8	26,4	150	~5,25

почти исключительно в системе «парных» землетрясений); 4) повышенная предрасположенность к образованию цепочек «парных» событий (до трех-четырех), непрерывно следующих одна за другой. Для другой выборки землетрясений признаки распознавания «парных» событий могут оказаться несколько иными.

Каков вклад «парных» событий в сейсмичность континентальных районов СССР? Из 317 пар плезисинхронных событий, оказавшихся в пятисуточном временном окне, 146 (или 46%) составлены «парными» землетрясениями, входящими в девять сейсморитмов. «Парные» события составляют около 20% общего числа сильных землетрясений 1962—1982 гг. Природа «парных» сейсмических событий, по-видимому, различна. Около 40% из них с временными задержками, примерно равными или кратными одним суткам (0,99, 3,02, 4,99, возможно, 4,11 сут), по-видимому, связано с взаимодействиями Земли и Солнца. К выводу о существовании суточной ритмичности сильнейших землетрясений в основных сейсмоактивных регионах СССР (Курило-Камчатская зона, Средняя Азия, Кавказ, Прибайкалье) независимо от автора пришел В. А. Широков [4]. По его мнению, солнечно-суточная ритмичность землетрясений связана с процессами преимущественно электромагнитной природы. Однако большая часть «парных» событий, по-видимому, связана с ритмичностью, обусловленной исключительно земными процессами. Такие события правомерно рассматривать как бипольные¹.

Как известно, при описании сейсмического процесса в сейсмологии до сих пор рассматриваются следующие основные виды сейсмических проявлений (в пределах одной сейсмоактивной зоны): толчок (шок), форшок, афтершок, двойной толчок, повторные землетрясения, рои и цепочки землетрясений. В нашем случае имеется совокупность двух толчков, разделенных в пространстве и во времени. Таким образом, под бипольными сейсмическими событиями понимаются два пространственно разобщенных землетрясения близкого энергетического класса, временной промежуток между которыми детерминирован единой причиной. Агентами регуляризации сейсмического процесса, обуславливающими существование

Район	Разность начальных моментов событий, Δt					Расстояние между эпицентра- ми, °
	внутри пары				между парами, сут	
	ч	мин	с	сут		
Западный Тянь-Шань	26	18	46	1,096	118,281	23,5
Восточный Саян						
Вранча	26	36	36	1,108	49,549	33,5
Южный Памир						
Копетдаг	26	40	31	1,111	5,011	14,5
Китай						
Гиндукуш	26	52	57	1,120	44,899	20
Северный Кавказ						
Южный Памир	26	28	59	1,103		33,5
Вранча						

¹ Термин предложен Б. А. Еромолаевым.

предполагаемых бипольных событий с разными (выдерживающимися длительные периоды) временными задержками, являются, по-видимому, глубинные источники, расположенные достаточно далеко за пределами эпицентральных зон бипольных землетрясений. Это пока гипотеза, основанная на анализе плезисинхронных событий с временными задержками 5 сут. Нельзя исключить возможность существования бипольных землетрясений с гораздо большей временной задержкой.

Сейсморитмы, образованные предполагаемыми бипольными событиями, имеют как глобально-континентальный, так и региональный характер. Об этом можно судить на основании того, что по выборкам землетрясений для разных совокупностей регионов Евразии получены как одни и те же, так и разные сейсморитмы. Так, в области, включающей Балканы, Западную Европу, Средний Восток, Средиземное море, кроме известных для территории СССР сейсморитмов с Δt 1,14 и 1,63 сут, наиболее контрастно проявляются сейсморитмы с Δt 0,67 сут и особенно 2,25 сут. В Юго-Восточной Азии (Бирма, Индия, Китай и др.) самым контрастным является прежде всего сейсморитм с Δt 1,14 сут, а также ритмы с Δt 0,25 и 1,78 сут. По предварительным данным, глобально-континентальными (евразийскими) сейсморитмами можно считать лишь два, с Δt 1,1—1,2 и 1,6—1,8 сут.

Предполагаемые бипольные землетрясения характеризуются неравномерным проявлением во времени. Например, сейсморитм с Δt 1,14 сут хорошо проявлен в 1964, 1966 и 1974 гг., сейсморитм с Δt 1,63 сут — в 1968 и 1972—1974 гг., сейсморитм с Δt 2,58 сут — в 1968, 1970, 1973—1975 гг. Промежутки между начальными моментами пар (для одного и того же сейсморитма) меняются во времени. Можно определить лишь некоторые преимущественные значения этих интервалов: около 45 и 49 сут для пар с задержками 1,14 и 1,63 сут и 43, 65, 74 сут для пар с задержкой 2,58 сут. По предварительным данным, существенных различий сейсморитмов, образованных бипольными событиями, по величине расстояний между эпицентрами сопряженных событий не обнаруживается. Эти расстояния составляют от 1000 (заданный нижний предел) до 6500 км.

Рассмотрим вопрос о значении данных по плезисинхронности сильных землетрясений в анализе сейсмодинамики (сейсмогеодинамики по Н. К. Карапетян [2]) регионов СССР. С этой целью используем данные о сопряженности эпицентров сильных землетрясений Кавказа с эпицентрами землетрясений из других регионов СССР (рис. 4). Кавказский сейсмоактивный регион рассматривается в рамках, принятых в сейсмологической службе СССР, — 38—45° с. ш. и 38—52° в. д. За 21 год в пределах этого региона произошло 127 сильных землетрясений, из них 76 событий вошли в пары плезисинхронных событий с другими событиями, происшедшими в одном из 10 сейсмоактивных регионов СССР. Из 76 событий 33 входят в систему девяти сейсморитмов, а остальные формируют прочие пары плезисинхронных событий. Таким образом, в состав «парных» событий входит около 25% общего числа сильных кавказских землетрясений, что примерно в 1,5 раза выше, чем в среднем для сейсмоактивных регионов СССР. Если допустить, что количество «парных» взаимодействий является показателем тесноты сейсмодинамических связей, то из приведенных величин следует, что Кавказский регион в отношении сейсмодинамических связей превосходит средние показатели для территории СССР.

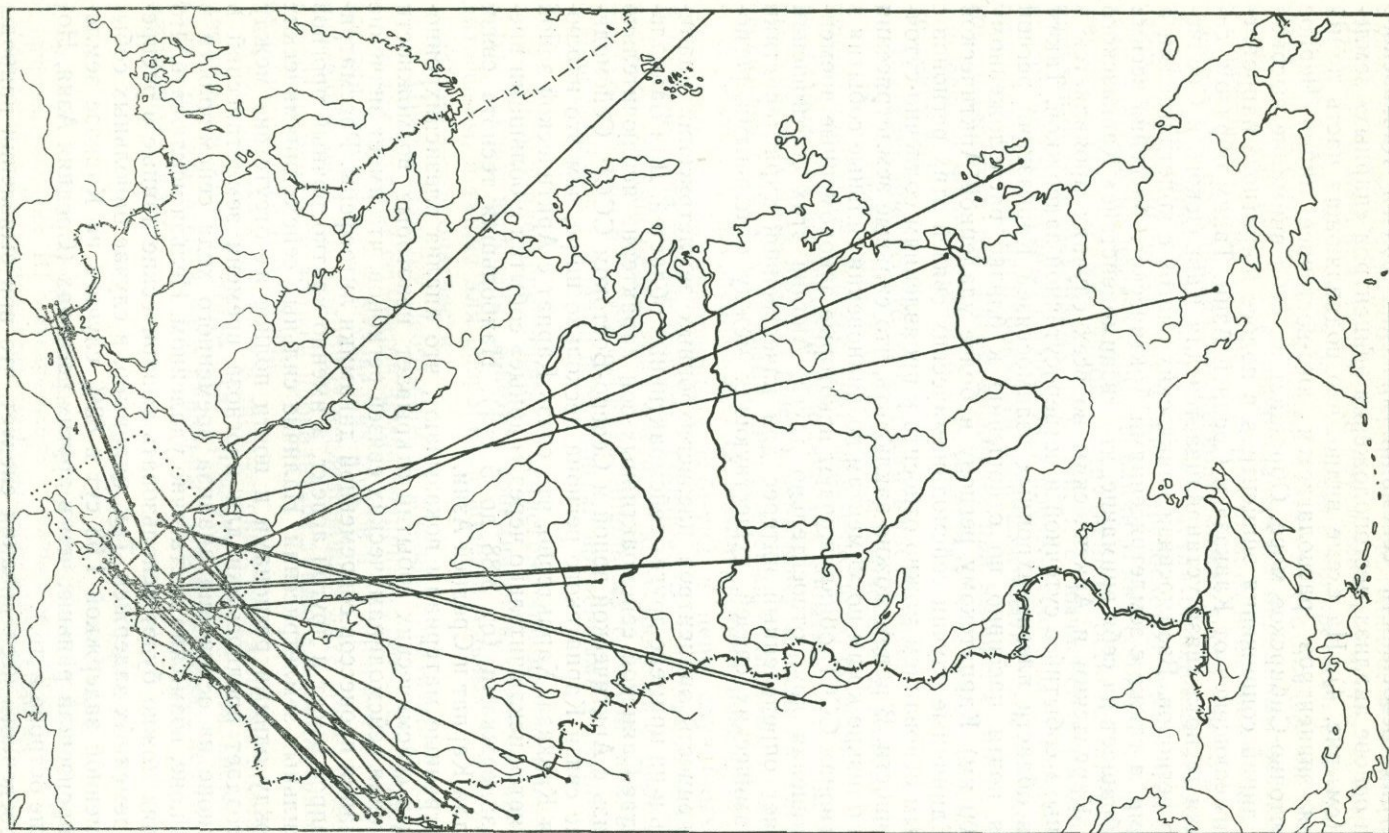


Рис. 4. Линии сопряжения эпицентров сильных кавказских землетрясений 1962—1982 гг. с эпицентрами других землетрясений, входящих в девять сейсмических ритмов с временными задержками 0,99, 1,14, 1,63, 2,58, 3,02, 3,77, 4,11, 4,45 и 4,99 сут

Цифры соответствуют парам событий с Δt : 1—1,01, 2—0,95, 3—3,99, 4—0,97 сут. Оконтуры Кавказский сейсмоактивный регион

Рассмотрим особенности сейсмодинамических связей Кавказского региона на основе анализа местоположения эпицентров «парных» землетрясений (см. рис. 4). На схеме видно, что подавляющая часть линий сопряжения эпицентров располагается юго-восточнее линии Черное море — Восточно-Сибирское море. Обращает на себя внимание высокая плотность линий сопряжения эпицентров в полосе широтного направления, протягивающейся от Кавказа к Средней Азии. Таким образом, самая высокая теснота связи устанавливается для Кавказского и Среднеазиатского регионов. Взаимосвязи кавказских очагов с копетдагскими и карпатскими, а также с землетрясениями Арктического бассейна весьма слабые. Обращает на себя внимание, что «взаимодействие» Кавказского региона с Карпатским и Арктическим во всех случаях проявляется в виде «парных» событий с суточной и четверосуточной задержкой. Таким образом, в области плезисинхронных взаимосвязей Кавказский регион ведет себя почти пассивно по отношению к близко расположенному (1500—2500 км) Карпатскому региону и более удаленной Арктической области. Единичные случаи сейсмодинамических связей этих регионов с достаточным основанием можно относить к проявлениям солнечно-суточной ритмичности. В целом можно заключить, что сильные землетрясения Кавказа и близкие к ним по моментам возникновения сильные события в других регионах СССР обнаруживают некоторые закономерные временные соотношения друг относительно друга. Анализ этих соотношений представляет определенный интерес для качественной характеристики сейсмодинамических связей, существующих между отдельными регионами.

Сопряженность эпицентров плезисинхронных землетрясений анализировалась и на примере других сейсмоактивных областей. Для Байкальской и Алтае-Саянской сейсмоактивных зон характерна исключительно слабая связь с Арктической зоной и Северо-Востоком СССР. Сейсмодинамические связи Карпатского региона несколько шире, чем это наблюдается для Кавказа. Характерно, что связь Карпат с Арктической зоной осуществляется исключительно через «парные» события с большими временными задержками (от 3,88 до 5 сут). Наибольшая теснота связи отмечена для Карпат и Средней Азии.

Рассмотренные материалы показывают, что анализ плезисинхронности сильных сейсмических событий открывает некоторые возможности для выявления сейсмодинамических связей регионов, что имеет значение для понимания процессов современной динамики литосферы. Рассматриваемый вопрос имеет и другой аспект, а именно краткосрочный прогноз времени сильных землетрясений. Наличие сильных сейсмодинамических связей между одними регионами и почти полное их отсутствие между другими создает предпосылки для прогноза времени землетрясений в одном регионе на основании анализа временного хода сейсмичности в другом регионе, возможно достаточно удаленном. Нельзя исключать, что в этих целях можно будет использовать эмпирические данные о распределении временных задержек. Так, например, в случае бипольных событий с временной задержкой 1,63 сут в 83% случаев на Кавказе землетрясения произошли раньше, чем в других регионах (Средняя Азия, Новосибирские острова и др.).

Из проведенного исследования следует, что при выявлении природы временных вариаций сейсмичности, а также при краткосрочном прогнозе времени сильных землетрясений нельзя ограничиваться анализом собы-

тий с очагами только в исследуемом районе. Необходимо изучать материалы по более обширным регионам, охватывающим несколько сейсмоактивных провинций. Последнее обусловлено тем, что моменты возникновения некоторой части землетрясений конкретного региона определяются процессами, протекающими далеко за его пределами. Это относится в первую очередь к предполагаемым бипольным землетрясениям, количество которых (в случае пятисуточного временного окна), судя по материалам по Кавказскому региону, может достигать 15% общего числа событий данного региона. Доля участия бипольных землетрясений в сейсмическом процессе, возможно, превосходит указанную величину, если правомерна идея о существовании таких событий с большими временными задержками. Одной из труднейших остается проблема регионализации сейсмоактивных областей, т. е. вычленения из сейсмических поясов Земли крупных сегментов, в пределах которых и следует осуществлять анализ плезисинхронности сильных событий. Эта проблема во многом аналогична той, которая возникает при выборе «границ хроногеометрического сейсмоактивного пространства» в связи с прогнозом землетрясений [3].

В заключение необходимо отметить следующее.

1. Плеизинхронность сильных землетрясений довольно распространенное природное явление. Оно свидетельствует, во-первых, о тенденции группирования во времени сейсмических событий, происходящих в разных участках литосферных плит, и, во-вторых, о наличии сейсмодинамических связей между разными, иногда весьма удаленными регионами.

2. Изучение плеизинхронности землетрясений позволяет подойти к выявлению детерминированных событий в цепи случайных явлений. В частности, на уровне гипотезы обосновано существование ранее неизвестного способа реализации сейсмического процесса в виде разобщенных во времени и в пространстве бипольных событий, проявляющихся в виде ритмов с примерно постоянными временными задержками внутри пар.

3. Анализ плеизинхронности землетрясений целесообразно продолжить с целью выяснения генезиса сейсмичности, современной динамики литосферы, а также для разработки дополнительных критериев прогноза сейсмической опасности.

4. Представляется необходимым анализировать материалы прежде всего для крупных сегментов Земли (например, для всей Евразии), а также для глобальных сейсмических поясов и их фрагментов. Оптимальное временное окно при подобных исследованиях двух-трехсуточное. Анализ плеизинхронности должен проводиться также для землетрясений среднего энергетического уровня.

Автор отдает себе отчет в дискуссионности отдельных положений, выдвинутых в данной работе. Для проверки и более детального их обоснования, прежде всего идеи о бипольных землетрясениях, необходимы коллективные усилия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К. Короткопериодические вариации сейсмичности Кавказа и их вероятная природа//Тез. докл. III семинара-школы «Геодинамика Кавказа». Ереван, 1986.
2. Карапетян Н. К. Сейсмогеодинамика Ереванского региона//Там же.
3. Кондратенко А. М., Мыльникова Г. Л., Филина А. Г., Благовидова Т. Я. Возможность распознавания хроногеометрических образов сейсмичности Прибайкалья — За-

4. Широков В. А. О суточной ритмичности сильнейших землетрясений в основных сейсмоактивных регионах СССР//Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский, 1986.

УДК 550.34+551.24+551.243

А. А. Никонов

СИЛЬНЕЙШИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ

Стремление использовать данные о сейсмических проявлениях для суждения о геодинамике того или иного региона традиционно и естественно, так как землетрясения являются одним из показателей современной геодинамической жизни Земли. Способы использования сейсмологических данных для геодинамических построений разнообразны и непрерывно усложняются и совершенствуются. Обычно сведения о сейсмичности используются в геодинамическом аспекте в виде карт эпицентров и их производных (карт плотности эпицентров, карт активности, стягивания эпицентров в полосы и др.). В последнее время широко привлекают определения механизмов очагов и напряжений сейсмологическими методами в сопоставлении с тектонической обстановкой.

Нисколько не умаляя значения этих и подобных подходов, следует все же указать на их недостаточность и для решения геодинамических задач. Дело в том, что в указанных способах обычно используют все известные землетрясения с равным весом. Среди учтенных землетрясений преобладающее большинство составляют слабые и умеренные по магнитуде толчки. Между тем хорошо известно, что лавиную долю энергии (не менее 90%) выделяют одни только сильнейшие землетрясения (обычно с магнитудой $M \geq 6$). Они же отражают региональные и мегарегиональные напряжения в земной коре, между тем как слабые и умеренные толчки контролируются силами локального масштаба на сравнительно небольших глубинах. Поэтому как с энергетической, так и с региональной геодинамической точки зрения нас должны интересовать именно сильнейшие сейсмические события. Конечно, при этом количество рассматриваемых землетрясений резко сокращается (до единиц), вместо статистических и интегральных характеристик ведущее значение приобретают индивидуальные свойства каждого события и их последовательности.

Потеря возможности выявления статистических закономерностей компенсируется при этом выявлением наиболее масштабных в рамках земной коры и, следовательно, геодинамически наиболее значимых закономерностей.

Однако это преимущество изучения сильнейших землетрясений для геодинамических целей будет реализовано только при соблюдении следующих условий: 1) рассматривать сейсмические события как явления в определенном объеме, т. е. стремиться к характеристике очагов, а не только эпицентров; 2) использовать данные о сильных исторических (до периода инструментальных наблюдений) землетрясениях не формально,

так, как они значатся в каталогах, но, по возможности, пересматривая и переоценивая все первичные сведения о них и определяя (заново) макросейсмическое поле каждого из них; 3) охватывать как можно больший промежуток времени в глубь сейсмической истории, насколько позволяют письменные (и другие) источники.

Эти положения мы постарались применить к территории Восточного Кавказа, который справедливо считается сейсмически более активным и для которого мы располагаем большим числом исторических сведений о землетрясениях за длительное время [8, 10].

Наши исследования на Восточном Кавказе начались с пересмотра исходных данных по нескольким сильнейшим землетрясениям, которые в существующих каталогах содержали существенные неопределенности и, как оказалось, неточности и неправильности. Основные задачи первого этапа исследования состояли в том, чтобы: 1) выявить максимальное количество первоисточников; 2) проанализировать по отдельности и в совокупности все исходные материалы, тщательно разделив сведения по степени их надежности; 3) заново оценить с использованием современных методов характеристики макросейсмического поля и основные параметры очагов. Результаты этого этапа частично опубликованы [3—6].

Прежде чем излагать дальнейшие результаты в геодинамическом аспекте, подчеркнем основные, принимаемые ныне большинством исследователей Кавказа положения сейсмогеологического характера.

1. Сильные землетрясения пространственно тяготеют, имеют соответствующую вытянутость изосейст и генетически связаны с разломами как общекавказского, так и антикавказского простирания, концентрируясь в узлах пересечения разломов.

2. Землетрясения возникают почти исключительно в верхней части земной коры, преимущественно до глубин 15—20 км.

3. В последнее время многие исследователи принимают, что землетрясения Кавказа реализуются в условиях господствующего субмеридионального и близгоризонтального сжатия.

Наше рассмотрение сильнейших землетрясений Восточного Кавказа после пересмотра и переработки первичных данных осуществлено сначала в виде картины статической (пространственной), а затем динамической (пространственно-временной) [7].

Пространственное распределение сильных землетрясений. Оно получено после переработки макросейсмических данных и показано на рис. 1. Представление о положении (и взаиморасположении) очагов дается простейшим способом — в виде изосейст высших баллов, а если они неизвестны, то показываются эпицентры и круговые проекции очагов в масштабе, согласно расчетным соотношениям с магнитудой землетрясений по Ю. В. Ризниченко [9]. Характеристики основных параметров очагов и макросейсмических полей нескольких сильнейших землетрясений приведены в таблице в виде сравнения значений, принимавшихся ранее [8] и полученных заново автором. Видно, что переобработанные землетрясения имеют большие магнитуды (в том числе $M > 7$), интенсивности (до 10 баллов) и глубину. Для целей настоящего рассмотрения особенно важно, что 9-балльные сотрясения охватывают огромные площади (до 10 тыс. км²), их очаги вытянуты в кавказском и антикавказском направлениях и имеют глубины 20—60 км, т. е. землетрясения возбуждали крупные и глубокие участки земной коры [5, 7]. На приведенной схеме (см. рис. 1) видно, что очаги сильных землетрясений образуют

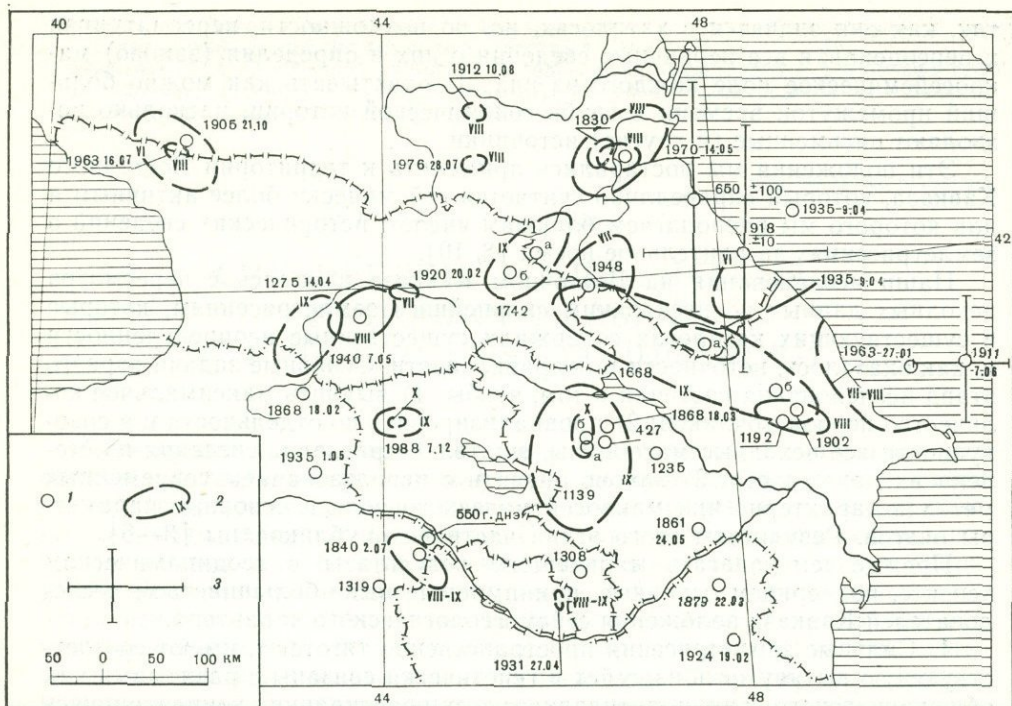


Рис. 1. Карта изосейст высших баллов и эпицентров сильнейших землетрясений Кавказа ($M \geq 6$)

1 — эпицентры землетрясений; 2 — изосейсты высших баллов; 3 — пределы ошибок в локализации старых землетрясений

группу в восточной части Большого Кавказа, который при этом можно рассматривать как автономную сейсмическую область или систему. По существу, очаги по пространственному положению и простираению совпадают с такими крупнейшими зонами разломов, как зона Главного Кавказского и Северо-Кавказского разломов, а также с поперечными (хуже локализованными) зонами разломов. Обращает также внимание тот факт, что очаги сильных землетрясений как бы ограничивают на Восточном Кавказе крупный блок, вытянутый в общекавказском направлении примерно на 400 км при ширине более 150 км.

Пространственно-временное распределение сильных землетрясений. Сильнейшие землетрясения Восточного Кавказа разделены нами по магнитуде на две группы — землетрясения с $M \geq 6,1$ (первая группа) и с $5,7 \leq M \leq 6$ (вторая группа). Исследовались землетрясения первой группы, тогда как землетрясения второй группы рассматривались в качестве фоновой сейсмичности. Принято, что с XVII в. для рассматриваемой территории землетрясения, во всяком случае, входящие в первую группу, не пропущены, а их параметры известны с однородной точностью для каждого из рассматриваемых ниже периодов.

На рис. 2 и 3 представлены последовательности сильнейших землетрясений (первая группа) отдельно для периода XVII—XIX вв. и для XX в. Как видно из рисунков, имеются следующие общие в обоих перио-

Сопоставление главных параметров некоторых сильнейших землетрясений Кавказа, принятых ранее (1) и пересопоставленных автором (2)

Число точек с макросейсмическими определениями (в скобках — с надежными)	Магнитуда, М	Интенсивность, MSK—64	Глубина, Н, км	Площадь зон землетрясений, тыс. км ²	
				9 баллов	8 баллов
Гекгельское землетрясение 30.IX 1139 г.					
1. 3 (1)	6,9±0,7	9±1	15 7—30	—	—
2. 12 (4)	7,3±0,7	9,5±0,5	40	10,5	55
Ахалкалакское землетрясение 14.IV 1275 г.					
1. 4	6,7±0,7	8—9±1	28 14—56	—	—
2. 8	7,1±0,5	9±0,5	15—40	1,8	—
Восточно-Кавказское землетрясение 14.I 1668 г.					
1. 4 (1)	6,5±0,5 (7,0±0,5)	8±1 (9—10±0,5)	30 20—45	—	—
2. 36 (12)	8±0,5	9,5 (±0,5)	40—65	13,5	61
Дидо-Андийское землетрясение 5.III 1742 г.					
1. 3	6,0±0,5	8—9 (±1)	7—28	—	—
2. 10 (8)	6,7±0,5	9±0,5	15—30	1,5	5
Дагестанское землетрясение 9.III 1830 г.					
1. 24	6,3±0,5	8—9 (±0,5)	16 11—24	—	—
2. 27 (18)	6,9±0,5	9±0,5	20 15—35	0,25—0,5	5
Дополнение. Северо-Армянское землетрясение 7.XII 1988 г. (предварительные данные)					
	7,0±1	10±0,5	3—15	1,5	5

дах черты пространственно-временного распределения событий первой группы.

1. Расположение очаговых областей землетрясений в обоих периодах сходно, вплоть до частичного или полного их совпадения. Они как бы ограничивают вытянутый к северо-западу (в кавказском направлении) прямоугольник с размерами сторон порядка 350×150 км. Более того, в пределах каждого из периодов отмечено сходное пространственно-временное распределение (или направленная миграция) очаговых областей (эпицентральных областей, эпицентров).

2. Внутри каждого из рассматриваемых периодов очаги землетрясений первой группы образуют как бы замкнутые в пространстве ряды, а во времени — циклы. Каждый ряд «открывается» сильнейшим землетрясением в пределах Главного Кавказского хребта (его южного склона) с кавказским простираем очага. Следующее землетрясение возникает к северо-западу, а также в пределах Главного Кавказского хребта, но в

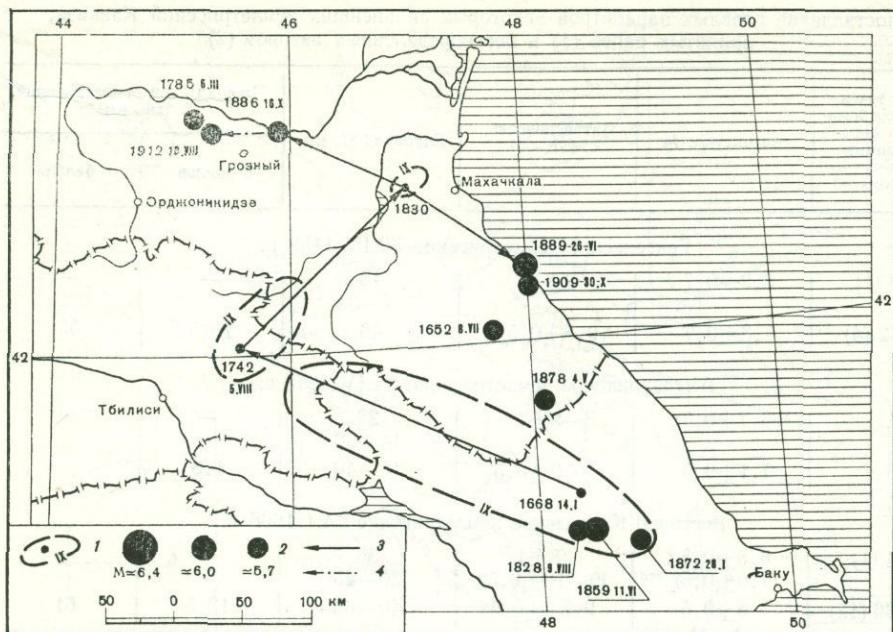


Рис. 2. Карта сильнейших землетрясений Восточного Кавказа в XVII—XIX вв.

1 — эпицентры и изосейсты высших баллов; 2 — землетрясения с магнитудами соответственно $\approx 6,4$; ≈ 6 ; $\approx 5,7$; 3 — направление миграции эпицентров; 4 — то же, предположительно. Расчетные размеры очагов показаны в масштабе карты

очаге антикавказского протяжения. Последующие крупные сейсмические события приурочены к северному подножию Главного Кавказского хребта, сначала непосредственно на продолжении очаговых областей предыдущих, а затем от нового очага в сторону (к северо-западу и северо-востоку), причем они снова характеризуются вытянутостью очагов в кавказском направлении. В целом одним рядом землетрясений как бы прорабатывается крупный блок земной коры и верхней мантии, включающий восточную часть Большого Кавказа.

3. Землетрясения первой группы в оба периода возникали (или процессы в их очагах распространялись) в нижних частях земной коры (15—30 км) и в верхах верхней мантии (40—60—100(?) км) в отличие от большинства землетрясений второй группы (рис. 4, 5).

4. Сходство последовательности возникновения землетрясений в рамках каждого из периодов состоит также в том, что самое раннее событие является самым высокомагнитудным ($M \approx 8 \pm 0,5$ в первом и $M = 6,9 \pm 0,2$ во втором), между тем как последующие обладают меньшей (большей частью убывающей) магнитудой, вплоть до наименьших магнитуд второй группы. Начальное землетрясение ряда оказывается, таким образом, как бы инициирующим всю последовательность.

5. Примечательно, что в процессе проработки одной из сторон рассматриваемого блока другие его стороны находятся в состоянии сейсмического спокойствия или, во всяком случае, не генерируют землетрясений аналогичной магнитуды. Иными словами, обнаруживается такая генеральная последовательность возникновения сильнейших землетрясений

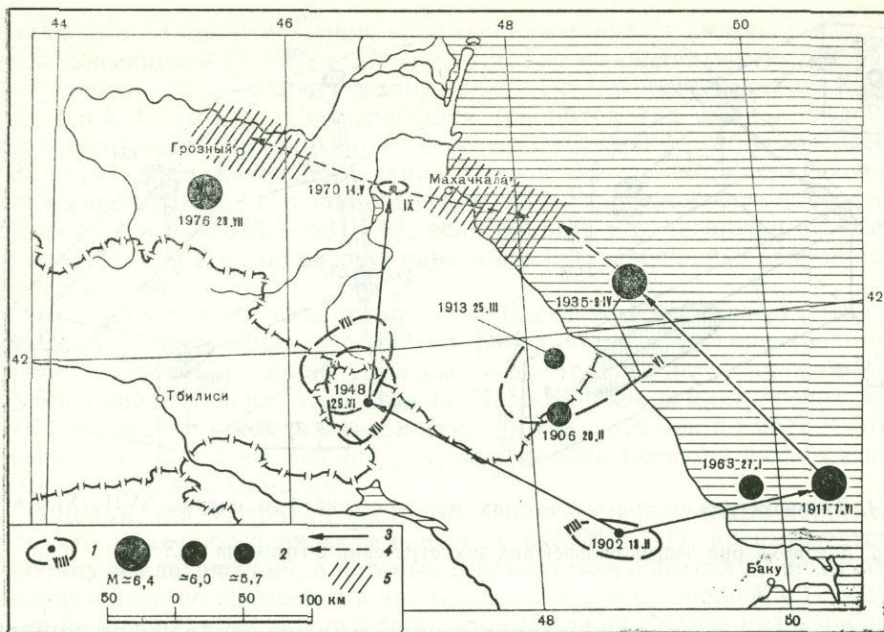


Рис. 3. Карта сильнейших землетрясений Восточного Кавказа в XX в.

1—4 — см. на рис. 2; 5 — области возможных землетрясений с $5,7 \leq M \leq 6,5$ в ближайшие десятилетия

(вспарывания) на границах Восточно-Кавказского блока: юго-западная сторона — северо-западная — северо-восточная (с расхождением к северо-западу и юго-востоку). Интервалы времени между землетрясениями сходного положения в рядах, но относящимися к разным периодам, составляли 234—140 лет для землетрясений первой группы с уменьшением длительности интервала соответственно уменьшению магнитуд соотносимых землетрясений.

Рассматриваемые последовательности имеют и некоторые отличия.

1. Первая последовательность включает землетрясения более высокой магнитуды (1668 г., $M=8,0 \pm 0,5$; 1742 г., $M=6,7 \pm 0,5$; 1830 г., $M=6,3 \pm 0,5$), чем вторая (1902 г., $M=6,9 \pm 0,2$; 1948 г., $M=6,1 \pm 0,2$; 1970 г., $M=6,6 \pm 0,2$ и др.), соответственно более высокой магнитуде начального землетрясения первого периода сравнительно с таковым во втором.

2. Первая последовательность с более сильными землетрясениями длилась 250 лет или более (в зависимости от того, какое событие считать завершающим на Каспийском шельфе). Вторая продолжается около 80 лет, по-видимому, ее еще нельзя считать завершившейся, так как отрезки к северо-западу и юго-востоку от очага Дагестанского землетрясения 1970 г. не проявили себя сейсмическими событиями, как это имело место в конце первой последовательности. Следовательно, вторая последовательность с относительно более слабыми землетрясениями (но также входящими в первую группу) была значительно (в два с лишним раза) короче первой. Внутри первой последовательности каждое следующее землетрясение ряда возникало через 88—56—20 лет, а внутри второй — через 46—22—9 лет, при общем сокращении (но и с нарушениями) интервалов в согласии с общим снижением уровня магнитуд.

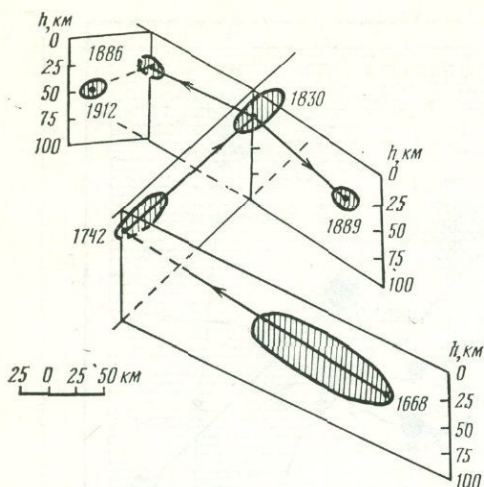


Рис. 4. Аксонометрия очагов сильнейших землетрясений 1-го цикла (XVII—XIX вв.)

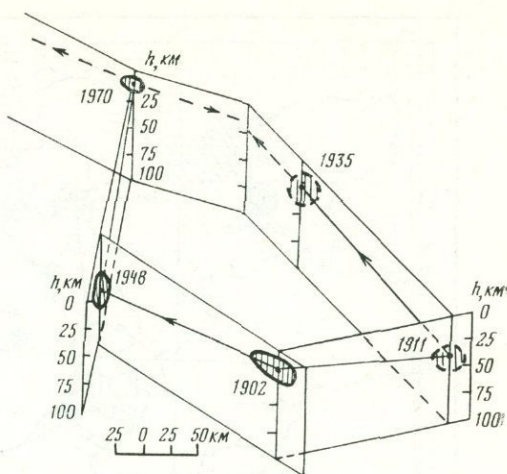


Рис. 5. Аксонометрия очагов сильнейших землетрясений 2-го цикла (XX в.)

3. Среди землетрясений первой группы не выявлено случаев нарушения хода (направленности) миграции, но во второй последовательности по сравнению с первой намечается миграция от начального инициирующего землетрясения не только к западу и затем к северу, но и к востоку, а затем к северо-западу (1902—1911—1935 гг., см. рис. 3).

4. При рассмотрении эпицентральных областей и макросейсмических полей сильнейших землетрясений первой последовательности (1668, 1742, 1830 гг.) обращает внимание то, что каждое последующее землетрясение возникало по оси изосейст высших баллов вблизи (но вне) стороны, противоположной гипоцентру (судя по числу и интенсивности сотрясений при данном землетрясении). Иными словами, направление развития очага или вспарывания разрыва в очаге (восстанавливаемое по косвенным признакам) как бы предопределяло направление и местоположение эпицентральной области последующего крупного сейсмического события. Каждый раз очаг распространялся до крупной пересекающей структуры (глубинного разлома), которая и оказывалась генератором следующего землетрясения и главным проводником (волноводом) его колебаний, чем и обуславливалась вытянутость изосейст высших баллов.

Во второй последовательности очаги имели гораздо более ограниченный размер, процессы в них не реконструируются настолько, чтобы служить подобным индикатором. Исключение составляет очаг Дагестанского землетрясения 1970 г., вспарывание в котором к северо-западу [2] может быть расценено как возможный признак появления следующего землетрясения к северо-западу от него.

Имеются также некоторые неопределенности и возможные отклонения от представленного пространственно-временного распределения сильных землетрясений второй группы [7], которые, однако, не нарушают серьезно выведенных заключений.

Заметим также, что серия глубоких землетрясений 4.V 1878 г. ($h = 7-60$ км), 20.II 1906 г. ($h = 50-105$ км) и 25.III 1913 г. ($h = 45-105$ км)

независимо от их отношения к намечаемым рядам вместе с глубоким землетрясением 9.IV 1935 г. ($h=60-135$ км) выявляет некую глубинную поперечную сейсмоактивную зону, делящую поперек Восточно-Кавказский блок. С этой зоной согласуется (ей обусловлена?) вытянутость в северо-восточном направлении изосейсты упомянутого землетрясения 1935 г. [1]. Из намеченной картины миграции выпадает Каспийское землетрясение 27.I 1963 г. с эпицентром севернее Апшеронского полуострова ($M=6,0 \pm 1$ и $h=55(37-83)$ км), если принять его магнитуду по высшему пределу или если не рассматривать его как завершение первой последовательности.

Вообще, юго-восточное ограничение Восточно-Кавказского блока очагами сильнейших землетрясений не фиксируется отчетливо (возможно, из-за расположения эпицентральных областей на дне моря и неточной локализации). Неясно, относится ли Черногорское землетрясение 28.VII 1976 г. ко второй последовательности, так как, хотя оно и имеет $M=6,2 \pm \pm 0,1$ при $h=28 \pm 5$ км, его эпицентральная зона смещена на 50 км к югу от Северо-Кавказской зоны.

В целом для восточной части Большого Кавказа можно констатировать, что намечаются ряды сильнейших ($8 \leq M \leq 6,1$), преимущественно глубоких землетрясений, в которых сейсмические события происходят последовательно во времени и в пространстве с уменьшающейся (с единичными исключениями) магнитудой. Землетрясения с более низкими значениями магнитуд ($5,7 \leq M \leq 6$) независимо от глубины распределены менее упорядоченно в пространстве и во времени, хотя большинство из них приурочено к тем же зонам, что и сильнейшие.

Полный цикл сейсмической активизации Восточно-Кавказского блока, последовательно, охватывающей одну сторону за другой, начиная с юго-западной, реализовался за 250 лет в первом случае (цикле) и, по-видимому, закончится за 100 лет (с небольшим) во втором. Первый цикл (соответственно более высокому уровню выделенной энергии) имел и большую (в 2,5 раза) продолжительность.

Наиболее сильными и опасными в региональном масштабе являются глубокие землетрясения Большого Кавказа, которым до сих пор уделяется неоправданно мало внимания.

Исходя из сходства основных черт сейсмического процесса в первом и во втором (незаконченном) циклах, можно наметить предстоящий ход событий при завершении второго цикла. В течение ближайших десятилетий можно ожидать сильные землетрясения ($5,7 \leq M \leq 6,5$) по северному ограничению Большого Кавказа, у Дагестанского побережья Каспия севернее Дербента, а также в пределах Чечено-Ингушской АССР. (См. рис. 3, 5.)

* * *

Использованный при настоящем исследовании подход и полученные результаты позволяют выделить несколько положений, важных с геодинамических позиций.

1. Восточная часть Большого Кавказа развивается в определенной степени автономно в виде крупного блока земной коры и верхов мантии общекавказского простираения.

2. Очаги сильнейших землетрясений региона пространственно и, по-видимому, генетически согласуются с крупнейшими зонами разломов глубокого заложения кавказского и антикавказского протяжения.

3. Существует динамическое взаимодействие между структурами верхних и нижних частей земной коры (и, возможно, верхов мантии), хотя реализоваться оно может в последовательные периоды (циклы) с интервалом в сотни лет.

4. Проработанные сильнейшими землетрясениями участки крупных структур в следующем цикле обычно возбуждаются слабее (порождают не столь сильные сейсмические события) или на других глубинах.

5. В разных циклах как участки активного взаимодействия структур «работают» обычно одни и те же узлы пересечения разломов.

Таким образом, использованный подход к изучению сильнейших землетрясений позволяет подтвердить ряд уже известных научных положений, а также выделить новые, такие, как глубинность сейсмогенерирующих (геодинамически активных) структур, сквозные геодинамические связи разноглубоких этажей земной коры и, возможно, верхов мантии, определенная автономность активности отдельных крупных блоков в пределах Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
2. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г.: Сейсмология. Геология. Геофизика. М.: Наука, 1980.
3. Никонов А. А. Сильнейшее землетрясение Большого Кавказа 14 января 1668 г.// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9.
4. Никонов А. А. О землетрясении 1668 г. на Восточном Кавказе (ответ Б. А. Борису) // Там же.
5. Никонов А. А. Сильнейшие исторические землетрясения Кавказа//XIX Генеральная ассамблея Европ. сейсмол. комис.: Тез. докл. М., 1984.
6. Никонов А. А. Новые данные о Восточно-Кавказском землетрясении 1668 г.//Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М.: Наука, 1985. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 26).
7. Никонов А. А. Распределение сильнейших землетрясений и сейсмическая опасность Восточного Кавказа//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 11.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977.
9. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент// Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976.
10. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.

УДК 551.24

О. А. Саркисян, Г. П. Симонян

СЕЙСМОТЕКТОНИКА СРЕДНЕАРАКСИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ АРМЕНИИ

Среднеараксинский межгорный прогиб размером 100×40 км расположен в юго-западной части территории Армении, в бассейне среднего течения р. Аракс, прослеживается в северо-западном направлении, ограничен с северо-северо-востока Арагац-Гегамским тектоно-вулканическим сооружением и Приараксинскими складчато-глыбовыми хребтами, а с юго-юго-запада — хребтом Армянский Пар и вулканическими массивами Большого и Малого Арарата.

Начало формирования Среднеараксинского прогиба соответствует верхнему олигоцену — нижнему миоцену — орогенному этапу развития

Малого Кавказа. Именно к этому времени относятся накопления красноцветной молассовой толщи, трансгрессивно и несогласно перекрывающие различные горизонты более древних отложений от среднего олигоцена до палеозоя включительно. Эти же образования оконтуривают прогиб в современных его границах. Пестроцветные образования постепенно переходят в гипсо-соленосные отложения среднего миоцена, которые трансгрессивно перекрываются песчано-глинистыми молассовыми отложениями верхнего миоцена, которые, в свою очередь, покрываются пролювиально-вулканогенными образованиями нижнего—среднего плиоцена, а также вулканогенными и озерно-речными образованиями антропогена, составляющими в целом верхнеальпийский структурный комплекс. Последний состоит из унаследованных от палеогена и наложенных неоген-антропогеновых грабенovidных впадин и горстовых поднятий, испытавших разнозначные дифференциальные движения на неотектоническом этапе. Вследствие этого прогиб в целом имеет мозаично-блоковое строение, расчленен многочисленными разрывными нарушениями различного направления и масштаба, которые генерируют все известные землетрясения с интенсивностью до 8—9 баллов и магнитудой до 6,5.

Прогиб расположен в пределах Ирано-Анатолийской сейсмоактивной зоны, которая прослеживается на расстоянии около 2500 км от г. Измир по линии г. Эрзиджан — г. Эрзурум — Араратская долина — г. Табриз — г. Тегеран, и по интенсивности и частоте землетрясений является одним из наиболее сейсмоактивных районов Закавказья. В его пределах за 1100 лет было зарегистрировано более 40 землетрясений, из которых некоторые были разрушительными: Двинское — 893 г., Гарнийское — 1679 г., Араратское — 1840 г., Игдырское — 1962 г. и др. [8]. На основании макросейсмических и инструментальных данных здесь выделяются Двинская, Паракарская, Араташская, Аштаракская, Арагацкая, Гарнийская, Ереванская, Араратская и другие группы эпицентральных зон.

Данная статья является результатом анализа крупномасштабных геологической, тектонической (масштаб 1 : 100 000) и сеймотектонической (масштаб 1 : 200 000) карт Араратского сейсмпрогностического полигона, составленных в период 1980—1985 гг. Последняя карта имеет важное значение для поисков предвестников землетрясений и послужит основой для составления детальной карты сейсмического районирования.

Сеймотектоника как самостоятельный раздел геотектоники выделена в последние годы, поэтому в отечественной тектонической картографии до сих пор отсутствуют какие-либо общепринятые принципы или методы составления региональных сеймотектонических карт. В обобщающих монографиях по тектоническим картам и тектонической картографии [1, 6, 12] вообще отсутствуют сведения о методике составления региональных сеймотектонических карт, даже не упоминается о наличии таких карт по отдельным регионам. Первая обзорная «Сеймотектоническая карта Европы» (масштаб 1 : 5 000 000) была издана в 1966 г. На этой карте на основании сопоставления тектонических и сеймотектонических и сейсмологических данных выделены сейсмоактивные зоны (точнее, области) обширных размеров [2]. Вторая карта — «Карта сеймотектоники Западного Кавказа» (масштаб — 1 : 1 000 000), составленная в 1976 г. [11], содержит весьма скудную тектоносейсмическую информацию. На ней изображены разрывные нарушения, эпицентры, магнитуда и балльность землетрясений. Работы по составлению сеймотек-

тонической карты в Армении были начаты еще в начале 70-х годов, когда появились статьи и сеймотектоническая схема [3, 4, 10], заложившие фундамент для дальнейших исследований в этом направлении. Сеймотектоническая карта Армении (масштаб — 1 : 500 000) впервые была составлена А. А. Габриеляном в 1980 г. [5]. Разработанная им легенда карты довольно полно отражает основные особенности тектоники (частично и неотектоники) и сейсмогенеза данной территории, но, к сожалению, не сопровождается соответствующей объяснительной запиской.

При составлении сеймотектонической карты Среднеараксинского межгорного прогиба и смежных районов (масштаб — 1 : 200 000) (см. рисунок на вклейке) мы исходили из принципа и методики составления вышеупомянутой карты, но в дополнение внесли некоторые новые элементы, которые в совокупности более полно отражают сеймотектоническую картину прогиба. Выделение на предлагаемой сеймотектонической карте структурных комплексов и ярусов в сочетании с неотектоническими элементами позволяет выявить особенности геологического развития на различных участках и стадиях, и в частности в неоген-четвертичное время. На карте изображены важнейшие элементы тектонической структуры, особенно неотектоники, которые выражены в морфоструктуре рельефа. Выделение этих структур опирается на сравнительный анализ геологических, геофизических и морфоструктурных данных. Все эти данные отражают важнейшие черты тектоники территории и пространственно-временные соотношения основных структурных элементов.

Другой важной задачей, преследуемой при создании сеймотектонической карты, является разработка основы для детального сейсмического районирования региона. С этой целью на карте отражены элементы детального тектонического районирования прогиба, амплитуда суммарных новейших движений за неоген-четвертичное время, гравитационные зоны, сейсмодислокации, эпицентры сильных (6—9-балльных) землетрясений, плиоцен-четвертичные вулканические аппараты и др.

Прогиб охватывает отдельные участки разновозрастных и разнохарактерных геотектонических зон. Поэтому его структура и история тектонического развития очень сложны и разнообразны. Он расположен на стыке Центральноиранского массива (северный край эпибайкальской Перигондванской платформы) и Базум-Зангезурской эвгеосинклинально-складчатой зоны, являющейся краевым южным членом Северо-Анатолийско-Закавказских эвгеосинклинальных складчатых сооружений. На территории прогиба и смежных районов полигона выделены [5] и на предлагаемой сеймотектонической карте изображены следующие структурные элементы: Цахкуняцкий блок-антиклинорий (выступ байкальского кристаллического фундамента), Аргичинское поднятие, Урцский блок-антиклинорий (выступы варисского основания), Ереванско-Веддинский синклинорий, Арагацкий и Гегамский тектоновулканические массивы, Абовянский (Ереванский) грабен-синклинорий и собственно Среднеараксинский прогиб. В пределах последнего, в свою очередь, выделяются локальные, нередко погребенные горстообразные поднятия (Паракар-Енгиджинское, Октемберянское, Спандарянское, Анийское, Мараликское и др.) и грабенообразные прогибы (Арташатский, Нижнеахурянский, Южно-Арагацкий, Ерахский и др.). Описание этих структур дано в другой работе авторов [5]. Здесь отметим лишь, что все эти

структуры отчетливо выражены в современной морфоструктуре рельефа и фактически представляют собой отдельные тектонические блоки, разграниченные сейсмогенными разломами. В неоген-четвертичное время эти блоки испытывали разнозначные вертикальные подвижки различной интенсивности, что имеет важное значение для сеймотектонической характеристики данной территории, ее сейсмического районирования и прогноза землетрясений.

Новейшие тектонические движения играли исключительно важную роль в формировании современного сильно расчлененного рельефа Западной Армении. Эти движения имели дифференцированный характер и выразились в блоковом, преимущественно вертикальном движении отдельных крупных и мелких структурных элементов по разломам. В результате образовались складчато-глыбовые структуры — сводово-горстовые поднятия, разделенные грабен-прогибами. Современные движения происходят по плану новейших движений и обуславливают высокий уровень сейсмогенности изучаемой территории.

Что касается гравитационного поля Среднеараксинского межгорного прогиба, то оно характеризуется в целом отрицательными значениями аномалии силы тяжести [9]. На фоне этого общего регионального минимума вырисовываются многочисленные относительные гравитационные максимумы, отделенные друг от друга относительными гравитационными минимумами, границы которых на карте отображаются в основном гравитационными ступенями. К числу относительных гравитационных максимумов можно отнести Урцский, Араратский, Покр-Вединский, Ерахский, Ераносский, Паракар-Енгиджинский, Агавнатунский, Маркаринский, Октемберянский, Талинский, а к числу гравитационных минимумов — Шагапский, Арташат-Масисский, Лукашинский, Артегинский, Шаварутский, Гарнийский, Разданский и др. Отметим, что указанные относительные гравитационные максимумы и минимумы в основном соответствуют положительным и отрицательным локальным тектоническим структурам. Любопытно, что отмеченные относительные максимумы расположены четкообразно и вытянуты в направлении от пос. Арарат на юго-востоке до с. Каракерт (Кармрашен) на северо-западе, т. е. протягиваются параллельно основным тектоническим структурам общекавказского направления. При этом в северо-восточной части прогиба, т. е. в пределах развития антикавказских северо-восточных структур, эти относительные максимумы и минимумы в виде веера раскрываются в северном и северо-восточном направлении от горы Арарат. Сопоставление карт аномалий силы тяжести Среднеараксинского прогиба и сопредельных с ним районов Армении с данными сейсмичности [9] показывает, что почти вся территория расположена в пределах сейсмической зоны, превышающей 7 баллов, а наиболее интенсивные очаги землетрясений совпадают с районами крупных горизонтальных градиентов силы тяжести, которые в основном связаны с зонами тектонических нарушений.

Для сеймотектоники прогиба особое значение имеет выделение сейсмогенных зон, их типизация по глубине проникновения и степени сейсмогенности. Исследования показали, что все сильные землетрясения в пределах данного региона были обусловлены подвижками по новейшим и активизированным древним разломам. Поэтому последние и были взяты в качестве основы выделения сейсмогенных зон, что представляет большой интерес с точки зрения установления геологических условий возник-

новения землетрясений, определения максимальной силы сотрясений и сейсмического районирования.

Мегантиклинорий Малого Кавказа вообще характеризуется продольной зональностью. Основные структурно-формационные и главнейшие складчатые и разрывные нарушения имеют общекавказское направление. В то же время имеются также структуры антикавказского направления. Поэтому сейсмогенные зоны прогиба нами подразделены на зоны общекавказского и антикавказского направления. Кроме того, исходя из размеров, глубины проникновения, степени сейсмогенности, поведения в неотектоническое время, а также из известного сеймотектонического положения о том, что в зонах глубинных разломов возникают более сильные, а в зонах меньших разрывов более слабые толчки, сейсмогенные зоны исследуемого района нами делятся на три категории.

К сейсмогенным зонам первой категории отнесены активные глубинные разломы, которые секут земную кору в полную мощность и смещают крупные ее блоки. К ним приурочены землетрясения с $M=6-6,5$ и интенсивностью до 8, реже 9 баллов.

Сейсмогенная зона Ереванского глубинного разлома ($A-A_1$). Намечается от устья р. Дигор через села Каракерт, Агавнатун, Паракар, Двин, Кацхрашен, пос. Веди, Арарат, Ерасх и по южному склону Нахичеванского межгорного прогиба доходит до г. Джульфа. Она геологически и геоморфологически отчетливо выражена в юго-восточной части котловины, где зона разлома является тектонической границей Араратского межгорного прогиба и Еревано-Вединского синклинория. Вдоль зоны рельеф приобретает ступенчатый характер с повышением в северном направлении в несколько сот метров (район горы Ерасх и Урцского хребта). Причем на этих участках по разлому контактируют палеозойские, верхнемеловые терригенно-карбонатные и сарматские песчано-глинистые отложения. К этой зоне разлома приурочены многочисленные минеральные источники (район сел. Двин, Кахирашен, Нор-Уги, пос. Веди, Арарат) и обширные поля травертинов мощностью в несколько сот метров. Падение зоны крутое — на юго-юго-запад под углом $70-80^\circ$. В центральной части прогиба зона разлома установлена геофизическими и буровыми работами, выражена парными разломами, ограничивающими Паракар-Енгиджинское поднятие (одноименный относительный гравитационный максимум), в пределах которого байкальский фундамент, вскрытый на глубине 500—1000 м, резко несогласно перекрывается отложениями эоцена, олигоцена, миоцена и постплиоцена. На бортах поднятия фундамент залегает на глубине 5—6 км, чехол начинается с верхнего мела. Следует отметить, что мощность четвертичных озерных и речных отложений на горстовом поднятии составляет 25—40 м, а на бортах — до 280 м. Замыкание горста в юго-восточном направлении происходит в районе с. Двин, а на северо-западе — в районе с. Агавнатун. В западном направлении рассматриваемая зона разлома проходит по южному подножию горы Арагац, через шлаковые конусы (кизиль) района Армянской АЭС, затем она ограничивает Октемберян-Каракертское валообразное поднятие рельефа и Анийский относительный максимум силы тяжести.

По данным станций «Земля», зона разлома представлена системой разрывных нарушений северо-западного—юго-восточного и юго-западного — северо-восточного направления, длиной около 150 км, которая проникает до поверхности (на глубину 40—50 км). Сместители разлома

почти вертикальны. Амплитуда смещения крыльев разлома, наблюдаемая по поверхности фундамента, составляет 2—3 км, а по глубоким горизонтам — 2—4 км [7].

В сейсмогенной зоне Ереванского глубинного разлома было зарегистрировано много сильных землетрясений: Двинские 7—8-балльные 851, 858, 863, 869 гг. с M от 4,5 до 5,2 и 8—9-балльный толчок 893 г. с $M=5,3$; Ереванские — 7-балльное 1937 г. с $M=4,5$, 6-балльное 1984 г. с эпицентром в с. Паракар и др. По-видимому, с этой сейсмогенной зоной были связаны также часть Анийских землетрясений 1046, 1132, 1319, 1605 гг. с $M=5,4—5,6$, 8-балльное Дигорское землетрясение 1935 г. с $M=6,2$ и несколько 5—6-балльных землетрясений с эпицентром в районе ст. Арагац, г. Арташат, пос. Веди с $M=3,2—3,8$ [8]. Учитывая приведенные геолого-геофизические данные, мы допускаем в сейсмогенной зоне Ереванского глубинного разлома возникновение сейсмических толчков с интенсивностью до 8, реже 8—9 баллов ($M=6—6,5$).

Сейсмогенная зона Мармарикского глубинного разлома (Б—Б₁). Она является северо-западным продолжением крупного Анкаван-Зангезурского глубинного разлома, который на поверхности четко фиксируется в долине р. Мармарик. Зона разлома вдоль р. Мармарик служит тектонической границей двух различно построенных тектонических структур — Цахкуняцкого антиклинория, сложенного метаморфическими образованиями верхнего протерозоя, и Памбакского синклинория, сложенного терригенно-карбонатными породами верхнего мела и вулканогенно-осадочными породами палеогена мощностью до 4—4,5 км. Зона разлома контролирует как интрузивный и эффузивный магматизм бассейна р. Мармарик, так и медно-молибденовое, золоторудное, железорудное оруденения и проявления минеральных источников. Простирание разлома западно-северо-западное, с падением на северо-северо-восток под углом 70—80°. Амплитуда вертикального смещения по нему с мелового времени составляет 2,5—3 км, а за новейшее время — более 1 км. По данным станций «Земля», глубина проникновения разлома 40—45 км (до поверхности M). Сместитель разлома почти вертикален, амплитуда смещения крыльев по поверхности фундамента и более глубоким горизонтам 2—3 км для каждого [7].

В сейсмогенной зоне Мармарикского глубинного разлома зарегистрировано 7—8-балльное Цахкадзорское землетрясение 1827 г. с $M=5$ [8]. По приведенным геолого-геофизическим данным, считаем возможной в этой сейсмогенной зоне генерацию сейсмических толчков с такой же силой и магнитудой в будущем.

Сейсмогенная зона Азат-Севанского разлома (В—В₁). Прослеживается в северо-восточном направлении вдоль р. Азат и, пересекая Гегамский хребет, разделяет прогибы Большого и Малого Севана; в юго-западном направлении тянется к горе Арарат. Разлом фиксируется вдоль р. Азат вплоть до Гегардского монастыря, где тектонически контактируют отложения эоцена и олигоцена северо-западного опущенного борта с породами верхнего мела юго-восточного борта. Разница относительных высот рельефа у горы Еранос более 1 км. Вдоль разлома наблюдается гидротермальная измененность пород с проявлением халькопирита, а у Гегардского монастыря и подножия горы Еранос с разломом связаны минеральные источники и развитые многоярусные оползни и обвалы. Разлом сбросового типа с падением на запад под углом 70—80°. Азатский разлом установлен также работами станций «Земля», глубина про-

никновения порядка 20—25 км [7]. В Азат-Севанской сейсмогенной зоне было зарегистрировано 8—9-балльное Гарнийское землетрясение в районе г. Камо ($M=3-4,3$), а на месте ее сочленения с Ереванской сейсмогенной зоной расположены эпицентры 7—8- и 8—9-балльных Двинских землетрясений 851—893 гг. с $M=5,3$ [8]. Учитывая геологические и сейсмологические показатели и неотектоническую активность, предполагаем, что в данной зоне могут возникнуть землетрясения с интенсивностью 8, реже 8—9-баллов ($M=6$) и в будущем.

Сейсмогенная зона Арагац-Спитакского разлома ($\Gamma-\Gamma_1$). Протягивается в субмеридиональном направлении по линии гора Арагац — г. Спитак — Джавахетское нагорье и является частью Транскавказского регионального поперечного поднятия. В южном направлении скрывается под лавами горы Арагац и, по-видимому, тянется к горе Арарат, что отметил Г. Абих еще в прошлом столетии. Геологически Арагац-Спитакский разлом четко выражен у Спитакского перевала в виде сброса с амплитудой смещения порядка 500—600 м. Здесь по разлому тектонически контактируют эоценовые и верхнемеловые породы. Разлом фиксируется также на аэрокосмических снимках. По данным станций «Земля», разлом прослеживается на участке Спитак—Талин на расстояние более 100 км. Глубина проникновения порядка 40 км, амплитуда смещения крыльев 1—2 км [7].

В зоне Арагац-Спитакского сейсмогенного разлома зарегистрированы 6—7-балльные землетрясения (Бюраканское 1949 г., Степанаванское 1961 г., Спитакское 1967 г.) с $M=4,6-5$ [8]. По-видимому, с этой зоной связано также 8-балльное Аручское землетрясение с $M=5,2$. Учитывая региональный характер и другие характеристики, можно предположить, что в Арагац-Спитакской сейсмогенной зоне могут возникнуть в будущем толчки до 8 баллов с $M=6$.

Сейсмогенная зона Ахурянского разлома ($D-D_1$). Прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль р. Ахурян. В западном окончании Ширакского хребта в зоне разлома отмечается крутое флексурообразное погружение палеогеновых структур. Судя по отметкам поверхности долеритовых лав по разлому, правый берег р. Ахурян относительно левого поднят на 200—300 м. Эти же лавы вдоль разлома в районе развалин с. Ваграмаберд и пос. Амасия деформированы сбросовыми нарушениями с развитием оползней. Разлом наглядно намечается и на аэрокосмических снимках. Вдоль долины тянется также длинная ось эпицентральной области землетрясений: 8—9-балльного Ленинаканского 1926 г. с $M=5,2$; 7—8-балльных Анийских 1132, 1319 и других годов и 8-балльного Дигорского 1935 г. с $M=5-5,5$ [8]. По данным станций «Земля», разлом проникает до глубины 40 км и протягивается в субмеридиональном направлении [7]. Можно предположить, что в сейсмогенной зоне Ахурянского разлома возможны генерации землетрясений с такой же интенсивностью и магнитудой и в будущем.¹

Ко второй категории сейсмогенных зон относятся региональные разрывы протяженностью 30—40 км, достигающие границы Конрада (20—25 км). Максимальные толчки в них достигают интенсивности 7, реже 8 баллов с $M=5-5,5$.

¹ Как показал трагический опыт Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. в этой зоне возможны и более сильные, 10-балльные землетрясения. — *Примеч. редколлегии.*

Сейсмогенная зона Среднеараксинского разлома (Е—Е₁). Прослеживается в субширотном направлении вдоль р. Аракс. В западной части разлома у с. Баграван нижнесарматские глины левобережья реки тектонически контактируют с правобережными отложениями верхней пестроцветной свиты, амплитуда вертикального смещения 700—800 м. В восточном направлении разлом ограничивает Мармарикское погребенное поднятие и одноименный относительный гравитационный максимум с юга и далее фиксируется в районе г. Арташат, где в пробуренных на двух бортах разлома скважинах разница мощностей четвертичных озерно-речных образований составляет более 300 м, а неогеновых отложений — более 1000 м. Далее разлом протягивается через с. Нор-Уги — пос. Веди — с. Урцадзор вдоль северного борта Шагапской синклинали на восток, в долину р. Арпа. Здесь разлом падает на север под углом 70° и представлен в виде взбросо-надвига. В районе с. Нор-Уги и пос. Веди в зоне разлома породы вулканогенной толщи туона — коньяка приходят в тектонический контакт с олигоценowymi и неогеновыми отложениями. Здесь же, западнее пос. Веди, вдоль разлома расположены минеральные источники с травертинами мощностью в несколько десятков метров. На северном борту Шагапской синклинали породы нижнего и среднего эоцена, карбона и перми находятся в опрокинутом залегании.

Со Среднеараксинской сейсмогенной зоной связано 7-балльное землетрясение 1910 г. с $M=4,6$ (с эпицентром в среднем течении р. Аракс) и, возможно, 8-балльное Игдырское землетрясение с $M=5,5$ [8], а также некоторые слабые (5—6-балльные) толчки с эпицентром в районе Арташата, Веди и в других местах. Исходя из приведенных геологических и сейсмологических данных, считаем возможным и в будущем в пределах зоны возникновение землетрясений с интенсивностью 7, реже 8 баллов ($M=5-5,5$).

Сейсмогенная зона Разданского разлома (Ж—Ж₁). Отчетливо выражена в современной морфоструктуре долины р. Раздан. Севернее г. Еревана вдоль разлома сарматские глины левобережья р. Раздан (Канакерское плато) относительно правобережья (Егвардское плато) подняты на 250—300 м. В этом районе разломом оборван вулканический купол горы Птенис, в связи с чем рельеф приобрел многоярусный ступенчатый характер с развитием многоярусных оползней. В районе курорта Арзни, сел. Арзакан и Бжни к разлому приурочены минеральные источники и травертиновые щиты мощностью 15—20 м. Кроме того, разлом наглядно выражен на правобережье р. Раздан, которое сложено докембрийскими метаморфическими сланцами, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями, а на левом берегу здесь под мио-плиоценовыми вулканитами залегают сарматские отложения.

В сейсмогенной зоне Разданского разлома были зарегистрированы землетрясения: Ереванское 7-балльное 1937 г. ($M=4,6$), 6-балльное 1984 г. с эпицентром в районе с. Паракар и 6-балльное 1973 г. с эпицентром в районе с. Арзни [8]. Исходя из приведенных данных, разлом считаем сейсмогенным и допускаем возможность генерации землетрясений 7 и реже 8 баллов.

Сейсмогенная зона Джрвежского разлома (З—З₁). Проходит от Комсомольского парка г. Еревана в северо-восточном направлении через села Джрвеж, Дзорахпюр, Раздан и тянется к Гегамскому хребту. Вдоль разлома в районе Комсомольского парка на протяжении 3—4 км широко развиты образования молассовой пестроцветной и гипсоносной свит,

которые падают почти вертикально или опрокинуты на северо-запад. Далее разлом был установлен бурением в районе с. Джрвеж, где верхнеолигоцен-нижнемиоценовая пестроцветная свита залегает гипсометрически на 1000 м выше, чем в районе пос. Ани, что соответствует амплитуде сброса. В северо-восточном направлении разлом ограничивает западный борт Вохчабердского плато, вдоль которого рельеф ступенчато опускается в сторону с. Дзорахпур, общая амплитуда опускания более 400 м.

В этой сейсмогенной зоне какие-либо значительные землетрясения не отмечались. Однако, учитывая геологические и геоморфологические показатели, а также сходство с Разданской зоной, допускаем возможность генерации в зоне 7-, реже 8-балльных толчков ($M=5-5,5$).

К третьей категории сейсмогенных зон относятся разломы длиной до 20—25 км, проникающие до основания кристаллического фундамента. В них максимальные толчки достигают интенсивности 6, реже 7 баллов ($M=4-4,5$).

Сейсмогенная зона Армавир-Каракертского (Кармрашенского) разлома. ($H-H_1$). Протягивается в субширотном направлении от с. Армавир до р. Ахурян севернее с. Баграван. Разлом проходит по северному борту Сардарапатского оваловидного поднятия. В районе с. Армавир (западнее Сардарапатского поднятия) на линии разлома расположены многочисленные шлаковые конусы. Разлом сбросового типа установлен также бурением в центральной части и, возможно, ограничивает Маркаринское погребенное поднятие с севера. На западе, в ущелье р. Ахурян, разлом проходит по северному борту Баграванского поднятия, где на поверхности на поднятом крыле обнажаются глинистые отложения миоцена. С Армавир-Кармрашенской сейсмогенной зоной было связано только Сардарапатское 6—8-балльное землетрясение 1916 г. с $M=4,5$ [8]. Можно предположить, что в этой зоне могут возникнуть сейсмические толчки такой же силы и в будущем.

Сейсмогенная зона Касахского разлома. ($K-K_1$). Прослеживается вдоль р. Касах и ограничивает одноименную впадину с северо-востока. Северо-восточный поднятый борт разлома соответствует Цахкуняцкому выступу кристаллического фундамента, юго-западный опущенный борт сложен вулканогенными породами нижнего мела и карбонатными песчано-глинистыми породами верхнего мела и эоцена, здесь же во впадине в четвертичное время накопились озерно-речные отложения мощностью более 100 м. Разлом сбросового типа с амплитудой вертикального смещения порядка 1,5—2 км. Какие-либо значительные землетрясения в зоне не отмечались, однако мы допускаем возможность генерации в ней 7-балльных толчков ($M=4,5$).

Следует отметить, что в разновозрастных (имеем в виду возраст складчатости) и разнопостроенных тектонических структурах скорости движения по разломам неодинаковы. Следовательно, различные геотектонические зоны друг от друга отличаются по степени сейсмогенности. Сейсмогенные зоны нередко пересекают различные структурно-формационные зоны, поэтому не исключена возможность, что как в отдельных сейсмогенных зонах указанных категорий, так и на отдельных их участках интенсивность и магнитуда землетрясений могут быть больше или меньше предполагаемых.

Таким образом, анализ геолого-геофизического и сейсмологического материала свидетельствует о том, что в сеймотектоническом отношении

все сильные землетрясения Среднеараксинского межгорного прогиба, с интенсивностью от 6 до 8—9 баллов ($M=3,5-6,5$), были обусловлены подвижками по новейшим и активизированным древним разломам. Это обстоятельство и дало возможность установить соответствующие сейсмогенные зоны. Предлагаемая сеймотектоническая карта с выделением сейсмогенных зон и указанием их вероятной максимальной активности послужит основой для детального сейсмического районирования территории прогиба и прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б. П. Тектонические карты. М.: Недра, 1979.
2. Белоусов В. В., Сорский А. А., Бунэ В. И. Сеймотектоническая карта Европы. М.: Наука, 1966.
3. Габриелян А. А. Геологические критерии сейсмичности и задачи сеймотектонических исследований в Армении//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. Т. 25, № 4.
4. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сеймотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа//Там же.
5. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симомян Г. П. Сеймотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1981.
6. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981.
7. Гератовская И. В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля»//Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977.
9. Оганесян Ш. С. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью//Докл. АН АрмССР. 1958. Т. 26, № 2.
10. Симомян Г. П. Сеймотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. Т. 25, № 4.
11. Хромовских В. С., Солоненко В. П., Семенов Р. М., Жилкин В. М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.
12. Чиков Б. М. Тектоническое районирование: принципы, методология и картография. М.: Недра, 1986.

УДК 550.34+551.24

С. Н. Назаретян, А. А. Киракосян, В. С. Гаспарян,
Э. М. Микаелян

НАПРАВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ВЕРХНИХ ЧАСТЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ И ВЕРОЯТНЫЕ АКТИВНЫЕ ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Существуют разные способы определения полей напряжений в земной коре. Одним из наиболее часто применяемых способов является сейсмологический, когда определяются параметры механизма очагов землетрясений. Для восстановления общей картины полей напряжений нужны надежно определенные параметры механизма очагов землетрясений, распределенных по всей территории равномерно. Однако практика показывает, что нахождение таких районов очень трудно из-за неравномерного распределения сейсмических станций и самой сейсмичности. Кроме того, землетрясения происходят на определенных глубинах, поэтому и определение полей напряжений становится возможным только

для этих глубин. Известно также, что землетрясения разной магнитуды являются следствием разрядки напряжений разной категории. Так, сильные землетрясения могут возникнуть вследствие региональных напряжений, а слабые — локальных. Параметры региональных тектонических напряжений по сравнению с локальными во времени более стабильны, следовательно, в конкретном районе параметры сильных землетрясений должны быть в первом приближении одинаковые, а слабых — изменчивые.

Сильные и относительно сильные землетрясения территории Армении в основном имеют глубину очага 15—20 км, что позволяет судить о полях региональных напряжений в верхних частях земной коры региона.

Для определения главных направлений сжатия и растяжения, а также образованных при землетрясениях вероятных разрывов нами обобщены литературные данные параметров механизма очагов 165 землетрясений за период 1953—1978 гг. [5—7], определенных по известной методике А. В. Введенской [2]. 60% этих землетрясений являются сравнительно сильными (с $M \geq 4$) и распределены на территории неравномерно. Так, если одна третья часть всех рассмотренных землетрясений расположена в Джавахетском нагорье, то в центральной части региона ощутимые землетрясения почти отсутствуют. Для тех районов, где не было данных о параметрах сильных землетрясений, использованы параметры слабых землетрясений [6]. Из-за трудности оценки надежности использованных литературных данных принято, что параметры определены достоверно. Отметим только, что параметры механизма очагов были определены по единой методике, как исходный материал был взят знак первого вступления продольной волны. Так как мы имеем дело с относительно сильными землетрясениями, то можно сказать, что знаки первых вступлений волн определяются достаточно четко. Учитывая сказанное, а также распределение землетрясений на территории (рис. 1, см. вклейку), можно эти данные положить в основу определения направлений главных региональных напряжений.

При проведении статистического анализа осей сжатия заметно, что их подавляющее большинство направлено в субмеридиональном направлении. Сказанное более наглядно отражается на розе-диаграмме распределения направлений осей сжатия (рис. 1, б). Заметно также, что данные по Джавахетскому нагорью не имеют существенного влияния на общую картину распределения направлений осей сжатия.

Исходя из исходного материала выделены конкретные районы земной коры исследуемой территории, в которых направление осей сжатия происходящих землетрясений приблизительно одинаково, т. е. выделены районы, в которых доминируют определенные направления сжатия. Так, например, в очагах землетрясений района северо-восточнее горы Арарат, в районе городов Ереван, Камо, Дилижан, а также севернее г. Ленинакан поле сжатия имеет близмеридиональное направление. Широтное направление сжатия наблюдается в очагах землетрясений Талинского района и Севанских гор. Северо-восточное направление сжатия наблюдается в очагах Степанаванских и Зангезурских землетрясений, а северо-западное — южнее и юго-западнее горы Арарат и др.

Важно отметить, что векторы сжатия по отношению к горизонту в основном составляют угол 0—50° (рис. 2, см. вклейку), т. е. преобладает близгоризонтальное направление осей сжатия.

Анализ осей напряжения растяжения показывает, что в верхних частях коры преобладает субширотная ориентировка векторов растяжения. По отношению к горизонту они в основном составляют углы $0-15$ и $30-50^\circ$, т. е. они также имеют преобладающее близгоризонтальное направление (см. рис. 2).

Известно, что в очаге землетрясения протекает процесс разрушения среды, возникающий в результате ее деформирования, следовательно, в очагах возникают разрывы. Согласно методике определения параметров очага, существуют две вероятные плоскости разрыва. Которая из них соответствует действительности, обычно определяется дополнительными геологическими и сейсмологическими (особенно по пространственной миграции афтешоков) сведениями. Однако миграция афтешоков интересующих нас землетрясений в основном не изучена, а геологическая ситуация в очагах землетрясений часто неизвестна, поэтому сказать, какой разрыв из двух вероятных является действительным, в настоящее время очень трудно, поэтому мы вынуждены для статистического анализа использовать оба разрыва.

Карта распределения плоскостей разрывов по сравнению с картой направлений напряжений имеет сложный характер (рис. 3, а). Но все же по розе-диаграмме (рис. 3, б) выделяются северо-восточное и северо-западное преобладающие направления расположения плоскостей разрывов. Среди них преобладают разрывы с близвертикальным падением плоскости сместителя (рис. 4).

На всей территории республики можно выделить лишь одно протяженное направление (Ленинакан—Ереван—Кафан), совпадающее в первом приближении с Ереванским глубинным разломом, вдоль всей протяженности которого с обеих сторон действуют сжимающие силы (см. рис. 1). Этому направлению в основном соответствует региональная зона больших градиентов гравитационного поля.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы.

1. Действующие региональные напряжения сжатия в верхних частях земной коры территории республики имеют преобладающее близмеридиональное направление, а растяжения — близширотное. Образованные вероятные разрывы в основном имеют северо-западное и северо-восточное направление.

2. Выделяются определенные районы земной коры, где землетрясения имеют приблизительно одинаковые характеристики параметров механизма очага. Особый интерес представляет вытянутая зона сжатия вдоль полосы Ленинакан—Ереван—Кафан, по которой два блока земной коры сталкиваются друг с другом.

3. Образованные при землетрясениях вероятные плоскости разрывов в основном имеют близвертикальное падение, а действующие главные напряжения — близгоризонтальное ($0-50^\circ$).

Геолого-геофизические данные показывают, что земная кора территории Армении сильно расчленена на блоки глубинными разломами минимум четырех господствующих направлений: северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального [1, 4, 10]. Очень важно определить возможные подвижки блоков при такой сложной сети разломов глубинного заложения. Для этой цели нами использованы фактические данные о региональных напряжениях и об образованных разрывах при землетрясениях в конкретных районах (см. рис. 3). При

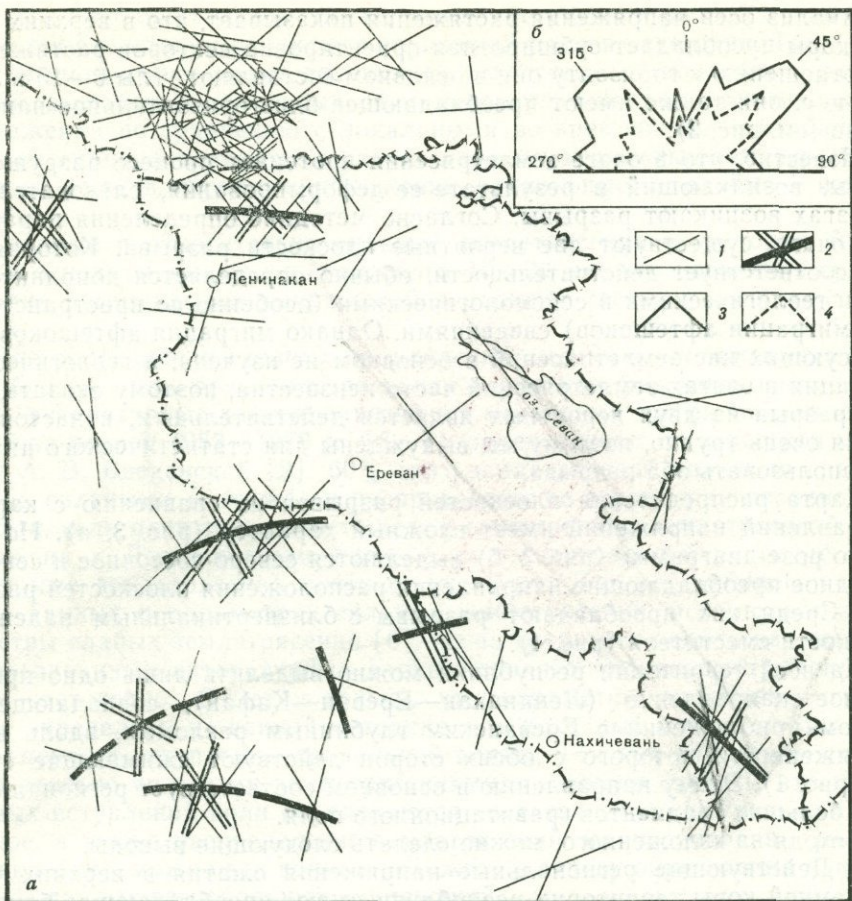
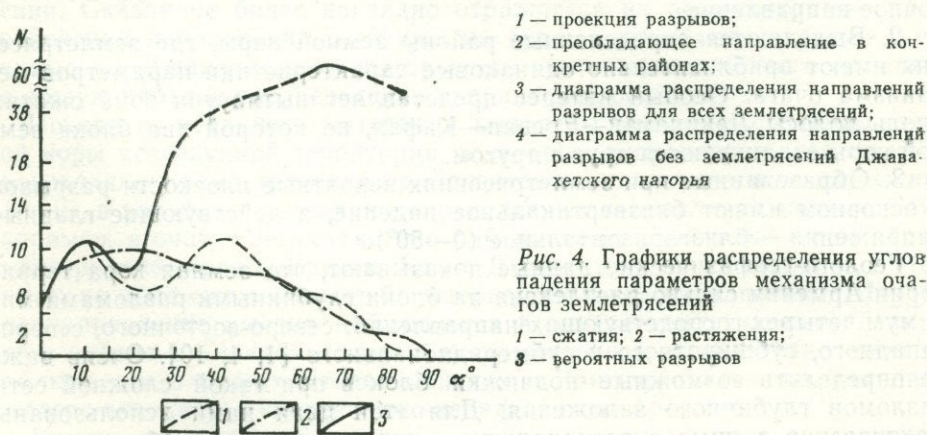


Рис. 3. Ориентация вероятных плоскостей разрывов (а) и роза-диаграмма их распределения (б)



отсутствии данных возможные подвижки определены на основе теоретических соображений.

Теоретически рассчитано, что плоскости вероятных разрывов располагаются под углом 45° по обе стороны от максимального сжимающего напряжения [9]. Однако эксперименты Хабберта и Биллингса на образцах горных пород показали, что угол между направлением сжимающего усилия и трещинами скалывания составляет приблизительно 30° , что применимо как для нормальных сбросов и надвигов, так и для сдвигов [9].

Наиболее обобщенная картина возможных трещин, возникающих в геологическом теле при одноосном сжатии, была рассмотрена В. С. Буртманом [3]. Если применять эту схему для территории Армении при приложении сил меридионального направления, то возможны следующие подвижки по разломам: а) по разломам северо-восточного и северо-западного простирания — горизонтальные (сдвиговые) движения, причем по северо-восточным разломам левосторонние, а по северо-западным — правосторонние; б) по меридиональным разломам — растяжение (сброс, раздвиг); в) по широтным разломам — смещения типа взброса или надвига.

Если принять, что зоны глубинных разломов территории имеют близ-вертикальное падение [6, 8], то вероятность перемещения блоков по широтным разломам уменьшается. По той же причине маловероятно наличие меридиональных сбросов. О раздвиге что-нибудь сказать трудно, так как не имеется данных, подтверждающих или отрицающих их активность в настоящее время. Можно лишь предполагать, что при наличии субвертикальных широтных разломов, препятствующих движению блоков в меридиональном направлении, вероятность раздвигов увеличивается.

Таким образом, на основе результатов главных напряжений и вышеуказанных соображений предполагается, что в настоящее время на территории Армении и сопредельных районов, вероятно, активными являются глубинные разломы северо-восточного, северо-западного и отчасти меридионального простирания, причем сейсмогенерирующими могут быть лишь диагональные разломы. Это заключение имеет общий характер для всей изучаемой территории и не означает отсутствие отклонений. О его надежности можно было бы судить на основе данных о современной активности разломов, однако таких данных очень мало. Рассмотрим основные из них.

Многие специалисты сейсмичность данной территории связывают в основном с глубинными разломами общекавказского и северо-восточного простирания [1, 4, 7, 10]. Глубинные сейсмогенные дислокации Кавказа имеют те же направления [13].

По карте разломов СССР [8], на территории Армении существуют два разлома с горизонтальным перемещением, один по направлению гора Арагац — г. Ехегнадзор — г. Ордубад, а другой по линии оз. Севан — курорт Джермук — с. Гиратах. Оба характеризуются правосторонним перемещением. По гравиметрическим данным нами было установлено левостороннее горизонтальное смещение по разлому гора Арагат — г. Камо — г. Красносельск. Все эти данные хорошо согласуются с расположением вероятных активных разломов, хотя указанные сдвиги имеют возраст главного геосинклинального цикла, а последний получен по результатам современных наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
2. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле напряжения Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972.
- ✓ 3. Буртман В. С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм//Геотектоника. 1978. № 3.
4. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симомян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1981.
5. Гоцадзе О. Д. О динамической характеристике очагов Кавказских землетрясений//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. № 3.
6. Егоркина Г. В., Краснопевцева Г. В., Шукин Ю. К. Геофизическая характеристика очаговых зон//Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.
7. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизм их возникновения//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1977. Т. 30, № 3.
8. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:2 500 000, Мингео СССР; ВСЕГЕИ; ВНИИгеофиз; ВНИИзарубежгеология; ГИН АН СССР, 1978.
9. Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника//Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
10. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
11. Назаретян С. Н. Масштабы вертикальных и горизонтальных смещений блоков земной коры территории Армянской ССР по глубинным разломам//Тез. докл. III семинара-школы «Геодинамика Кавказа». Ереван, 1986.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977.
13. Шукин Ю. К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломы//Разломы земной коры. М.: Наука, 1977.

УДК 551.24+552.11(479)

И. И. Абрамович, В. Г. Засеев

ШОЛЕВАЯ ТЕКТНИКА И КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ МАЛОГО КАВКАЗА

Геологическая история Малого Кавказа, как и других звеньев Альпийско-Гималайского пояса, в последнее время рассматривается в неразрывной связи с эволюцией океана Тетис [2, 4 и др.]. В кайнозойскую эпоху после закрытия большей части океанической акватории этот регион оказался составной частью сложно построенной зоны коллизии Евразийской и Аравийской литосферных плит. Общий тектонический стиль этой зоны, как следует из работ Д. Маккензи, В. Е. Хаина, Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Л. П. Зоненшайна, М. Б. Лордкипанидзе и других геологов, определяется мозаикой микроплит, испытывающих сложные взаимосогласованные перемещения [4, 6 и др.].

Авторы этой работы начиная с 1979 г. занимались детальным анализом геолого-геофизических данных, относящихся к области распространения кайнозойского магматизма Малого Кавказа. При этом выяснилось, что пространственно-временная изменчивость состава магматических проявлений не укладывается ни в одну из известных схем микроплитовой тектоники региона. Прежде всего это касается сложной петро-

логической зональности так называемого андезитового пояса Малого Кавказа. Результаты дешифрирования космических снимков, а также геофизическая характеристика глубин, как явствует из работ С. Ц. Акопьяна, А. С. Караханяна, С. Н. Назаретяна и других геологов [5, 6], свидетельствует о блоковом строении территории, причем размеры блоков варьируют от нескольких десятков до первых сотен километров. Анализ сейсмотектонической, геолого-структурной и геоморфологической информации неопровержимо свидетельствует о дифференциальной подвижности и сложном взаимодействии фрагментов земной коры в условиях ее термического расслоения. Все это приводит к необходимости выделения существенно более мелких тектонических единиц, которые в отличие от микроплит перемещаются по внутрикоровым астеносферам (астенослои, астенولينзы, как их называет В. К. Кучай). Для их обозначения использован термин «шоль» (клочок земли), заимствованный из лексикона немецких геологов. В современном понимании этот термин употреблялся Дж. Дьюи и Д. Шенгёром при анализе тектонического строения Восточного Средиземноморья.

Мировой опыт изучения шоловой тектоники пока что ограничивается в основном вопросами кинематики, включая вращение коровых блоков и их деформацию. Петрогенетический аспект почти не привлекал внимания исследователей.

Как показывает опыт авторов, шоловая тектоника в миниатюре качественно повторяет многое из того, что до сих пор рассматривалось только в рамках тектоники литосферных плит. В мозаике шолей можно увидеть все те же три основных типа границ, отвечающие зонам сжатия, растяжения и сдвиговых дислокаций. На активных окраинах шолей наблюдаются процессы субфлуэнции — коровой субдукции, порождающей андезитовый (трахиандезитовый) вулканизм. Ротация шолей приводит к образованию сфеношазмов — клиновидных зон растяжения и к базальтоидным излияниям.

При разработке общей схемы шоловой тектоники региона не потребовалось проведения каких-либо специальных исследований, если не считать изучения петрохимической зональности, о чем речь пойдет ниже. Достаточно высокая степень геолого-геофизической изученности территории в большинстве случаев позволяла ограничиться переосмыслением имеющегося фактического материала с тем, чтобы в конечном итоге выбрать наименее противоречивую версию геологического развития и современного тектонического строения территории.

Активные окраины шолей — зоны субфлуэнции (субдукции), выделявшиеся и ранее, но в качестве «важнейших разломов, уверенно различаемых на космических снимках», «линеаментов» или «разрывных сейсмических зон» [3—6, 9], хорошо проявлены геоморфологически, структурно-тектонически и геофизически. Так, зона субдукции в южной части рассматриваемой территории, трассируемая долиной р. Аракс, имеет вид тектонической депрессии, заполненной верхнеолигоценовыми — миоценовыми осадками мощностью до 3,5 км. Зона отличается высокой сейсмичностью, интенсивность толчков достигает 8 баллов [3, 9]. Геофизики неоднократно отмечали неравномерность распределения эпицентров землетрясений. Они тяготеют к тем участкам зоны, где она имеет северо-западное простираение, что, по нашим данным, соответствует несколько повышенной нормальной компоненте скорости субдукции. Сейсмичность ослаблена там, где зона приобретает северо-восточное простираение и со-

ответственно возрастает тангенциальная компонента скорости за счет нормальной.

Существенно также, что указанные вариации сейсмичности сопровождаются изменениями в механизмах очагов землетрясений, т. е. в ориентировке сейсмогенерирующих напряжений. На участках интенсивной сейсмичности преобладают напряжения сжатия, ориентированные вдоль простирания зоны, в других местах доминируют напряжения относительного растяжения [9]. Узлы повышенной сейсмичности (например, Ереванский), как нам представляется, отвечают сочленениям зон субдукции с трансформными разломами. Последние также хорошо видны на космических снимках, особенно в тех случаях, когда движения по ним включают ротационную компоненту, так что на определенных участках они переходят в зоны растяжения — щелевые рифты по терминологии Е. Е. Милановского.

Так, Кечутский и Абул-Самсарский рифты, контролирующие излияния неогеновых и четвертичных базальтов, отчетливо выделяются также при сейсмологических наблюдениях. Г. П. Горшков [3], в частности, указывает, что сильное (~ 9 баллов) землетрясение в Табацхури в 1940 г. сопровождалось многочисленными афтершоками, локализованными в пределах Абул-Самсарского хребта, т. е. по границе между шоллами.

Таким образом, шолевая модель позволяет систематизировать и увязать в единую генетическую схему самые разнообразные сведения, доставаемые структурно-тектоническими, морфологическими, геофизическими и другими методами изучения территории. Особое значение для уяснения анатомии шолевой мозаики имеют петрологические данные. С большей или меньшей отчетливостью шолевая тектоника проявляется при любой континентальной коллизии, являясь ярким выражением тектонической расслоенности земной коры или литосферы в целом. Шолегенный магматизм, однако, возможен лишь в условиях достаточно интенсивной термической подготовки региона, например в процессе длительного предколлизийного субдуцирования океанической литосферы. Именно в такой ситуации оказалась территория Малого Кавказа после закрытия Мезотетиса в конце мелового периода. Характер термического и тектонического расслоения литосферы и взаимодействия шолей в зоне континентальной коллизии показан на рис. 1.

Для выяснения условий проявления специфического шолегенного магматизма, являющегося разновидностью более широкого класса магматических проявлений зон коллизии, первостепенное значение имеет вопрос о возможности субдуцирования континентальной коры. Ее низкая плотность, очевидно, препятствует погружению на значительные глубины в мантию, если только не принимать во внимание процесс экологитизации базальтов, роль которого, по расчетам Е. В. Артюшкова, должна возрастать в регионах с интенсивной термической подготовкой.

Некоторые из возможных вариантов субдуцирования континентальной литосферы рассмотрены в работах П. Молнара и Д. Грея. Эти авторы дают приближенную оценку глубины затаскивания края континентальной коры в начальной стадии коллизии под воздействием погружающейся океанической пластины. Подобный механизм, возможно, играл существенную роль в тех случаях, когда кайнозойские зоны субдукции наследовали структурный план мезозойских, в частности в пределах Севано-Акеринской сутуры. Во всех других случаях казалось более логич-

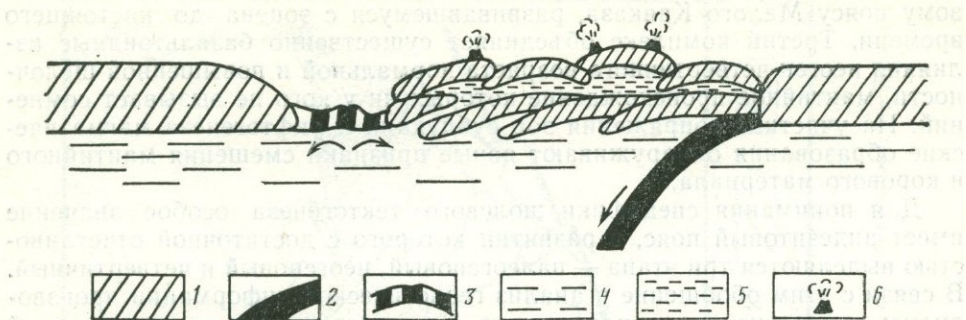


Рис. 1. Схема термического и тектонического расслоения литосферы и взаимодействия шелей в зоне континентальной коллизии Кавказа

1 — континентальная литосфера; 2 — океаническая литосфера; 3 — субокеаническая литосфера в зоне вторичного спрединга; 4 — мантийная астеносфера; 5 — внутрикоровая астеносфера; 6 — проявления вулканизма на активных окраинных шелях

ным рассматривать коровую субдукцию как результат торошения фрагментов коровых слоев при общем расслоении и скупивании материала. Поступление на земную поверхность магматических расплавов при этом оказывается не столько следствием повышения плавучести термически разуплотненного вещества, сколько функцией тангенциального тектонического сжатия коровых блоков. В пользу такого представления свидетельствует общий характер сейсмичности региона: глубина очагов землетрясений редко достигает мантийного уровня [3].

Существенно, что андезитовый, точнее, базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканизм наблюдается только вдоль активных окраин шелей, где создаются условия генерации коровых (нижнекоровых) расплавов и подъема их на земную поверхность. Это согласуется с геофизическими данными, указывающими на существование внутрикоровых астеносфер [3, 6, 9] — областей питания кайнозойских вулканов. В пользу представлений о преимущественно коровом анатектическом происхождении андезит-дацит-риолитовых расплавов свидетельствует ничтожный объем базальтов в их составе, что исключает возможность принять кристаллизационную дифференциацию в качестве ведущего фактора петрогенеза [2, 4, 8]. Об этом свидетельствуют также пониженные содержания в магматических породах Ni и Sr при относительном обогащении их K, Rb, Pb, Mo [8] и, кроме того, достаточно высокое изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [2]. Ранее о внутрикоровом происхождении полнодифференцированной вулканической серии писали А. С. Остроумова, К. Н. Паффенгольц и другие геологи.

Анализируя особенности состава и строения магматических образований, авторы опирались на обширный опыт предшествующих исследований. В частности, учитывалось принятое в настоящее время подразделение кайнозойских магматических проявлений на три обособленных комплекса. Первый из них — преимущественно щелочно-базальтовый комплекс Аджаро-Триалетии и Талыша эоценового возраста; второй — полнодифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый, включающий наряду с породами известково-щелочного ряда щелочные разности. Этот комплекс в структурном отношении соответствует андезито-

вому поясу Малого Кавказа, развивавшемуся с эоцена до настоящего времени. Третий комплекс объединяет существенно базальтоидные излияния неоген-четвертичного возраста нормальной и повышенной щелочности, мантийное происхождение которых ни у кого не вызывает сомнений. На участках сопряжения зон субдукции и рифтогенеза магматические образования обнаруживают явные признаки смешения мантийного и корового материала.

Для понимания специфики шолевого тектогенеза особое значение имеет андезитовый пояс, в развитии которого с достаточной отчетливостью выделяются три этапа — палеогеновый, неогеновый и четвертичный. В связи с этим обобщение и анализ геологической информации производились отдельно для каждого этапа. Соответствующие модели шолевой тектоники, наилучшим образом согласующиеся со всей совокупностью имеющегося фактического материала, представлены на рис. 2—4. Для суждения о составе пород и условиях их образования на указанных рисунках показаны тренд-поверхности содержания калия, построенные для фиксированного значения SiO_2 по результатам более 2 тыс. химических анализов.

Характернейшей особенностью андезитового пояса на всех этапах его развития является отчетливо выраженная поперечная петрохимическая зональность. По отношению к активной окраине шоли она всегда асимметрична. При одновременном функционировании нескольких зон субдукции, порождающих пространственно сближенные ареалы, в трендах появляются симметричные узоры.

Наиболее отчетливо асимметричное строение каждого элементарного магматического ареала выявляется в латеральных вариациях концентрации калия. Без единого исключения она возрастает в направлении тыловых частей вулканического ареала. Подобно калию обычно ведет себя окисленность железа. Иногда повышенной окисленностью отличаются породы фронтальной части вулканического ареала.

Калиевую тенденцию, как правило, обнаруживает также железистость пород, хотя имеются неединичные исключения — относительное обогащение железом фронтальной части вулканического ареала. Кальций и магний почти всегда проявляют себя антагонистами калия, давая повышенные концентрации во фронтальной части вулканического ареала. Иногда максимум концентрации этих элементов оказывается в пределах центральных частей области распространения вулканитов.

В отличие от петрохимических характеристик общая кремнекислотность вулканической ассоциации, а также содержание в породах железа и титана не обнаруживают какой-либо преимущественной ориентировки петрохимического тренда. Их повышенные значения с равной вероятностью встречаются как во фронтальных, так и в тыловых частях вулканических ареалов. При этом общая кремнекислотность и содержание железа во всех случаях проявляют полярные тенденции: снижение общей кремнекислотности всегда сопровождается возрастанием концентрации железа в породах, и наоборот.

Подобно характеристикам предыдущей группы, алюминий и натрий с приблизительно одинаковой частотой без отчетливо выраженной согласованности между собой дают максимальные концентрации то на одном, то на другом конце вулканического ареала. Нередки случаи, однако, когда и алюминий и натрий обогащают одновременно как тыловую, так и фронтальную часть вулканического ареала, формируя тем

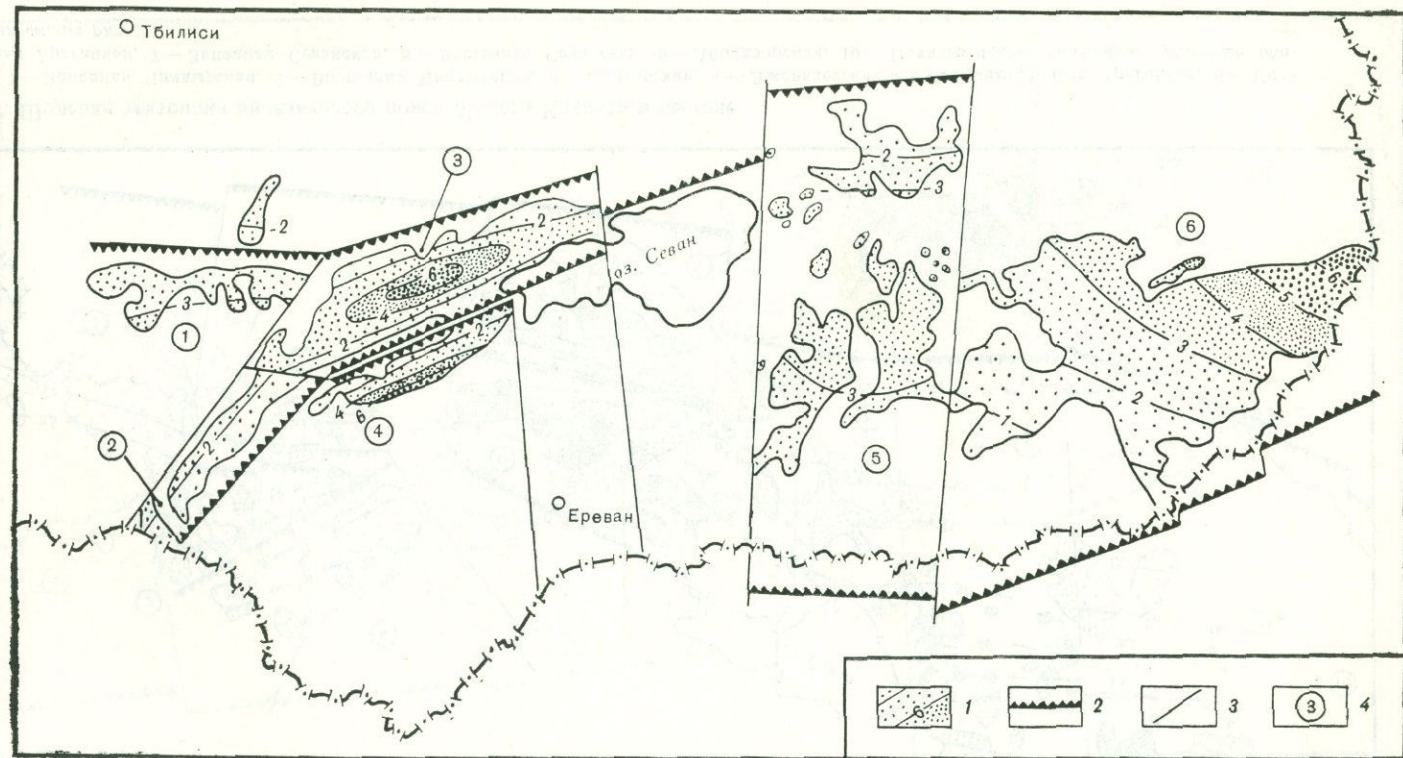


Рис. 2. Шолевая тектоника андезитового пояса Малого Кавказа в палеогене

1 — изолинии тренд-поверхности содержания калия в породах; 2 — зоны субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — номера шолей: 1 — Джавахетская, 2 — Ширакская, 3 — Базумская, 4 — Памбакская, 5 — Айюцзорская, 6 — Нахичеванская

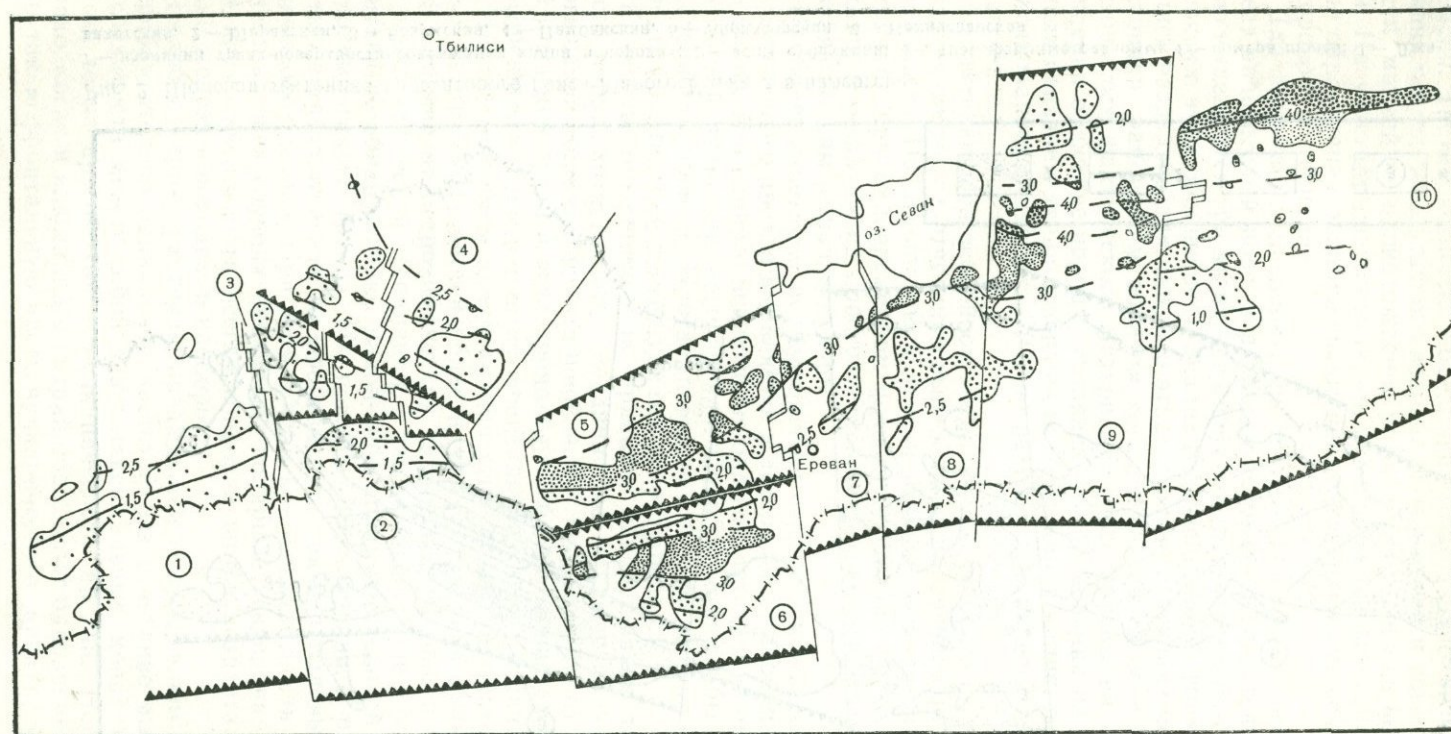


Рис. 3. Шолевая тектоника андезитового пояса Малого Кавказа в неогене

Шоли: 1 — Западная Чилдырская, 2 — Восточная Чилдырская, 3 — Самсарская, 4 — Джавахетская, 5 — Северо-Восточная Арагацкая, 6 — Юго-Западная Арагацкая, 7 — Западная Севанская, 8 — Восточная Севанская, 9 — Айюцзорская, 10 — Нахичеванская. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

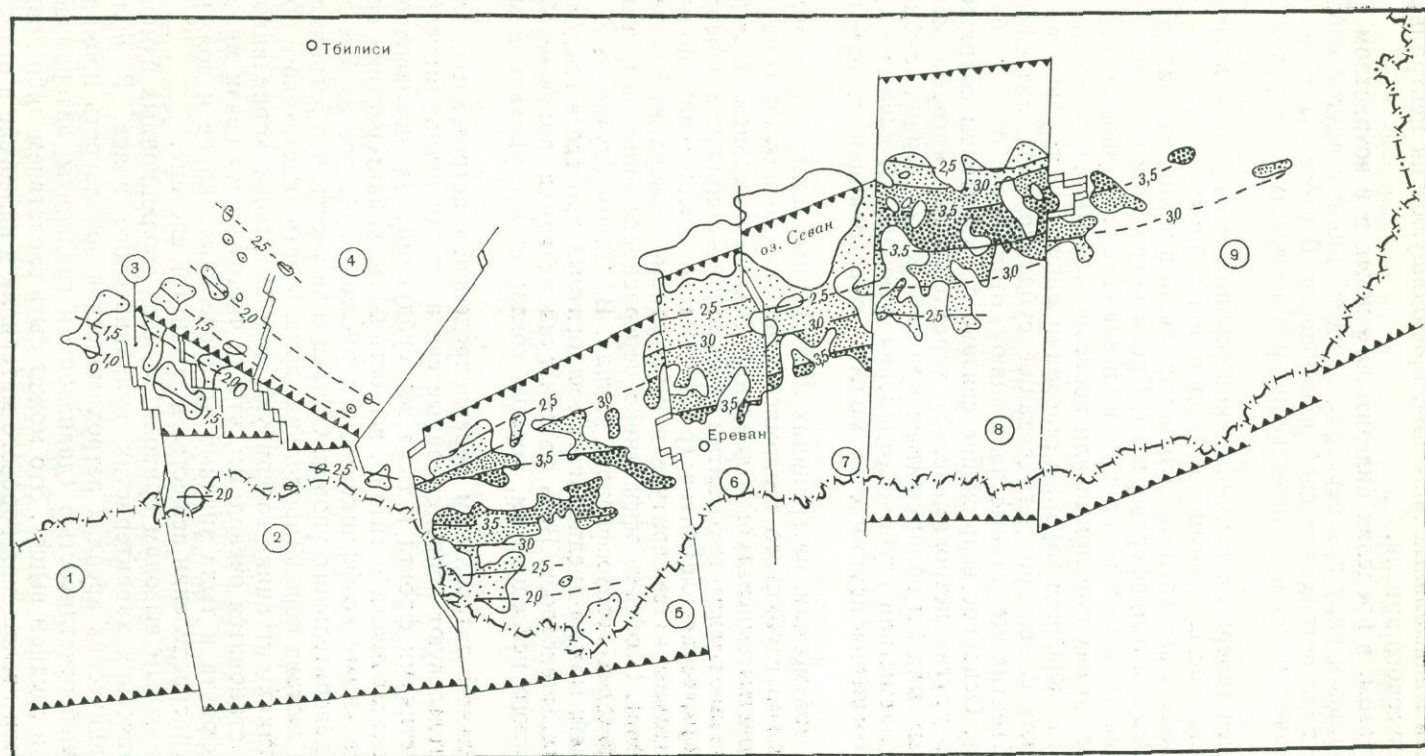


Рис. 4. Шолевая тектоника андезитового пояса Малого Кавказа в четвертичный период.

Шоли: 1 — Западная Чилдырская, 2 — Восточная Чилдырская, 3 — Самсарская, 4 — Джавахетская, 5 — Арагацкая, 6 — Западная Севанская, 7 — Восточная Севанская, 8 — Айцзорская, 9 — Нахичеванская. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

самым область минимальных значений, приходящуюся на центральную часть вулканического ареала.

Таким образом, в пределах андезитового пояса и в возрастном срезе, и в латеральном ряду при переходе от одной шолы к другой наблюдается смена типа петрохимической зональности. В итоге мы имеем целую гамму качественно и количественно различающихся петрохимических трендов.

Остановимся теперь на причинах, породивших выявленную петрохимическую зональность. Обогащение тылов зон субдукции калием — явление давно известное, хотя оно изучалось лишь в условиях взаимодействия не коровых, а литосферных плит. Среди петрологов пока что нет единого мнения относительно причин, вызывающих указанное поведение калия. Многие до сих пор прямо или косвенно связывают латеральный тренд калия с изменением глубины генерации магмы или глубины выделения флюидной фазы при дегидратации субдуцируемой литосферы.

Многие объективные данные заставляют отказаться от подобных представлений. Основное возражение связано с отсутствием сопряженных вариаций других петрохимических характеристик, которые неизбежно должны были бы обнаружиться при резких изменениях глубины выплавления магмы или глубины отделения флюидов. В качестве альтернативного решения принимается модель, обоснованная в работах [1, 7].

Согласно этой модели, на границах литосферных плит, т. е. в областях интенсивного глубинного тепломассопереноса, возникают горизонтальные градиенты температуры и давления. Под воздействием этих градиентов на разных горизонтах мантии происходит латеральное перераспределение химических элементов (различных их соединений), по-разному чувствительны к температуре и избыточному (сверхлитостатическому) давлению. Особенно эффективно перераспределение (встречный транзит) в пределах астеносферного канала. В данном случае, т. е. на границах шолей, можно предполагать аналогичный процесс в пределах внутрикоровых астенослоев. Весь фактический материал, полученный в ходе проведенного исследования, хорошо согласуется с указанной моделью.

О значительном латеральном перераспределении петрогенных элементов свидетельствуют корреляционные связи между петрохимическими характеристиками фронта и тыла зон субдукции. За исключением общей кремнекислотности и титана, все остальные характеристики связаны отрицательными коэффициентами корреляции. Не все из них достигают 95% доверительного уровня. Однако если учесть, что региональные вариации состава пород (продольная зональность андезитового пояса) всегда в таких ситуациях генерируют положительные корреляционные связи, то становится очевидным, что «в чистом виде» связи между петрохимией фронта и тыла значимо отрицательные, какие и должны быть при перераспределении вещества в замкнутой системе.

К весьма важным выводам приводит анализ эволюционных изменений петрохимических характеристик вулканического пояса. В более древних вулканических ареалах петрохимическая зональность проявлена с наибольшей отчетливостью (диапазоны и градиенты латеральной изменчивости в среднем выше). Это может быть следствием либо повышенной скорости поглощения корового материала в палеогене и отчасти в неогене, либо, что более вероятно, меньшего разогрева глубин и соот-

ветственно повышенной вязкости тех горизонтов земной коры, в пределах которых осуществлялся латеральный тепломассоперенос. Последнее создавало высокие латеральные градиенты РТ-условий, способствовавших эффективному перераспределению компонентов, и резкую смену условий анатектического плавления субстрата.

В составе пород наблюдаются значительные систематические изменения (особенно в тыловых частях вулканических ареалов). Древние тылы характеризуются резко пониженным содержанием всех фемических компонентов, особенно титана, и существенно более низкой окисленностью железа; общая кремнекислотность пород, содержание в них алюминия и железистость ощутимо повышены.

Ключевым моментом для понимания причин наблюдаемых эволюционных изменений состава пород является поведение алюминия — чуткого индикатора обводненности магматических расплавов. Представляется несомненной значительно большая обводненность палеогеновой магмы по сравнению с неогеновой и четвертичной. Это, вероятно, является следствием субдуцирования в палеогене обводненной субконтинентальной коры остаточных бассейнов, в то время как в дальнейшем поглощался существенно континентальный материал с низким содержанием водной фазы.

Тесная генетическая связь магматизма с шоловой тектоникой заставляет по-новому взглянуть на геологическую историю хорошо изученных районов и объяснить некоторые загадочные особенности их строения. Проиллюстрируем это на примере Арагацкого вулканического нагорья, которое в течение многих десятилетий изучалось разными поколениями геологов.

Как явствует из приводимой схемы (см. рис. 3), неогеновый вулканизм Арагацкого нагорья продуцировался четырьмя пространственно сопряженными зонами субдукции, ограничивающими с юго-запада и северо-востока две сближающиеся шолы. Отражением господствовавших в это время напряжений является симметричный узор петрохимического тренда. Закрытие в раннем плиоцене неширокого остаточного бассейна, разделявшего юго-западную и северо-восточную шолы, прекратило существование сразу двух «внутренних» зон субдукции. В результате начиная с верхнего плиоцена Арагацкая шоль оформилась как единое целое с сутурным швом, выделяемым в настоящее время в качестве Центральноарагацкого линейамента.

С такой трактовкой тектономагматической истории этого района хорошо согласуются данные К. Н. Паффенгольца и Г. Т. Тер-Месропяна, впервые усмотревших общую синклинорную структуру нагорья, ориентированную субширотно и осложненную локальной брахиантиклиналью в центре. Плогие наклоны шолей в сторону разделявшего их бассейна вполне естественны, поскольку перекрывающий край шолы частично затаскивается в желоб погружающейся пластиной. Кроме того, разогретые тыловые части шолей испытывают изостатическое поднятие.

«Внешние» зоны субдукции, появившиеся с начала миоцена, продолжали функционировать на протяжении всего четвертичного периода и, вероятно, в полной мере не утратили свою активность в современную эпоху (см. рис. 4). Об этом свидетельствует распределение сейсмичности в районе, а также результаты геоморфологических исследований, выявившие линейно натянутые депрессии, соответствующие двум ориентированным навстречу друг другу зонам субдукции. Е. Е. Милановский,

придерживаясь иных тектонических концепций, выделяет указанные зоны — район Ленинанкана и к востоку от него вдоль южных отрогов Памбакского хребта, а также соответствующий участок долины р. Аракс — как объективно регистрируемые области относительных опусканий в четвертичный период.

Четвертичные вулканические ареалы Арагаца не выходят за пределы поля развития неогеновых вулканических толщ. Продукты более ранних вулканических излияний сосредоточены преимущественно в виде двух полос, тяготеющих к фронтальным частям зон субдукции. Третья полоса, сложенная позднечетвертичными вулканитами, размещается в центральной части Арагацкого нагорья, трассируя тектонический шов — зону коллизии юго-западной и северо-восточной Арагацких шолей.

Петрохимические тренды в четвертичных вулканитах отражают сложную тектоническую предысторию района. Площадное распределение «безынерционного» индикатора градиента избыточного давления — калия дает вполне симметричный тренд с максимальной концентрацией этого элемента в центральной части Арагацкого нагорья. Поведение других элементов также отражает изменившееся распределение температуры и давления в связи с иным направлением глубинного теплопереноса.

На примере Арагацкого нагорья можно отметить существенную деталь в кинематике шолей. Обе они обнаруживали тенденцию вращения против часовой стрелки. Ротация в условиях активного двустороннего взаимодействия шолей неизбежно должна была сопровождаться локальными растяжениями вблизи трансформных ограничений шолей. Петрологическим следствием этого явились локальные, тесно связанные с дизъюнктивами излияния субщелочных базальтов и долеритов. Такого рода вулканические образования зарегистрированы на востоке и на западе Арагацкого нагорья, а также к северу от него, в районе Ленинанканской депрессии. Заметим, что вращение против часовой стрелки испытывают и другие шолы, да и андезитовый пояс в целом также поворачивается в этом направлении (рис. 5), отражая особенности кинематики коллизирующих литосферных плит.

Завершая краткое рассмотрение кайнозойской тектоники и магматизма Малого Кавказа, отметим следующее. Обращение к анализу шоловой тектоники можно рассматривать как естественный шаг в направлении последовательной детализации мобилистских построений: литосферные плиты — микроплиты — шолы. Это не означает, однако, детализацию в чистом виде, равно как и переход к такому этапу описания, на котором приходится отказываться от генерализированных моделей тектоники плит. Шоловый тектогенез становится важнейшей предметной областью во всех ситуациях, когда в центре внимания оказываются деформации земной коры. Последние особенно ярко проявлены в зонах континентальной коллизии, но, вероятно, заслуживают внимания и в иных геодинамических обстановках. Вместе с тем шоловым тектогенезом можно полностью пренебрегать при рассмотрении процессов, охватывающих литосферу в целом.

Особое значение имеет изучение шоловой тектоники в термически подготовленных регионах, где высокое положение геоизотерм ведет к расслоению коры, дифференциальной подвижности ее фрагментов, появлению внутрикоровых астеносфер и, как следствие, к шолегенному магматизму. Можно сказать, что в этом случае переход на шоловый уро-

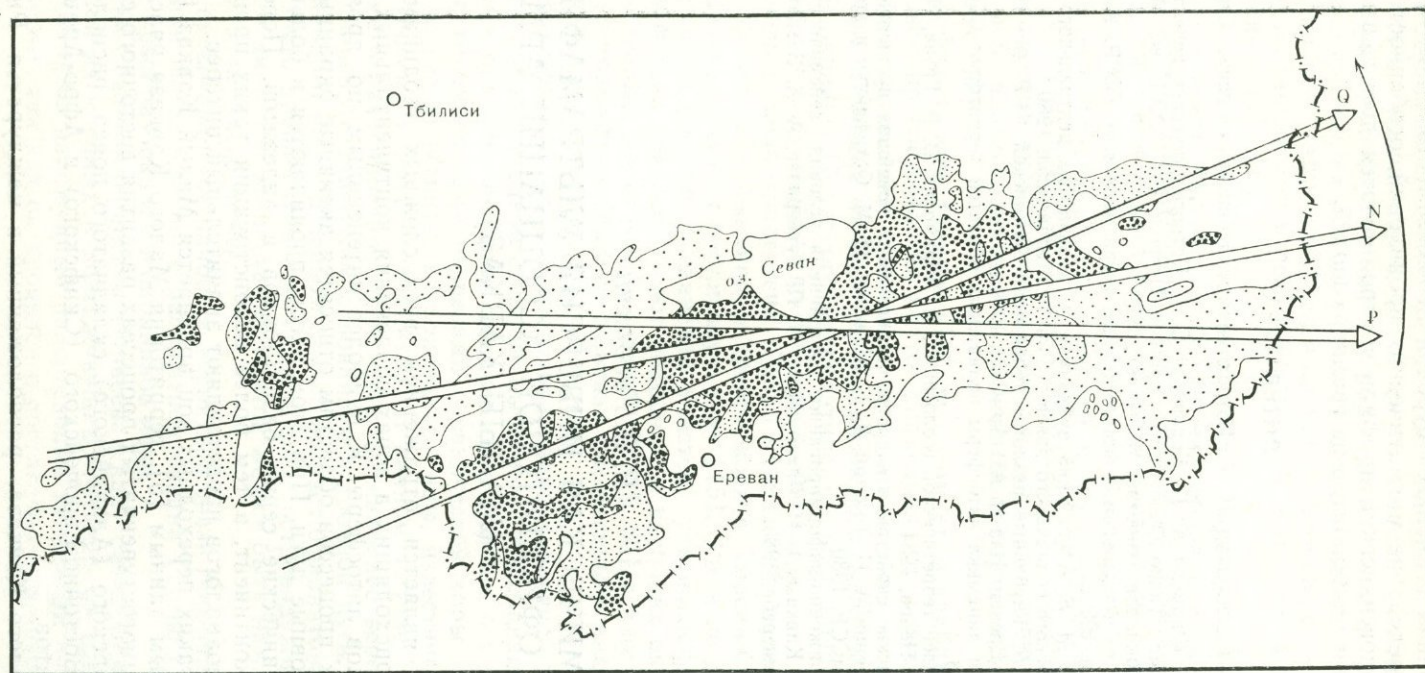


Рис. 5. Схема изменения положения оси андезитового пояса Малого Кавказа в кайнозое

вень рассмотрения становится суровой необходимостью, ибо пространственное распределение магматических проявлений, особенности их состава и металлогенический профиль контролируются процессами не на границах плит и микроплит, а на границах шолей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978.
2. Асланян А. Т., Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена//Петрология: XXVI сес. Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980.
3. Горшков Г. П. Региональная сейсмоструктура территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984.
4. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
5. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
6. Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент: Фан, 1983.
7. Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др. Л.: Недра, 1984.
8. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении/М. И. Толстой, К. Г. Ширинян, И. М. Остафийчук и др. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1980.
9. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа/Д. И. Сихарулидзе, Н. П. Тутберидзе, А. Х. Баграмян и др. Тбилиси: Мецниереба, 1983.

УДК 553.061.12

Р. Г. Геворкян

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ УЛЬТРАМАФИТ- МАФИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Магматизм является отражением всех сложных геодинамических процессов, происходящих в зонах сочленения континентальных и океанических блоков литосферы. К наиболее интенсивным по проявлению магматических процессов областям относятся активные окраины континентов и островные дуги. При этом здесь проявляются в большинстве случаев вулканические серии базальтоидов и андезитов. Переходные зоны океан—континент, а тем более реконструкция таких процессов в пределах палеоаналогов представляют значительный интерес.

Одной из таких переходных зон признается Малый Кавказ [29, 30]. По современным данным [5], территория Малого Кавказа участвовала в сложных и многоступенчатых процессах развития восточного сегмента Средиземноморского (Альпийского) складчатого пояса, расположенного на стыке Восточно-Европейского (Скифского) и Афро-Аравийского палеоконтинентов.

Регион Малого Кавказа, расположенный в междуречьи Рионо-Куринской депрессии и бассейна р. Аракс, представлен складчато-глыбо-

вым сооружением, которое в плане имеет дугообразный облик с обращенной к северу выпуклостью контура. Современная структура Малого Кавказа обусловлена последовательными тектоническими движениями каледонского, герцинского и альпийского циклов, которые и породили интенсивную дислоцированность пород и многоярусные, раздробленные разрывами структуры. По ряду геологических признаков Малый Кавказ делится на три структурно-формационных комплекса — раннеальпийский, среднеальпийский и позднеальпийский, входящие в единый Тавро-Кавказский регион [5].

В Тавро-Кавказской области в ранней юре существовал крупный палеоокеанический бассейн. Впоследствии образовалась среднеюрско-меловая Сомхето-Карабахская (Кафанская) вулканическая палеоостровная дуга, имеющая характер внутренней геотектонической структуры типа срединного массива, наложенного на Закавказскую континентальную мезоплиту [30]. В пределах данной палеоостровной дуги преимущественно развиты продукты щелочноземельного вулканизма, причем самый интенсивный вулканизм приурочен к байос-келловей и представлен андезитовой, плагиогранитной и тоналитовой формациями магматических пород [12].

По геофизическим данным [13], под Сомхето-Карабахской (Кафанской) зоной прослеживается круто падающая на север литосферная плита (Закавказская?). Учитывая, что данная зона в юрско-меловое время была оторвана от Центральноармянского мегаблока — активной северной окраины Иранского мезоконтинента, надо полагать, что она в этот период существовала вполне автономно [3].

В течение мела—палеогена Тавро-Кавказский палеоокеанический бассейн подвергся замыканию и превратился в Амасия-Севано-Акеринскую (Присеванскую) офиолитовую зону [15]. Здесь по данным геофизических исследований (Севанский участок) установлено, что ультрамафитовые тела повсюду имеют подошву на глубинах около 5 км [6]. Многочисленные геологические данные [8, 15, 28] также указывают на то, что ультрамафиты Малого Кавказа размещены в виде пластин, чешуй, олистограмм и крупных олистолитов.

Ультрамафиты отчетливо тектонизированы («цветной меланж»), метаморфизованы и, с одной стороны, выступают в ассоциации с метаморфическими толщами кембрия—эопалеозоя и древнее, а с другой — сочетаются с типоморфными разрезами океанической коры (диабазы, спилиты и другие вулканы, глубоководные илы, известняки, граувакки, кремни (яшмы) и другие силициты). В данном случае ультрамафиты могут иметь различное происхождение, но наиболее вероятно, что они либо являлись океаническим основанием островной дуги, либо слагали дно окраинного моря. В первом случае возраст офиолитовой ассоциации должен быть древнее известково-щелочных островодужных вулканов, во втором диапазон возраста офиолитов может быть намного шире (от палеозоя до верхнего мела).

Нам представляется наиболее вероятной связь генезиса офиолитовой ассоциации пород региона с раскрытием океана (Тетис-1) и его последующим преобразованием в окраинное море.

Амасия-Севано-Акеринская (Присеванская) офиолитовая зона является одной из крупных и долгоживущих структурных единиц региона. Известный здесь наложенный палеогеновый вулканизм не противоречит изложенному, так как он проявлен в достаточно ограниченных масшта-

бах, а подвижки вдоль зоны продолжались до олигоцен-миоценового времени.

Данная геотектоническая модель восполняется петролого-геохимическими данными в свете истории взаимодействия Сомхето-Карабахской (Кафанской) палеоостровной дуги с Иранской континентальной окраиной андийского типа, изменения падений зоны Беньофа—Заварицкого и последующего «закрытия» окраинного морского бассейна [12, 14, 16]. Этот процесс, оставаясь гипотетическим, тем не менее подтверждается интенсивной переработкой северной периферии Иранского мезоконтинента (Центральноармянский мегаблок) в олигоцен-миоценовое время в стиле тектономагматической активизации (внедрение бонатитовых, щелочно-гранитных формаций магматических пород Базумо-Памбакской области, Зангезур).

Современная геотектоническая «мозаичная» структура Центральноармянского мегаблока и его составных блоков сформировалась в конце кайнозоя и имеет характер «литоторосов».

Завершающий мощный континентальный вулканизм проявился в пределах поперечного Транскавказского поднятия в неогене и сформировал крупное Арагац-Гегамское вулканическое нагорье, бронирующее области сочленения упомянутых геоструктурных зон.

В Армении (Малый Кавказ) ультрамафит-мафитовый комплекс пород представлен мантийной ассоциацией, многократно описанной в литературе [1, 2, 5, 6, 26—28]. Одновременно детальное изучение [12, 18, 19, 23, 24] показало высокую «литофильность» геохимических признаков и малую глубину формирования пород ассоциации, что демонстрирует «геохимическую инверсию», т. е. гарцбургит-лерцолиты по редкоэлементному составу имеют более литофильную характеристику, чем вышележащие толейты и породы расслоенного комплекса.

Ультрамафитовые (гипербазитовые) и мафитовые (габброидные) породы Армении четко разделяются на ряд формаций по геохимическим признакам [12]. Наиболее информативными, позволяющими судить о глубинности и составе исходного вещества формаций являются щелочные элементы, Ba и Sr, элементы группы железа, отношения между редкими элементами и между редкими и главными породообразующими компонентами. Так, K/Rb-отношения падают, а Ba/Sr растут с уменьшением глубинности. Отношения V/Cr и Co/Ni имеют обратные значения в ряду инициальных пород сиалического—симатического—ультраосновного состава. Дополнительные сведения об исходной матрице дают Li, Sc, Tr, Nb, Ta, Cu.

Напомним, что по данным [12, 23, 24], для ультрамафитов и мафитов Армении геохимическая «литофильность» выражается в следующих признаках соотношений петрогенных и редких элементов (см. таблицу).

1. Для всей офиолитовой ассоциации выявлена отчетливая геохимическая контрастность от гарцбургитов до граувакк.

2. За исключением лейкократовых членов ассоциации, Sr устойчиво преобладает над Ba, что типично для «примитивных» глубинных пород; в группе гарцбургитов Ba/Sr достигает максимума — 3,3; в противоположность этому в верлитах, пироксенитах и других породах содержание Sr резко увеличивается, а Ba/Sr составляет около 0,5. Это указывает на генетическую неоднородность и петрологическую автономность пород ряда гарцбургит (перидотит) — верлит (пироксенит). Достаточно интенсивно развита эволюционная серия пород перидотит — плагиоклазо-

вый перидотит — троктолит, для которой характерен рост Na при практически неизменных содержаниях K и Rb и, следовательно, постоянном K/Rb. Содержания Sr и отношения Ba/Sr в данной серии пород обязаны вариациям Sr и имеют обратно пропорциональные значения. Мантийные источники вещества характеризуются низкими Ba/Sr (меньше 0,1) при высоком содержании Sr (200—1000 г/т) и высокими (до 10) Ba/Sr при низком содержании Sr (10—100 г/т). По этим признакам к мантийным источникам вещества относятся апоперидотиты и аподуниты гарцбургитовой формации Севано-Амасийского (Присеванского) офиолитового шва.

3. По содержанию щелочей и K/Pb-отношениям мантийными следует признать источники вещества с высокими K/Pb при высоких значениях содержаний K (до 1000—2000 г/т), а при низкокальциевых разностях (меньше 0,1) величина отношения должна равняться 300—400. Именно такими геохимическими признаками обладают габброиды Севано-Амасийской (Присеванской) зоны. К мантийным источникам вещества также можно было бы отнести габброиды из офиолитовой ассоциации Армении, обладающие необходимыми для этого признаками: V/Cr — 0,2—0,5 и Co/Ni — 0,01—0,2 при высоких содержаниях Cr (более 1000 г/т) и Ni (до 500—1000 г/т). Между тем Cr/Ni-отношения в тех же габброидах указывают на промежуточные между мантией и корой источники вещества. Одновременно ультрамафиты и габброиды офиолитовой ассоциации Армении демонстрируют «литофильность» по содержаниям Sc (20—70 г/т), а также по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, где амфиболитовые габбро Севано-Амасийской офиолитовой зоны могут рассматриваться как продукты базальтового слоя, но связанные с наиболее глубинными, очевидно подкоровыми, источниками, чему отвечают весьма низкие содержания Li (1,7—2,8 г/т) и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704—0,707).

Таков тот первичный материал, который вступает в начальный тектонический процесс образования эпикеанических (автохтонных) складчатых областей. Как правило, первыми производными этого процесса являются андезито-базальтовые ассоциации островных дуг. На островодужном этапе в связи с начавшимся тектоническим сжатием и глубинным шарьяжеобразованием возникают локальные утолщения базальтового слоя с четко выраженными корнями. Корни состоят из крупных тектонических пластин гарцбургитов и габбро-алливалитов с зажатými между ними пластинами пород океанического чехла, по которым развиваются зональные стрессовые глаукофан-эклогитовые комплексы. Непосредственно под жесткими гипербазитовыми пластинами наблюдается развитие ретроградных по отношению к эклогитам эпидот-амфиболитовых пород с появлением гранитоидных синкинематических тел.

Параметры образования гранат-амфиболовых (глаукофановых) сланцев — 550—600° и 7—10 кбар, а зеленых сланцев — 430—520° и 5,5—7,5 кбар.

Кора промежуточного типа (тектонически скученные породы океанического и островодужного разрезов) и представляет главный вещественный результат аккреционного процесса, ведущего к наращиванию фанерозойских континентов. Одним из примеров таких обстановок является альпийская Севано-Амасийская (Присеванская) офиолитовая зона Армении. Как известно, в составе последней принимают участие также высокометаморфизованные породы — амфиболиты, гиперстеновые гнейсы и сланцы; глаукофановые и эклогитоподобные породы; широко развиты

реакционные и метасоматические образования типа плагиоперидотитов и метагаббро-норитов.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о мощной вертикальной миграции вещества в толщах тектоносферы — от глубин верхней мантии (уровень алмазоносных эклогитов) до малоглубинных фаций гранитно-амфиболитовой коры. Причиной такой мобилизации и перемещения вещества, которые А. П. Виноградов обобщенно назвал дегаза-

Средние содержания редких элементов в ультрамафит-мафитовых породах офиолитовой ассоциации Севано-Амассийской (Присеванской) зоны, г/т

Количество образцов	Na	K	Li	Rb	Sr
Метадуниты и					
27	659	263	3,5	2,68 (15)	3,14
24	472	232	3,5	2,45 (19)	3,35 (13)
Верлиты и габбро-алевролиты					
19	1 393	451	5,9	1,7	36
17	815	458	5,4	2,8	35
3	17 600	1416	2,4	2,6	236
2	140	350	0,1	0,55	25,5
Анортозиты					
2	275	84	9,3	2,45	30,5
3	6 033	1242	3,13	4,3	552
Гиперстенные					
3	41 333	8000	3,8	16,7	470
Плагиоперидотиты,					
11	4 004	313	17	3,2 (10)	242 (9)
16	19 056	2063	12 (16) 6,5 (15)	2,9	396 (16) 452 (14)
Амфиболиты					
19	28 884	3500	4,5	4,0	192
Диабазы,					
11	20 695	1782	4,6	4,2	157
Андезиты,					
5	23 120	4940	12,4 2,5 (3) 27 (2)	12,8	253
Кератофиры					
1	55 000	300	0,3	0,1	6,5
Туфопесчаники,					
14	22 797	8370	12,9	25	195

Примечание. В скобках — количество проб.

цией мантии, является поток восходящих планетарных флюидов. Физико-химические параметры флюидного потока на различных уровнях глубинности исследовались многими авторами [7, 17—22, 31]. Процесс глубинной мобилизации флюидов с высокими кислотными и восстановительными свойствами назван «мантийным кислотным выщелачиванием» [18, 19]. Эффект этого процесса будет усиливаться в ряду повышающихся основных свойств элементов. Этот механизм удачно объясняет дифференциальную мобилизацию и вынос элементов в зависимости от их кислотно-основных свойств.

Ba	Ti	Cr	V	Co	Ni	Cu
гарцбургиты						
10	127	2046	54,4	73,6	1955	8,51 (16)
10,2	118	2079	54,7	76	2057	5,88 (15)
расслоенного комплекса						
18	614 (15)	1739	108	53	479	89 (7)
18,5	377 (13)	1832	103	53	507	43 (5)
27	2125 (2)	1193	248	46	288	115 (2)
5,6	210	2750	72	50	2650	
14,7	525	1000	74	98	1500	60
39	820	1133	111	36	414	14,5
гнейсы						
375	681	311	96	28	37	14
габбро-нориты						
27 (12)	1130 (10)	797 (12)	148 (12)	45 (12)	236 (12)	22 (5)
54 (16)	777 (14)	710 (16)	166 (16)	26 (16)	175 (16)	17 (5)
24 (13)						
аподиабазовые						
80	4229 (15)	292 (15)	293 (15)	52 (15)	91 (15)	29 (7)
габбро-диабазы						
29	3190 (10)	197	223	58	42	39 (9)
андезито-базальты						
197	4800	216	167	34	51	
18	1200	13	49	8	16	
граувакки, кремни						
306 (14)	2362	108	121	26	30	81
214 (13)						

С этих позиций, петролого-геохимическое развитие ассоциированных формаций офиолитов Армении, очевидно, протекало в соответствии с теорией магматического замещения по Д. С. Коржинскому, предполагающей эволюцию магматического очага в потоках восходящих интрателлурических флюидов.

По-видимому, именно так следует объяснять установленную нами «геохимическую инверсию» для ультрамафит-мафитовых членов офиолитовой ассоциации Армении, поскольку, как было показано, они обладают «литофильными» признаками и резко контрастны к своим океаническим аналогам по вещественной «стратификации» [9—12, 19, 23, 24], оставаясь изначально породами мантийного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981.
2. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1977. Т. 29, № 45.
3. Асланян А. Т., Аракелян Р. А., Арутюнян А. Р. и др. Геология Армянской ССР в свете новейших представлений?//Там же. 1978. Т. 31, № 1.
4. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР//Там же. 1981. Т. 34, № 3.
5. Асланян А. Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
6. Бабаджанян А. Г. Строение верхней части земной коры района оз. Севан по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1981.
7. Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979.
8. Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985.
9. Геворкян Р. Г., Вергуни А. И. Геохимические различия континентальной и океанической коры в пределах Армении//Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 12.
10. Геворкян Р. Г. Модель формирования петролого-тектонических формаций фанерозоя Армении (Малый Кавказ)//Тез. докл. IX семинара «Геохимия магматических пород». М., 1983.
11. Геворкян Р. Г. Геодинамическая модель формирования континентальной коры фанерозоя Армении (Малый Кавказ)//Тез. докл. XX науч.-техн. конф. вузов Закавказья. Секция Геология, горн. дело. Баку, 1983.
12. Геворкян Р. Г. Петролого-геохимические процессы формирования континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в фанерозое//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 2.
13. Гугунава Г. Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецнереба, 1981.
14. Карякин Ю. В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 1985.
15. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
16. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и в связи с ними месторождений полезных ископаемых: Обзор сер. общая и региональная геология; геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1977.
17. Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкадри Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
18. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
19. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
20. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов//Метаморфизм и метасоматоз: Междунар. геохим. конгр. М., 1972. Т. 1.

21. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли//Очерки физико-химической петрологии. М., 1974. Т. 4.
22. Маракушев А. А. Некоторые геохимические аспекты флюидного режима Земли// Флюидный режим земной коры и верхней мантии: Тез. докл. Иркутск, 1977.
23. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т. и др. К вопросу об алмазонасности гипербазитовых поясов Армении//Геохимия. 1974. № 3.
24. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Мартirosян Л. И. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. М.: ВИНТИ, 1977.
25. Перчук Л. Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации//Термодинамический режим метаморфизма. М.: Наука, 1976.
26. Сатаян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979.
27. Сатаян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984.
28. Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1979.
29. Твалчрелидзе Г. А. Очерки о металлогении Кавказа. Л.: Аэрогеология, 1978.
30. Твалчрелидзе Г. А., Панццала В. В. Новые принципы металлогенического районирования Кавказа//Геология и технология минерального сырья Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1982.
31. Флюидный режим земной коры и верхней мантии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск, 1977.

УДК 550.4

В. А. Игумнов, Р. Г. Геворкян, З. Г. Степанян, Р. М. Сулханян

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

К настоящему времени накоплено большое количество данных, допускающих аномальные изменения в динамике, а также в химическом, газовом и изотопном составе подземных вод, предшествующие и сопутствующие сильным землетрясениям [1—3, 7, 9, 10, 12, 14, 16 и др.]. Анализ накопленного материала указывает на разнообразие геохимических аномалий, принимаемых за предвестники землетрясений. В зависимости от геолого-тектонического строения зон подготовки землетрясений и пунктов наблюдений, от гидрогеологических условий, параметров землетрясений и т. д. характер предвестников меняется, и вопросы их распознавания и классификации должны решаться с помощью многолетних метрологически обоснованных наблюдений за различными параметрами подземных вод и газов.

Информативность наблюдательных систем зависит от выбора объектов, метода наблюдений и наблюдаемых параметров. Системы должны отвечать следующим условиям: объект должен располагаться в зонах активных разломов; скважина с самоизливом или родник должны иметь установившийся гидродинамический режим и быть независимыми от режима соседних источников; под наблюдение должны браться маломинерализованные воды, так как при большой минерализации может проявиться буферный эффект, сигнал будет нерезким и запаздывающим по времени; режимные наблюдения должны проводиться на компонентах трещинных и трещинно-жильных вод, так как они более информативны, чем параметры пластовых и пластово-трещинных вод. Трещинные зоны сильнее деформируются, и геохимические эффекты, отнесенные к пред-

вестникам, проявляются резче. Нужно отметить, что и приливные деформации в зонах разломов более интенсивны, чем в монолитных участках, и могут превышать фоновые значения более чем в 3 раза [3].

Информативность зависит и от точности измерений, причем повышение воспроизводимости при режимных наблюдениях важнее остальных метеорологических характеристик.

Принцип обнаружения геохимических предвестников землетрясений сводится к выявлению и отождествлению аномальных вариаций различных компонентов, предшествующих землетрясению и имеющих с ним причинно-следственную связь [2, 7, 8, 15 и др.]. Существует точка зрения и на отсутствие прямой причинно-следственной связи, а вариации и отдельные землетрясения обуславливаются общим геотектоническим процессом [4].

Геохимические предвестники в большинстве случаев связаны с аномалиями конвективного массопереноса, реже — с фазовыми переходами в системе, которые характеризуются изотопным обменом, изменениями соотношения газ/вода и т. д. Зачастую механизм геохимических предвестников объясняют, исходя из существующих моделей подготовки очага землетрясения в соответствии с различными стадиями развития трещинообразования. Однако «дальное действие» предвестников [10, 11, 15] и тот факт, что предвестниковые эффекты часто наблюдаются в неглубоких скважинах (десятки, сотни метров) трещинных зон [2, 4, 9, 15], напряженное состояние которых складывается иначе, чем в глубоких частях, где располагаются очаги землетрясений, заставляют думать, что многие геохимические предвестники часто не имеют непосредственной связи с развивающимся очагом. Такое положение относится и к объяснению механизма гидрогеодинамических предвестников [11].

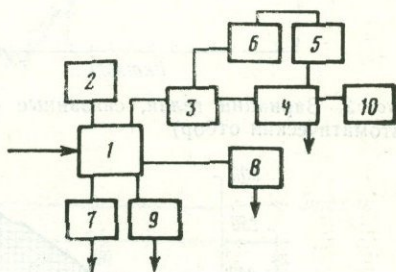
Для выбора комплекса информативных геохимических предвестников на территории Армении в пределах Араратского и Зангезурского сейсмопрогностических полигонов с 1979 г. АрмНИГС ГЕОХИ АН СССР ведутся режимные геохимические наблюдения. Созданы 4 пункта наблюдений за геохимическими параметрами — Каджаран, Арарат, Суренаван, Армаш. Ежедневно проводится отбор и анализ макро- и микрокомпонентов (Na, K, Ca, Mg, HCO_3 , SO_4 , Cl, F, Li, Hg, H_4SiO_4), газов (He , CO_2 , N_2 , O_2) измеряется pH, Eh, температура, дебит, напор. Параллельно проводятся измерения метеорологических элементов — температуры воздуха, давления. Получены первые обнадеживающие результаты [8—10].

Отбор и анализ проб дискретный, с разным временным шагом опробования в ручном и автоматическом вариантах. С целью повышения частоты опроса и избавления от погрешностей отбора и хранения осуществлена автоматизация режимных наблюдений в пунктах Арарат, Каджаран, Армаш, где измеряется растворенный в воде гелий, и Ереван, где измеряется газообразная ртуть из почвенных газов. Гелий измеряется с помощью автоматических установок систем ГЕОХИ и ВИМСа, ртуть — с помощью автоматического атомно-абсорбционного ртутного фотометра системы ГЕОХИ. На рис. 1 приведена принципиальная схема автоматической установки измерения гелия с шагом опробования 2 ч в Каджаране. Система записи аналоговая — с помощью самописца КСП-4. Подготовлен опытный вариант записи на магнитную память. Сравнение дисперсий результатов, полученных с помощью ручного и автоматического отбора, показывает, что фоновые вариации отличаются почти на поря-

док (табл. 1). Выполнены метрологические работы, направленные в основном на улучшение воспроизводимости комплекса титриметрических, фотометрических, потенциометрических измерений химических компонентов. В табл. 2 приведены коэффициенты фоновых вариаций химических компонентов, полученные в результате многолетних наблюдений. Отклонения от средних, значительно превышающие результаты, приведенные в табл. 1 и 2, статистически значимы, классифицируются как аномальные изменения и могут рассматриваться как геохимические предвестники землетрясений.

Рис. 1. Блок-схема автоматической установки измерения гелия без предварительной дегазации

1 — блок распределения воды; 2 — блок измерения напора; 3 — клапан, соединенный с эжекторным устройством; 4 — индикатор гелия магниторазрядный; 5 — блок записи информации; 6 — блок управления; 7 — блок ручного отбора; 8 — блок измерений расхода; 9 — запасной штуцер; 10 — блок эталонировки



За исследованный период отмечены сильные землетрясения — Эрзрумское 1983 г., Ереванское 1984 г., проявившие себя различными вариациями концентраций гелия, гидрокарбонат-иона, сульфат-иона, фторид-иона и других компонентов во все периоды землетрясений. На рис. 2 приведена схема вариаций содержаний гелия в араратской воде в связи с Эрзруским землетрясением 30.X 1983 г. с $M=6,8$. Землетрясению предшествовал форшок 26.X 1983 г., выраженный положительной аномалией с 12-процентным отклонением от среднего. Основной толчок характеризуется глубиной очага около 33 км; расстояние от Арарата — 250 км; приведенный класс в Арарате — 9,6; балльность в точке наблюдения — 4,5. Перед основным толчком наблюдалось продолжительное (в течение 26 ч) снижение концентрации гелия с 13-процентным отклонением от среднего в нижней точке, время основного толчка пришлось на начало последующего подъема. Автомат работал с шагом опробова-

Таблица 1

Сравнительная метрологическая характеристика измерения гелия в ручном и автоматическом вариантах

Пункт	Метод отбора	$\bar{x}$, $n \cdot 10^{-5}$, мг/л	S , $n \cdot 10^{-5}$, мл/л	V , %	Отношение числа измерений в ручном и автоматическом режимах
Арарат	Ручной	290	6,2	2,14	16,5
	Автомат	285	0,37	0,13	
Армаш	Ручной	410	8,1	1,98	19,8
	Автомат	405	0,41	0,1	
Каджаран	Ручной	1500	37,5	2,5	19,2
	Автомат	1550	2,1	0,13	

Примечание. $\bar{x}$ — среднее содержание гелия; S — среднее квадратичное отклонение; V — относительное стандартное отклонение (вариация).

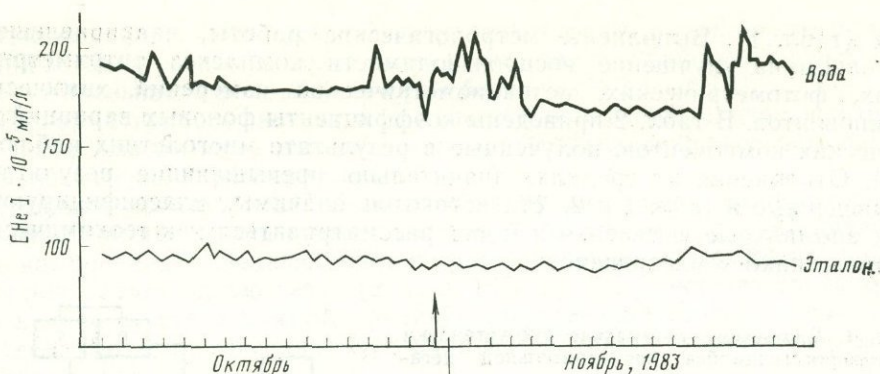


Рис. 2. Вариации гелия, связанные с Эрзрумским землетрясением 1983 г. (Арабат, автоматический отбор)

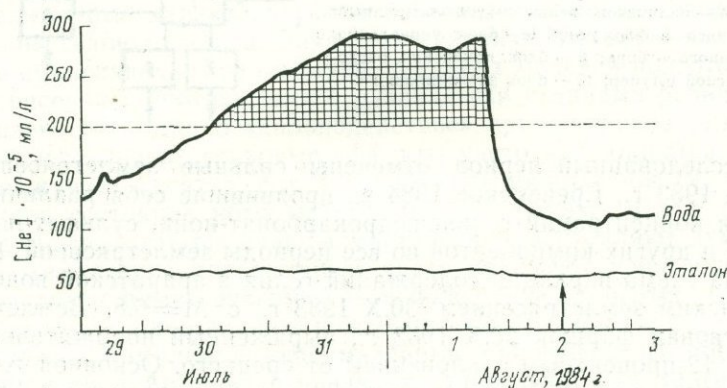


Рис. 3. Вариации гелия, связанные с Ереванским землетрясением 1984 г. (Арабат, автоматический отбор)

Заштрихована область превышения концентраций He над средним уровнем

ния 3 ч, вариации эталона (нижняя линия на рис. 2) не превышали 1,5%. Сильные афтершоки 12.XI и 13.XI 1983 г. с приведенными энергетическими классами в Арабате 5,2 и 4,6 соответственно выражены двумя положительными пиками концентраций гелия.

На рис. 3 представлены вариации содержаний гелия в арабатской воде, связанные с Ереванским землетрясением 2.VIII 1984 г. ($M=4,5$,

Таблица 2
Коэффициенты вариаций химических компонентов, %

Пункт	HCO_3	Cl	SO_4	$\text{Ca}+\text{Mg}$	$\text{Na}+\text{FM}$	$\text{K}+\text{FM}$	FисЭ
Арабат	2,5	4	20	9	3,8	4	2,5
Суренаван	2	3	5	2	6	6	3
Қаджаран	3	3,5	11	11	4	4	2,2

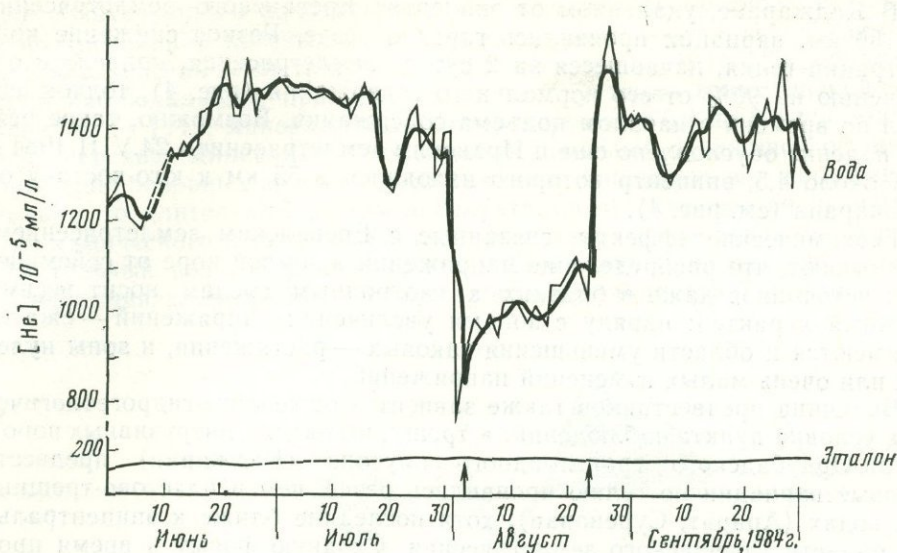


Рис. 4. Вариации гелия, связанные с Ереванским землетрясением 1984 г. (Каджаран, ручной отбор)

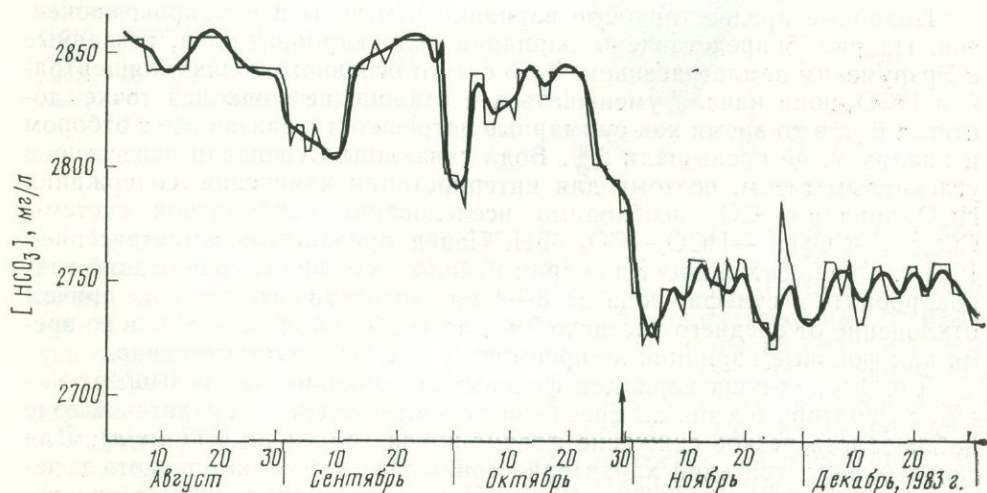


Рис. 5. Вариации гидрокарбонат-иона, связанные с Эрзрумским землетрясением 1983 г. (Суренаван, ручной отбор)

глубина очага 7—10 км, расстояние до Арарата около 40 км, приведенный класс 7). Автомат работал с шагом опробования 1 ч. Вариация эталона не превышала 1,2% (нижняя линия на рис. 3). За 3,5 сут начался подъем содержания гелия и за 14 ч до основного толчка достиг максимального значения, на 60% превышающего среднее. Как и Эрзрумское, Ереванское землетрясение предварялось снижением содержания гелия. Вариация подъем—спуск, вероятно, соответствует смене знака напряжений (растяжение—сжатие).

В Каджаране, удаленном от эпицентра Ереванского землетрясения на 180 км, вариации проявились гораздо резче. Резкое снижение концентраций гелия, начавшееся за 2 сут до землетрясения, привело к отклонению на 90% от его нормального содержания (рис. 4), толчок совпал по времени с началом подъема содержания. Возможно, такое резкое падение обусловлено еще и Иранским землетрясением 24.VIII 1984 г. с M около 4,5, эпицентр которого находился в 55 км к юго-востоку от Каджарана (см. рис. 4).

Геохимические эффекты, связанные с Ереванским землетрясением, показывают, что распределение напряжений в земной коре от сейсмических источников даже в близких к изотропным средам носит весьма сложный характер: наряду с зонами увеличения напряжений — сжатием имеются и области уменьшения таковых — растяжения, и зоны нулевых или очень малых изменений напряжений.

Величина предвестников также зависит и от геолого-гидрогеологических условий пункта наблюдений: в трещинных водах интрузивных пород Мегри-Ордубадского гранитоидного плутона (Каджаран) предвестниковые вариации по гелию проявились резче, чем в пластово-трещинных водах (Арагат, Суренаван), хотя последние ближе к эпицентральной области Ереванского землетрясения. Сходную форму и время проявления (несколько суток) имеют гидрогеодинамические и газо-геодинамические предвестники [11], что, возможно, указывает на общую причину их появления.

Подобные предвестниковые вариации отмечены и у макрокомпонентов. На рис. 5 представлены вариации гидрокарбонат-иона, связанные с Эрзрумским землетрясением. За 6 сут до основного толчка концентрация HCO_3^- -иона начала уменьшаться и отклонение в нижней точке достигло 6%, в то время как суммарные погрешности, связанные с отбором и анализом, не превышали 2%. Вода скважины Суренаван пересыщена углекислым газом, поэтому для интерпретации изменения содержания HCO_3^- -иона или CO_2 необходимо исследование карбонатной системы $\text{CO}_{2\text{спонт}} - \text{CO}_{2\text{раств}} - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-} - \text{pH}$. Перед Ереванским землетрясением 1984 г. в воде скважины Каджаран началось снижение содержаний гидрокарбонат- и сульфат-иона за 3—4 сут до основного толчка, причем отклонение от среднего достигло 7% для HCO_3^- и 45% для SO_4^{2-} , в то время как фоновые вариации не превышают 3 и 11% соответственно.

Для фторид-иона вариации фоновых содержаний не превышают 3—4%. За полтора месяца до Ереванского землетрясения в арагатской воде наблюдалось резкое снижение фторид-ионов (с 0,47 до 0,17 мг/л). Для сильных землетрясений характерно снижение того же компонента в несколько раз. Так, перед Тянь-Шаньским землетрясением 1976 г., по результатам китайских исследователей, концентрация фторид-ионов упала с 5,2 до 1,9 мг/л [15].

Здесь нужно отметить следующее обстоятельство. Часто эксплуатация подземных вод, особенно интенсивный незарегулированный водозабор, оказывает сильное влияние на химический и газовый состав вод, поэтому иногда гидрогеологический эффект длительной эксплуатации может быть принят за долгосрочный гидрогеохимический предвестник, а кратковременные колебания состава вод, связанные с изменением режима эксплуатации, могут рассматриваться как краткосрочные предвестники. Так, длительное уменьшение минерализации, хлор- и гидрокарбонат-иона на Арзнинском месторождении начиная с 1968 г., связан-

ное с интенсивным водозабором, образованием депрессионной воронки и подтягиванием пресных подлаговых вод, было интерпретировано [5] как предвестник землетрясений 1976 г. в Турции и Иране. Подобная картина наблюдалась и при длительной эксплуатации мацестинской воды (скв. № 7) [11], минерализация которой упала с 6,2 до 5,3 г/л. Однако если перехват минеральной воды наблюдательной скважиной осуществлен выше основных водозаборных скважин, а площадь водосбора значительна, то длительный режим эксплуатации не сказывается на изменении химического и газового состава, как, например, в скважине Арарат. Длительный водозабор из скважины Суренаван привел к уменьшению содержания хлорид-иона и общей минерализации (за 7 лет на 1 г/л).

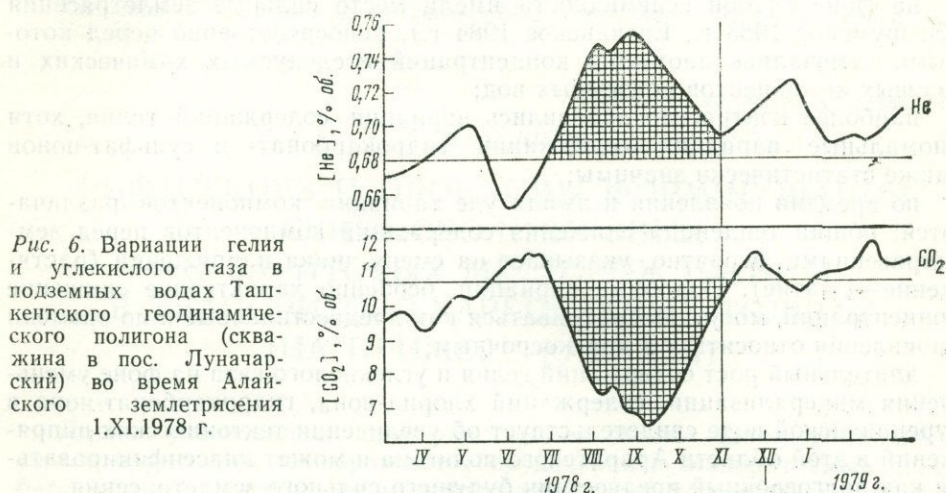


Рис. 6. Вариации гелия и углекислого газа в подземных водах Ташкентского геодинамического полигона (скважина в пос. Луначарский) во время Алайского землетрясения 1.XI.1978 г.

На фоне длительного и постепенного снижения содержаний макрокомпонентов и минерализации в скважине Суренаван наблюдается постепенное увеличение растворенных газов — He и CO₂. Обычно избыточное давление газов зависит от региональной геодинамики или от наличия экранирующих слоев [6]. Для условий Араратского полигона, земная кора которого разбита многочисленными разломами, геодинамика играет главную роль, поэтому одновременное уменьшение хлорид-иона и минерализации и увеличение содержаний He и CO₂ в суренаванской воде может быть интерпретировано как долгосрочный предвестник будущего местного сильного землетрясения. Подобный долгосрочный предвестник был отмечен по изменению хлорид-иона перед Зангезурским землетрясением 1968 г. [8].

Иногда предвестниковые вариации He и CO₂ отличаются по форме. На рис. 6 представлены предвестниковые вариации перед Алайским землетрясением 1.XI.1978 г. с M около 7 [14]. Возможно, для азотных газов подземных вод Ташкентского полигона предвестниковые аномалии по He и CO₂ проявляются в антифазе, в то время как для углекислых вод Армении предвестники по He и CO₂ проявляются более синхронно.

Эффект изменения содержаний He, CO₂, N часто характеризует неустойчивую систему с легко нарушаемым равновесием и в конечном итоге отражает изменение количества спонтанных газов. Наряду с измене-

нием массопереноса, когда осуществляется подток более минерализованных и более газонасыщенных вод других горизонтов, некоторые количественные аномалии объясняются фракционированием внутри исследуемой системы без дополнительного привноса материала и увеличением спонтанной фазы по сравнению с растворенной. Подобный механизм изменения соотношения газ/вода во время сейсмических событий может быть объяснен изменившимися термодинамическими условиями системы горизонт—скважина. Об этом свидетельствует и эффект изотопного сдвига $\delta^{13}\text{C}$ при Дагестанском землетрясении 1970 г. в углекислом газе и метане.

Режимные геохимические наблюдения в пределах Араратского и Зангезурского прогностических полигонов показали следующее:

на фоне слабой сейсмичности имели место сильные землетрясения (Эрзрумское 1983 г., Ереванское 1984 г.), непосредственно перед которыми отмечались аномалии концентраций исследуемых химических и газовых компонентов подземных вод;

наиболее контрастно проявились вариации содержаний гелия, хотя аномальные вариации содержаний гидрокарбонат- и сульфат-ионов также статистически значимы;

по времени появления и амплитуде вариации компонентов различаются; общая тенденция снижения содержаний компонентов перед землетрясениями, вероятно, указывает на смену знака напряжений (растяжение—сжатие). Подобные вариации, особенно характерное снижение концентраций, могут рассматриваться как предвестниковые и по времени проявления относиться к краткосрочным;

длительный рост содержаний гелия и углекислого газа на фоне уменьшения минерализации, содержаний хлорид-иона, гидрокарбонат-иона в суренаванской воде свидетельствует об увеличении тектонических напряжений в этой области Араратского полигона и может классифицироваться как долгосрочный предвестник будущего сильного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В. Геохимические методы прогноза землетрясений//Геохимия. 1979. № 3.
2. Барсуков В. Л., Беляев А. А., Серебренников В. С. и др. Возможность использования статистических оценок изменчивости содержания гелия в термальных водах для прогноза землетрясений//Там же. 1982. № 11.
3. Барсуков В. Л., Варшал Г. М., Гаранин А. В., Замокина Н. С. Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений//Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.
4. Бородзич Э. В., Галинский А. М., Яницкий И. Н. Гелеметрические исследования в комплексе прогностических методов//Там же.
5. Варшал Г. М., Замокина Н. С., Тимакова Е. П. и др. Галогенид- и сульфид-ионы как предвестники землетрясений и их определение с помощью ионоселективных электродов//Там же.
6. Еремеев А. Н., Яницкий И. Н. Избыточное давление флюида в верхней части литосферы, фиксируемое в поле гелия//ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 6.
7. Ержанов Ж. С., Оспанов А. Б., Мизёв В. А. Гидрогеохимические исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне с целью прогноза землетрясений//Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.
8. Игумнов В. А., Халатян Э. С. Геохимические исследования с целью прогноза землетрясений на территории Армянской ССР//Геохимия. 1979. № 3.
9. Игумнов В. А., Геворкян Р. Г. Поиски геохимических предвестников землетрясений на прогностических полигонах Армянской ССР//Материалы II Междунар. симпозиума «Методы прикладной геохимии». Новосибирск, 1983.

10. Игумнов В. А., Геворкян Р. Г. Режимные наблюдения за гидрогеохимическими предвестниками на прогностических полигонах Армении//Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.
11. Киссин И. Г. Гидрогеодинамические предвестники в системе прогноза землетрясений//Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. М.: Недра, 1985.
12. Киссин И. Г., Стклянин Ю. И. О формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений//Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.
13. Латынина Л. А., Шишкина Т. П. Об интенсивности приливных и тектонических движений в зоне Сурхобского разлома//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 6.
14. Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г., Умарходжаева Н. Г. Некоторые особенности вариаций газов, растворенных в подземных водах, в связи с проявлением сейсмической активности// Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.
15. Цай Цзунхуан, Ши Хуансинь. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Дичжи Чубаньше. 1980. На кит. яз.
16. Prediction of the Haicheng earthquake//EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 58, N 5.

УДК 553.44 + 553.689 : 551.24.031 + 552.54 (479)

В. И. Буадзе

РИФТОГЕНЕЗ И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЭВАПОРИТОВО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ (НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА)

Давно установлена пространственная связь свинцово-цинкового (и/или баритового, флюоритового) оруденения с эвапоритовыми палеобассейнами и слагающими их нефтегазоносными формациями, а также с рифовыми сооружениями, ограничивавшими бассейны от открытых морских пространств.

Предлагаемая преобладающим большинством исследователей [5, 8, 9, 11, 12] сингенетическо-эпигенетическая модель формирования рассматриваемого класса месторождений основополагающую роль в рудообразовании отводит металлоносным рассолам, сформировавшимся при строго определенных физико-химических обстановках седиментации и метаморфизации осадков; металлам, экстрагированным из обломочного материала, снесенного из континента; сере, образованной при биогенной редукции сульфатов; нефтяным углеводородам, участвовавшим в переносе металлов и в отложении сульфидных руд.

На фоне обоснованности роли металлоносных рассолов в рудообразовании не до конца решены вопросы генезиса рассольных систем и источников рудного вещества.

При генетических интерпретациях необходимо учитывать эндогенные факторы. Основным направлением при этом является расшифровка причин возникновения в пределах рудных провинций триад: синседиментационный глубинный разлом — вулканиты — надвулканогенные эвапориты; синседиментационный глубинный разлом — надразломные эвапориты — подэвапоритовый металлоносный рассол; подэвапоритовый металлоносный рассол — рассоловсасывающий тектонический барьер — стратифицированное оруденение; диапир эвапоритов — наддиапировый

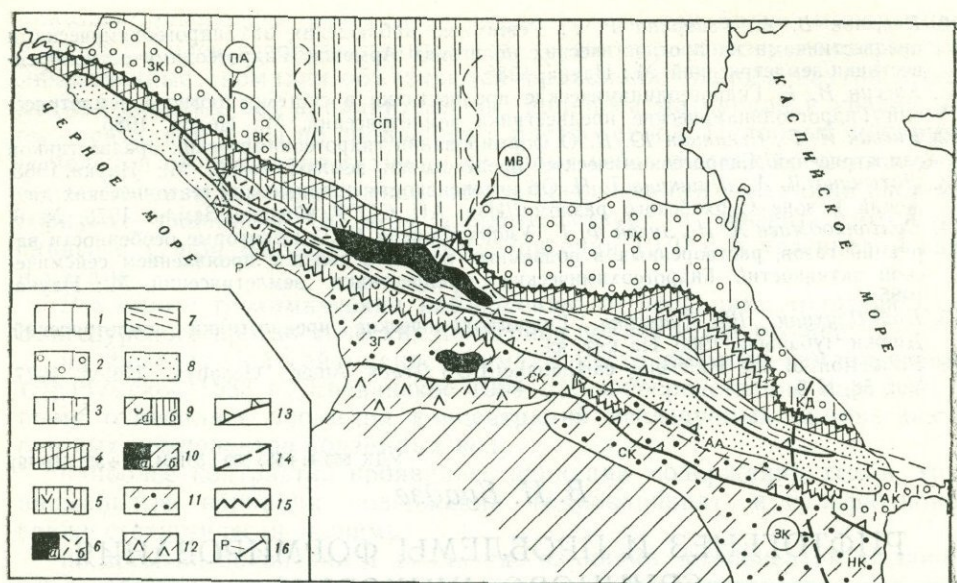


Рис. 1. Тектоническая схема Предкавказья, Большого Кавказа и Северного Закавказья (по В. Е. Ханну, с дополнениями автора)

1 — Предкавказская (Скифская) плита; 2 — передовые нефтегазоносные прогибы (области позднепалеозойско-мезозойской деструкции фундамента): ЗК — Западно-Кубанский, ВК — Восточно-Кубанский, ТК — Терско-Каспийский, КД — Кусаро-Дивичинский, АК — Апшероно-Кобыстанский (периклиниальный прогиб); 3 — Ставропольское поднятие (СП); 4 — зона Скалистого хребта (верхнеюрско-неокомские известняки, доломиты и барьерно-рифовые сооружения); 5 — зона Передового хребта; 6 — зона Главного хребта Центрального Кавказа (а — выступ кристаллического комплекса); 7 — сланцевая зона южного склона Большого Кавказа и Бокового хребта Восточного Кавказа; 8 — флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа; 9 — Гагра-Джавская и Кахетинско-Вандамская зоны: а — области развития вулканогенных образований байоса, б — области развития верхнеюрско-неокомских барьерно-рифовых сооружений; 10 — Закавказский срединный массив (а — выступ фундамента на поверхность); 11 — нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные прогибы (области позднеюрской деструкции Закавказского срединного массива): ЗГ — Западно-Грузинский, СК — Среднекуриинский, НК — Нижнекуриинский, АА — Алазано-Агричайский; 12 — Аджаро-Триалетская зона; 13 — надвиги и взбросо-надвиги; 14 — крупные поперечные флексурно-разломные зоны (буквы в кружках): ПА — Пшехско-Адлерская, ЗК — Западно-Каспийская, МВ — Минераловодская; 15 — тектоническая позиция стратифицированного и жильного свинцово-цинкового, баритового и целестинового оруденения; 16 — линия разреза (см. рис. 2)

риф — жильное и жильно-стратифицированное оруденение в рифовом сооружении.

Перечисленные совокупности характеризуют те эвапоритовые палеобассейны, в развитии которых просматриваются рифтогенные режимы. Показателями последних являются [10]: трехчленное строение разрезов, выраженное сменой континентальных терригенных осадков эвапоритами, а последних карбонатными отложениями; тесная ассоциация с эвапоритами вулканического материала; приуроченность накоплений солей к синседиментационным глубинным разломам рифтовых долин и площадям проявления рифтового магматизма и соответствующие доказательства в пользу глубинного (вероятно, мантийного) источника веществ (Na, Mg, Cl, Sr, F, S и др.), участвовавших в образовании эвапоритов; пульсационное поступление в бассейны эвапоритообразующих гидротер-

мальных рассолов, современные аналоги которых характеризуются температурами от 62°С (глубокие впадины Красноморского рифта) до 300°С (рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия).

Пространственно-парагенетическая связь свинцово-цинковых (и/или баритовых, целестиновых, флюоритовых) месторождений с палеобассейнами рифтогенной природы отчетливо показывается на примере ряда рудных провинций мира [14].

Для раскрытия существенных особенностей формирования оруденения в эвапоритово-карбонатных толщах информативными являются Предкавказские прогибы поздне триасового заложения и Закавказский позднеюрский прогиб. Палеометаллогенический их анализ до настоящего времени не произведен. Нашей работой частично восполняется этот пробел.

Предкавказские прогибы. Свинцово-цинковое (а также баритовое и целестиновое) стратифицированное оруденение локализовано в зоне Скалистого хребта Северного Кавказа, структурно сопряженного с Предкавказскими нефтегазоносными прогибами — Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским, Терско-Каспийским и Кусаро-Дивичинским. Исходя из современных данных [4], они трассируют резкие южные углубления Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин — крупных устойчивых наложенных структур Предкавказской плиты (рис. 1).

В триасе в южной части континентализированной до этого (в перми) Предкавказской плиты заложились глубинные разломы и возникли тектоногенные депрессии [2]. Они вписываются в Предкавказский сегмент Северокавказско-Туркменско-Североафганского поздне триасового вулканоплутонического пояса [15].

Вулканические составляющие пояса в Предкавказье представлены андезито-базальтами, андезитами, андезитовыми порфиритами, трахиандезитами и их пирокластолитами. Они локализованы в основании юры (на границе с триасом) и образуют накопления с мощностью до 1200 м (основание не вскрыто). Выделяется [13] и более древний (ладинско-нижекарнийский) осадочно-вулканогенный комплекс с мощностью собственно эффузивной составляющей 2000 м.

Формирование поздне триасового вулканоплутонического пояса шло синхронно с заложением юрско-неокомского Крымско-Кавказско-Копетдагского окраинно-морского бассейна. От осевой области последнего на север, под Предкавказскую плиту, располагалась зона Беньюфа. Над ней благодаря соответствующей геодинамической обстановке сосредоточились как поздне триасовая вулканоплутоническая ассоциация, рассматриваемые прогибы и контролировавшие их глубинные разломы, в том числе магмовыводящие, так и ниже-среднеюрский краевой (для окраинно-морского бассейна) вулканический пояс [1, 15].

В связи с раннеюрскими растяжениями континентальной коры, обусловившими разрастание зарождавшегося окраинно-морского бассейна, на севере в рамках функционировавшего вулканоплутонического пояса произошло сжатие. В этой обстановке андезитовый вулканизм сменился формированием гранитов, прорывающих триасовые толщи, несогласно перекрытые юрой, а также кварцевых порфиров, вскрытых ниже средней юры [15].

В рассматриваемых прогибах поздне триасовый вулканоплутонический режим сменился терригенным (ранняя—средняя юра) и терригенно-карбонатно-эвапоритовым (поздняя юра) осадконакоплением, проте-

кавшим в закрытых условиях. Максимум эвапоритообразования приходится на кимеридж и титон. Соленосные отложения (переслаивание известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и каменных солей) слагают толщи мощностью до 1,5 км (Западное Предкавказье) и свыше 1 км (Терско-Каспийский прогиб); образуют максимальные мощности в устойчиво погружавшемся бассейне в ранних грабенах, ограниченных разломами глубокого заложения; фациально замещаются красноцветными терригенными образованиями, развитыми на палеовозвышенностях, разграничивавших грабены; вероятно, участвуют в соляном диапиризме [3].

Верхнеюрские соленосные отложения и их фациальные эквиваленты — красноцветные образования в неокме трансгрессивно перекрывающиеся карбонатными толщами.

В связи с позднеальпийской тектонической активизацией и перемещением отдельных блоков по разломам древнего заложения частично редуцировались соленосные грабены и нарушился их застойный артезианский режим. С данной тектонической перестройкой увязываются металлогенические явления.

Эвапоритовый этап развития грабенов коррелируется с временем функционирования на юге активной межзональной тектонической ступени, в полосе которой в поздней юре происходило становление Фиштинско-Шахдагской барьерно-рифовой зоны [6]. Последняя вместе с прилегающими к ней с севера слоистыми толщами верхней юры — неокома слагает Скалистый хребет (см. рис. 1), сосредоточивающий стратифицированное свинцово-цинковое, баритовое и целестиновое оруденение.

Очевидно металлогеническое значение поздне триасового вулканоплутонического пояса, косвенным свидетельством чего является металлогения сходного с ним Северо-Кавказского ниже-среднеюрского краевого вулканического пояса, расположенного южнее, сформированного в аналогичной тектонической обстановке [16] и контролировавшего формирование жильных свинцово-цинковых месторождений (садонский тип, Северная Осетия).

Металлоносные флюиды постмагматической стадии поздне триасового магматизма могли как образовывать жильные полиметаллические тела вдоль магмовыводящих структур¹, так и (что более вероятно из-за специфической тектонической обстановки разгрузки флюидов) накапливаться внутри замкнутых прогибов, насаженных на магмовыводящие структуры, и трансформироваться в металлоносные рассолы. Нельзя исключить также поступление в прогибы металлоносных флюидов ранне-среднеюрского магматического очага. Это косвенно подтверждается существованием в ранней — средней юре под Предкавказской плитой зоны Беньофа [16], ее магмо- и рудогенерирующим значением (пример юрского краевого вулканического пояса и его рудоносность), а также посттриасовой активизацией разломов и грабенов, заложившихся в триасе.

Отдаленным отражением рудообразования рассматриваемых прогибов, по нашему мнению, является слабо проявленная вдоль южной окраины Предкавказья стратиформная свинцово-цинковая минерализация. Она приурочена к окраинным (прибрежным) терригенным и карбонатным осадкам плинсбахского, ааленского, келловейского и оксфорд-

¹ Предполагаемые рудоносные уровни находятся на больших глубинах, и редкие скважины, пробуренные на нефть и газ, неинформативны по данному вопросу.

ского ярусов. Образование сульфидов происходило осадочно-диагенетическим способом [17]: после перерывов в осадконакоплении — в начале трансгрессивных циклов; внутри небольших лагун — на локальных участках сероводородного заражения и обогащения органикой; в ореолах юрских эффузивных накоплений, подстилающих рудоносные уровни.

Указанные прибрежные отложения погружаются на север. Мощности их возрастных эквивалентов резко нарастают в прогибах (под кимеридж-титонскими эвапоритами) — к северу от синседиментационных тектонических ступеней, ныне выраженных флексурными перегибами.

Наличие сингенетическо-диагенетических свинцово-цинковых проявлений в доэвапоритовых окраинных фациях может указывать на интенсивное заражение рудным веществом их возрастных эквивалентов в наиболее прогнутых частях замкнутых прогибов, расположенных над поздне-триасовыми магмовыводящими структурами. При соответствующем гидротимическом режиме (замкнутый прогиб, засоление) эндогенные флюиды трансформировались в металлоносные рассолы. Они заняли подсолевою позицию и долгое время находились в захороненном состоянии под эвапоритами кимериджа и титона.

В позднеальпийское время в связи с тектонической активизацией прогибов и нарушением режима захоронения металлоносных рассолов последние начали продвигаться к участкам с низкими градиентами давления. Такие участки обычно размещены вдоль структурных барьеров, ограничивавших соленосные прогибы с южных сторон. Они и являются носителями известного и прогнозируемого свинцово-цинкового, а также баритового и целестинового оруденения.

Закавказский рифтогенный прогиб. Свинцово-цинковое и баритовое стратифицированное оруденение локализовано в верхнеюрском рифогенном комплексе, развитом в области сопряжения Гагра-Джавской зоны южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (см. рис. 1).

Рифогенный комплекс трассирует северную периферию Закавказского эвапоритового прогиба, возникшего в поздней юре в результате деструкции Закавказского срединного массива. Современные исследования показывают, что прогиб относится к типу рифтогенных структур [7, 18 и др.].

Предлагаемые расшифровки обстановок рудоотложения базируются на разработках, обобщенных в виде тектоно-фациально-палеовулканологической, петролого-минералогической и латерально-ярусно-металлогенической моделей.

В соответствии с тектоно-фациально-палеовулканологической моделью (рис. 2) в начале поздней юры вдоль нынешней осевой полосы Запдно-Грузинской депрессии (см. рис. 1) произошел раскол Закавказского срединного массива и заложился рифтогенный прогиб. Прогиб с севера ограничивался подводным поднятием фундамента, в пределах которого в келловее—оксфорде отлагались прибрежные терригенные (красноцветные) и терригенно-карбонатные породы, а в кимеридже—титоне формировался рифогенный комплекс. Поднятие и барьерно-рифовые сооружения отделяли рифтогенный прогиб от расположенного севернее флишевого бассейна.

В полосе сопряжения северной периферии прогиба с рифогенным комплексом реставрируется палеотектоническая ступень (ныне выраженная зоной субпараллельных флексур), к югу от которой исчезают

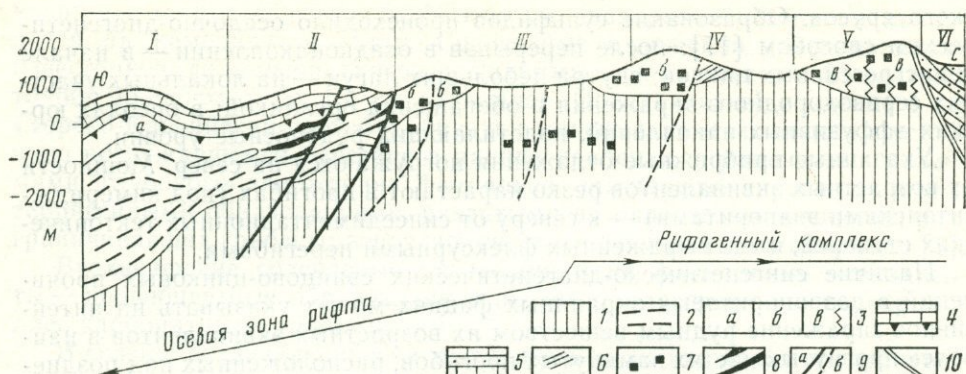


Рис. 2. Схема сочленения эвапоритового рифтогенного бассейна и ограничивающего его рифогенного комплекса

1 — морской фундамент позднеюрского бассейна (глинистые сланцы и алевролиты плинсбаха—тоара, песчаники и алевролиты аалена, вулканогенные образования байоса); 2 — верхнеюрские эвапориты (соленосные глины, алевролиты и песчаники с примесью туфогенного материала, доломиты в верхней части толщи); 3 — верхнеюрская карбонатно-терригенная толща: а — доломиты, доломитизированные известняки, мергели, б — аргиллиты, мергели, доломитизированные известняки и известняки, в — рифогенные известняки и их доломитизированные разности, рифовые сооружения, мергели; 4 — трансгрессивная толща известняков неокома; 5 — карбонатно-терригенный флиш верхней юры — нижнего мела; 6 — Апшринское месторождение барита; 7 — мелкие свинцово-цинковые и баритовые проявления; 8 — предполагаемое стратифицированное свинцово-цинковое оруденение; 9 — разломы: а — тектонические ступени (структурные барьеры), б — второстепенные нарушения; 10 — тектоническая граница эвапорит-карбонатного бассейна и флишевого прогиба. I—V — зоны: I — корневая, II — промежуточная, III — фронтальная, IV — предрифовая, V — рифовая; VI — флишевый прогиб

рифогенные образования и под трансгрессивные залегающим неокомом размещены карбонатные отложения (солистые доломитизированные известняки, мергели), подстилающиеся эвапоритами. Мощность последних к югу, в сторону осевой зоны рифта, резко нарастает.

В рассматриваемом прогибе бурением установлена подэвапоритовая субшелочная вулканогенная серия, сложенная оливиновыми базальтами, трахибазальтами и реже трахитами. Вулканогенная серия, максимальной мощностью которой (изучена до 2000 м, основание не вскрыто) трасируется осевая зона рифта, характеризуется однородностью и отсутствием перерывов. При этом ставится вопрос о существовании в осевой зоне рифта бескорневой магматической системы, сформированной по модели магматического диапира.

От осевой зоны рифта к барьерно-рифовому его ограничению по латерали отмечается: постепенное уменьшение галитовых накоплений в надвулканогенных соленосных отложениях; замещение вулканогенной серии и надвулканогенных соленосных образований единой терригенно-карбонатной соленосной серией; замещение соленосных отложений прибрежно-терригенными красноцветными осадками, которые фациально сопряжены с рифогенным комплексом и барьерно-рифовыми сооружениями.

Петролого-минералогической моделью, разработанной с использованием результатов исследований Т. Ш. Гогишвили (неопубликованные данные), раскрываются особенности метасоматических превращений в вулканогенных образованиях. Главными из них являются: широкое развитие метасоматитов с альбитом, селадонитом, кальцитом, хлоритом и

ломонтитом; приуроченность к участкам метасоматических превращений вкрапленников и скоплений пирита, халькопирита, барита, галенита, сфалерита, гематита и магнетита; наличие в метасоматитах прикровленной части вулканогенной серии жил галита, а также прожилков галита с баритом, целестином, доломитом и сульфидами; присутствие в зонах околосильных метасоматитов галитсодержащих ортоклаз-кальцит-доломитовых парагенезисов; повышенные содержания в галитах и гипсах Cu, Pb, Zn, Ba, Sr, Hg.

Гидротермальная система, обусловившая метасоматическое перерождение вулканитов, характеризовалась повышенными температурами (120—150° C), установленными гомогенизацией газовой-жидких включений галитов из метасоматитов. Галиты из ортоклаз-кальцит-доломитовых парагенезисов показывают более высокие температуры (200—280° C).

Приведенные данные свидетельствуют о функционировании эндогенной флюидной системы на постмагматической стадии рифтового вулканизма. С ее активностью следует увязать не только метасоматическое перерождение вулканитов, но и вынос на дно бассейна Na, Mg, Cl, S и других компонентов, в том числе металлов. В ходе засоления (эвапоритизации) бассейна в придонных его углублениях, накапливались и захоронялись металлоносные рассолы (трансформированные эквиваленты эндогенных флюидов). Они сосредоточивались в подсольевых пространствах.

В латерально-ярусно-металлогенической модели, отражающей конкретные закономерности локализации и размещения оруденения, просматривается единая рудоносная (рудообразовательная) система, состоящая из корневой, промежуточной, фронтальной, предрифовой и барьерно-рифовой зон (см. рис. 2).

Корневая зона рудоносной системы, расположенная в осевой области рифта, представляла собой резервуар металлоносных рассолов.

Промежуточная зона прослеживается вдоль южного борта палеотектонической ступени, ныне представленной флексурным перегибом. В период рудообразования последний выступал в роли структурного барьера, задержавшего продвижение на север металлоносных рассолов. Следовательно, зона отражает обстановку нахождения наиболее интенсивного стратифицированного свинцово-цинкового оруденения.

Фронтальная зона располагается в северной части от указанного флексурного перегиба. В ее пределах развито большое количество разобщенных друг от друга мелких, преимущественно стратифицированных свинцово-цинковых, барит-свинцово-цинковых и редко собственно баритовых проявлений. Они локализованы в узких поперечных изгибах слоистости. Оси последних увязываются с промежуточной зоной.

Предрифовая зона сосредоточивает стратифицированное баритовое оруденение. Наиболее крупным при этом является месторождение Апшра. Оно приурочено к поперечно ориентированной ленте сильно доломитизированных известняков верхнего оксфорда. Лентообразная форма рудного тела обусловлена развитием оруденения вдоль узкого поперечного изгиба слоистости. Ось изгиба (направление продвижения баритовых рассолов) погружается на юг и увязывается с фронтальной и промежуточной зонами рудоносной системы.

Рифовая зона вмещает жильно-стратифицированное свинцово-цинковое оруденение (рудопроявления Дзышра, Брдышха и др.). Характерным является полное отсутствие барита. В зоне выделяются три рудо-

носных интервала. В каждом интервале свинцово-цинковая минерализация образует локальные разобщенные тела. Каждое из них заключено в чехле вторичных доломитов.

Становление охарактеризованного латерально-ярусно-металлогенического зонального ряда началось в связи с позднеальпийской тектонической активизацией. Соответствующие тектонические перестройки обусловили нарушение режима захоронения металлоносных рассолов и создали условия для их продвижения в сторону барьерно-рифовой зоны. Заложенные в рассолах возможности рудообразования при этом были реализованы в промежуточной, фронтальной, предрифовой и рифовой зонах (см. рис. 2).

Для расшифровки условий возникновения пространственно разобщенных свинцово-цинковых и баритовых проявлений и месторождений, вписывающихся в единый латеральный ряд зональности, на наш взгляд, наиболее правомерной является трехчленная модель рудообразующей системы (В. В. Ярошевич, неопубликованные данные): металлоносные рассолы (тыловая часть системы) — жидкие углеводороды — поровые воды (фронтальная часть системы). Отложение руд происходило при различных условиях нарушения стабильности этой триады: сульфидных руд — при смещении металлоносных рассолов и жидких углеводородов; баритовых руд — при выгорании легкоокисляющихся органических соединений, резком снижении скорости продуцирования сероводорода и окислении серы рассолов в обстановке их смешения с поровыми водами.

Приведенная модель подчеркивает ступенчатое проявление рудообразовательных импульсов в общей последовательности функционирования рудообразовательной системы. При этом вполне отчетливо следует говорить о сульфидной и сульфатной ступенях, которым соответствуют наблюдаемые в природе самостоятельные проявления свинцово-цинкового и баритового оруденения.

В пользу ступенчатого, но почти одновременного отложения руд в латерально-ярусной последовательности функционирования рассолов свидетельствуют результаты изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов и сульфатов (рис. 3).

Непосредственно прилегающие к промежуточной зоне свинцово-цинковые и баритовые проявления по изотопному составу серы четко группируются в соответствующие интервалы изотопных значений, но не коррелируются. В предрифовой зоне бариты мелких баритовых проявлений и крупного Апшинского месторождения также четко группируются в идентичных с отмеченным для баритового оруденения интервалах изотопных значений. К северу от северной периферии промежуточной зоны свинцово-цинковые проявления везде показывают одинаковый спектр облегчения серы. При этом корреляция с баритовыми проявлениями не устанавливается.

Итак, в рассмотренных палеобассейнах, также как и во многих их аналогах, реставрируются сходные факторы формирования свинцово-цинкового (а также баритового, целестинового) стратиформного оруденения.

В становлении рудообразовательных систем определяющей была роль эндогенных факторов. Они проявились на начальных (большей частью рифтогенных) стадиях развития бассейнов в связи с магматической активностью и процессами генерации металлоносных эндогенных флюидов.

- 1 — галенит;
2 — сфалерит;
3 — халькозин;
4 — барит;
5 — пирит;
6 — марказит.

Цифры в кружках:

- 1 — прожилково-вкрапленная стратифицированная свинцово-цинковая минерализация (с подчиненным баритом) в песчаниках тоараалена,
2, 3 — прожилково-вкрапленная минерализация галенита в вулканитах байоса (2) и песчаниках келловей—оксфорда (3),
4 — гнезда халькозина в красноватых конгломератах келловей,
5 — месторождение барита (Апшра) в доломитизированных известняках оксфорда,
6 — мелкие проявления барита (с наложенной сульфидной минерализацией) в доломитизированных известняках оксфорда, кимериджа и титона,
7, 8 — прожилково-вкрапленная стратифицированная свинцово-цинковая минерализация Брдышхинской (7) и Дзышринской (8) групп в доломитизированных известняках титона. I—V — см. условные обозначения на рис. 2

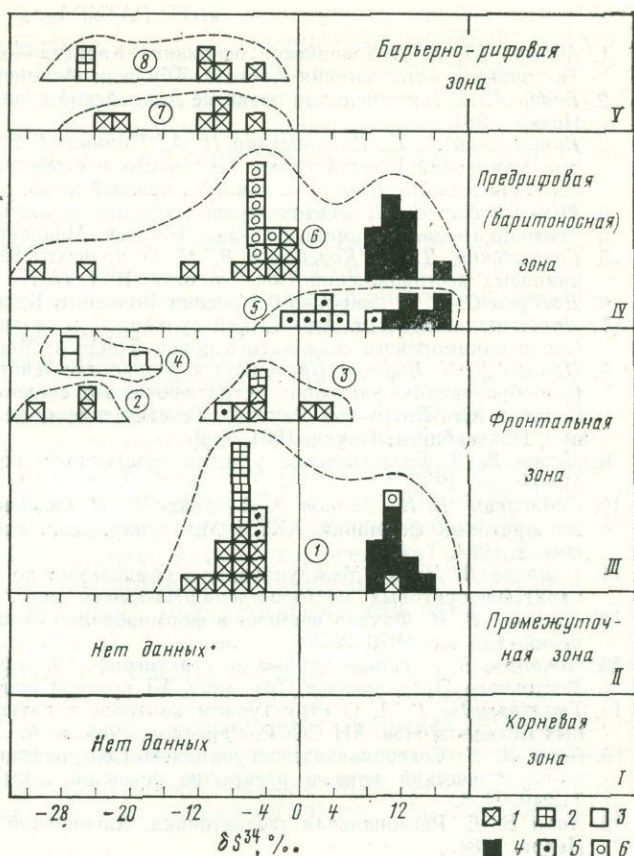


Рис. 3. Вариации значений δS^{34} сульфидов и сульфатов в рудах составных частей рудоносной системы

Рудоносные системы сочетают: магмо- и флюидогенерирующие глубинные структуры; зоны сосредоточивания накоплений эндогенных флюидов; обстановки трансформации флюидов в металлоносные рассолы и длительного захоронения последних; области разгрузки рассолов, вмещающих сред и миграции рассолов; латерально-ярусные и латерально-вертикальные зональные ряды и обстановки нахождения месторождений.

Рудообразовательные и рудоносные системы корневыми частями связаны с магмо- и флюидогенерирующими структурами. Рудообразовательная система в каждом конкретном случае представляла собой конечную синтезированную совокупность результатов функционирования эндогенных (металлоносные флюиды) и экзогенных (трансформированные флюиды — рассолы) факторов. Рудоотложение происходило при различных условиях нарушения стабильности синхронно мигрировавших составных частей триады: металлоносные рассолы — жидкие углеводороды — поровые воды.

1. *Адамия Ш. А.* Доальпийское основание Кавказа — состав, строение, становление// Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984.
2. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981.
3. *Вишневский Л. Е., Короновский Н. А., Панина Л. В.* Кимеридж-титонские соленосные отложения Предкавказья и их место в структуре Предкарпатско-Дарвазского периферического пояса//Тез. докл. VI краевой конф. Ессентуки, 1985.
4. *Гамкрелидзе И. П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа// Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984.
5. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений//Сов. геология, 1971. № 7.
6. *Дотдугев С. И.* О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5.
7. *Лордкипанидзе М. Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
8. *Павлов Д. И.* Возможный подход к разработке генетической модели формирования рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруденения (на примере Юго-Восточной Якутии)//Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. Т. 2.
9. *Попов В. В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980.
10. *Седлецкий В. И., Байков А. А., Бойко Н. И.* Особенности строения и образования эвапоритовых формаций//XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады: Литология. М.: Наука, 1984. Т. 4.
11. *Смирнов В. И.* На Международном симпозиуме по генезису свинцово-цинковых и барит-флюоритовых месторождений//Геология руд. месторождений. 1986. № 4.
12. *Смирнов В. И.* Фактор времени в формировании стратиформных рудных месторождений//Там же. 1970. № 6.
13. *Сократов Б. Г.* Новые данные по стратиграфии и корреляции триасовых отложений Восточного Предкавказья//Тез. докл. VI краевой конф. Ессентуки, 1985.
14. *Твалчрелидзе Г. А.* О структурном контроле стратиформных месторождений цветных металлов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5.
15. *Хаин В. Е.* Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса//ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5.
16. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984.
17. *Черныцын В. Б.* Металлогения свинца и цинка. Киев: Наук. думка, 1985.
18. *Bonadze V., Janelidze T., Gogichvili V.* Basic problems of the genesis of ore deposits of the Caucasus//Proc. VI Quadrennial IAGOD Symp. Stuttgart, 1984.

УДК 551.24+553.2

С. О. Ачикгёзян

СВЯЗЬ УНАСЛЕДОВАННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ С РЕВЕРСИЕЙ ПОЛЯРНОСТИ ОСТРОВНЫХ ДУГ МАЛОГО КАВКАЗА

Становление Малокавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса обусловлено формированием в мезозое—кайнозое вытянутых в северо-западном направлении разновозрастных магматических дуг, каждая из которых в пределах границ СССР имеет длину 300—400 км при ширине 40—60 км. Наблюдается некоторое перекрытие ареалов разновозрастных магматитов, однако в целом после среднеюрского времени и до неогена включительно фронт магматизма сместился с северо-востока на юго-запад.

Более чем в двух десятках разработанных за последние годы (например, [1, 3, 11, 12]) мобилистических геодинамических моделей фанерозойского развития Малого Кавказа обоснована эволюция региона в режимах островных дуг и активных континентальных окраин. Рассмотрен характер движения Восточно-Европейской и Афро-Аравийской континентальных плит (и их фрагментов), с одной стороны, и разделяющей их океанической плиты Тетиса — с другой.

В одной группе моделей принимается перманентная северонаправленная субдукция океанической плиты Тетиса под Восточно-Европейский континент начиная со среднего палеозоя вплоть до палеогена, в то время как в другой группе субдукция имеет южную направленность и океаническая плита погружается под Афро-Аравийский континент в промежутке времени от ранней юры до квартера включительно.

Со стороны подавляющего большинства создателей геодинамических моделей при обосновании направления субдукции интерпретировались в основном тектонические, петрологические и палеомагнитные данные, в то время как металлогеническая зональность, достаточно четко выраженная на Малом Кавказе, почти не принималась во внимание. Однако в магматических дугах, становление которых обязано субдукционным процессам, образуются разноформационные эндогенные рудные месторождения, более или менее закономерно размещенные по отношению к фронту субдукции. Следовательно, металлогеническая зональность наряду с зональностью сериальной (закономерное развитие вулканитов, принадлежащих к толеитовой, известково-щелочной и субщелочной петрохимическим сериям), а также с субдукционной полярностью (увеличение калинатрового отношения в одноименных породах по мере удаления от фронтальных частей магматических дуг к тыловым) является важным индикатором для определения направления движения погружающейся под островную дугу или континентальную окраину океанической плиты.

Наличие двух типов моделей геодинамического развития Малого Кавказа, предполагающих существование диаметрально противоположных направлений субдукции, наводит на мысль о несостоятельности одного из них. Однако детальное рассмотрение различных аспектов отдельных групп моделей приводит к выводу, что каждая из них может быть справедлива для определенного отрезка геологического времени.

Попытаемся обосновать справедливость модели, допускающей юго-направленную субдукцию для промежутка времени поздняя юра — миоцен.

Придерживаясь в целом концепции исследователей, принимающих формирование Малокавказской островной дуги над северопадающей зоной субдукции (ныне фиксируемой Севано-Акеринской и Зангезурской офиолитовыми шовными зонами) со среднего палеозоя до средней юры включительно, мы считаем, что с начала поздней юры фронт субдукции сместился к северу, а зона субдукции резко изменила свое направление к юго-юго-западу. Эти явления были обусловлены столкновением северного, пассивного края Ирано-Западноармянского микроконтинента, оторванного от Афро-Аравийской континентальной плиты по Тавро-Загросской зоне рифтинга (и последующего спрединга) среднепалеозойского заложения и впаиванного в океаническую плиту Тетиса, со среднепалеозойской — среднеюрской островной дугой Малого Кавказа.

В результате этой субдукции в тылу островной дуги раскрылся задуговой рифт и образовалось окраинное море (его реликты ныне фиксируются в пределах Черноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийской зоны), которое к моменту столкновения имело в ширину 900—1100 км.

Столкновение Ирано-Западноармянского микроконтинента с Малокавказской островной дугой обусловило общее сжатие региона — прекращение среднеюрского вулканизма, проявление складчатости, внедрение интрузивов и т. д., т. е. проявилась предкелловейская фаза складчатости. Это тектоническое событие привело к приостановлению северонаправленной субдукции консумированной океанической плиты Тетиса под Малокавказскую островную дугу. Но в условиях продолжавшихся северонаправленных усилий южный край малой океанической плиты бывшего окраинного моря разломился и начал субдуцировать в южном направлении под ту же Малокавказскую дугу и причлененный к ней полностью в позднем мелу Ирано-Западноармянский микроконтинент (реверсия полярности).

Таким образом, начиная с поздней юры в регионе установился режим югонаправленной субдукции, который, вероятно, продолжается и поныне, что выявлено исследованиями последних лет [5] по позднекайнозойским движениям плит Черноморско-Каспийской области.

Теперь коротко остановимся на магматических событиях и металлогенических последствиях их проявления, сопутствующих геодинамической эволюции Малого Кавказа в мезозое—кайнозое.

В результате унаследованной со среднего палеозоя северонаправленной субдукции в течение ранней—средней юры формируется мощный последовательно дифференцированный магматический комплекс, в целом принадлежащий к известково-щелочной петрохимической серии, однако имеющий явную тенденцию в сторону толеитовой (известковой) серии [4].

После столкновения Ирано-Западноармянского микроконтинента со среднеюрской островной дугой и установления режима югонаправленной субдукции на фундаменте древней островной дуги начинает формироваться позднеюрско-раннемеловой последовательно дифференцированный магматический комплекс, являющийся типичным представителем известково-щелочной серии. По мере продолжения югонаправленной субдукции, захлопывания остатков океанического бассейна Тетис с юга и причленения Ирано-Западноармянского микроконтинента к Малокавказской островной дуге начиная с позднего мела фронт магматизма смещается к юго-юго-западу. Формирующиеся после позднего мела палеогеновые и неогеновые магматические комплексы приобретают признаки образований магматических дуг, свойственных активным континентальным окраинам. Последовательно дифференцированные магматические комплексы этого периода в широком смысле опять-таки принадлежат к известково-щелочной петрохимической серии, но уже с субщелочным уклоном более молодых образований.

Таким образом, в мезозое—кайнозое в пределах Малокавказского региона формировались разновозрастные магматические комплексы, в целом принадлежащие к известково-щелочной серии, но с толеитовым трендом более древних и субщелочным более молодых магматитов.

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей наблюдаемой в регионе металлогенической зональности, остановимся на некоторых эмпирических закономерностях локализации эндогенного оруденения, приведенных в обобщающих монографических трудах [6, 7, 10], посвященных

геодинамической позиции рудных месторождений, и в частности их размещению в пределах островных и активно-континентальных магматических дуг.

В субдукционных зонах островодужного и активно-континентального типа выявлена следующая генерализованная металлогеническая зональность, прослеженная от фронтальных частей дуг к их тылу: 1) для фронтальной части магматической дуги, обращенной к глубоководному желобу, где развиты вулканы толейтовой (или субтолейтовой) серии, характерны серно- и медноколчеданные стратиформные месторождения типа Бесси и/или Кипрского; 2) в собственно магматических дугах, сложенных известково-щелочными магматами, широким развитием пользуются стратиформные золото- и серебросодержащие цинково-свинцово-медные месторождения типа Кууро, которые местами содержат и значительные количества барита, гипса, и меднопорфировые (так называемые «эвгеосинклинальные» или «позднеевгеосинклинальные») месторождения, содержащие золото и немного молибдена; 3) в тыловой части вулканической дуги с толейтовыми и известково-щелочными вулканитами, а также с ассоциирующими с ними вулканокластическими и терригенно-осадочными образованиями связаны месторождения сурьмы и ртути, иногда с вольфрамом, висмутом, золотом, серебром и самородной серой; 4) с тыловодужными магматическими поясами, сложенными магматами известково-щелочной и субщелочной серий, связано полиметаллическое с золотом и серебром оруденение, широко развиты контактово-метасоматические железо- и меднорудные месторождения, порфировые медно-молибденовые и медные месторождения, которые в отличие от островодужных содержат значительные количества молибдена, а в некоторых случаях и немного золота. С тыловодужными магматами ассоциируются также месторождения олова, вольфрама и др.

Приведенная выше обобщенная металлогеническая зональность, проявляющаяся в сформированных над зонами субдукции магматических дугах, находится в хорошем согласии с наблюдаемой зональностью размещения эндогенных месторождений и рудопроявлений Малого Кавказа [9, 13].

Предложенная нами модель геодинамического развития региона в состоянии в целом удовлетворительно объяснить как петрологическую сериальность и петрохимическую полярность в развитии магматизма на территории Малого Кавказа, так и наблюдающуюся металлогеническую зональность, сформированные в течение позднекимерийского и альпийского тектоно-магматических циклов и металлогенических эпох, во время которых образовались зонально развитые в пределах региона (с северо-востока на юго-запад) колчеданные медные и полиметаллические, меднопорфировые, скарново-магнетитовые, полиметаллические с золотом и серебром, медно-молибденпорфировые, сурьмяно-ртутно-мышьяковые и другие месторождения и рудопроявления.

Кажущиеся несоответствия в развитии вышеприведенных зональностей в распространении как разновозрастных магматических дуг, так и связанной с ними металлогении (например, более северное расположение Аджаро-Триалетской и Талышской альпийских зон по отношению к Сомхето-Карабахско-Кафанской киммерийской зоне) легко устранимы, если допустить правосторонний сдвиг по трансформному (?) разлому [8] северо-восточного простирания (проходящему в районе г. Тбилиси и тянущемуся в сторону Аграханского полуострова Каспия) всего Сомхето-

Кафанского блока либо же левосторонний сдвиг того же блока по Пальмиро-Апшеронскому линеаменту, с более крупноамплитудным сдвигом Кафанского сегмента по субпараллельной Пальмиро-Апшеронскому линеаменту ветви этого трансформы, проходящей по горе Горис в северо-восточном направлении [2].

Развитие среднеюрской Малокавказской (Сомхето-Кафанской) островной дуги, во время становления которой образовался мощный последовательно дифференцированный магматический комплекс, очевидно, не могло не привести к металлогеническим последствиям. Среднеюрские вулканы здесь вмещают многочисленные стратиформные колчеданные месторождения и рудопоявления (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кедабек, Чирагидзор и др.). Многие исследователи долгое время считали возраст оруденения среднеюрским, однако проведенные на этих рудных объектах за последние два десятилетия детальные исследования показали, что, несмотря на четкую пространственную приуроченность оруденения к среднеюрским породам и почти полную безрудность вышележащих позднеюрско-раннемеловых образований в пределах вышеназванных рудных полей, существуют веские доводы в пользу более молодого — позднеюрско-раннемелового возраста оруденения. Объяснить это противоречие вряд ли возможно, если основываться только на фактах более интенсивной переработки среднеюрских образований гидротермальными растворами либо на их более благоприятных физико-механических свойствах, потому что в позднеюрско-раннемеловых породах также достаточно широко развиты продвинутые фации гидротермальных метасоматитов, а по своим физико-механическим и петрографическим характеристикам эти породы почти не отличаются от среднеюрских. Наиболее вероятным альтернативным объяснением мы считаем то, что под термально-флюидным воздействием более поздних проявлений магматизма среднеюрская рудная минерализация подверглась ограниченной ремобилизации и регенерации. При этом в большинстве случаев сохранилось пространственное тяготение новообразованного оруденения к древним материнским породам, но изменились взаимоотношения оруденения с молодыми продуктами более позднего цикла магматизма: вместо послерудных образований они «превратились» в дорудные (более молодые штоки и дайки от основного до кислого состава).

Вполне естественно предположить, что единичные проявления продуктов более молодого магматизма, развитых среди полей распространения древних магматических образований и генетически связанного с ними оруденения, не могли приводить к крупномасштабной ремобилизации рудного вещества и его переотложению в новых условиях. Такие явления могли произойти при значительном перекрывании ареалов древнего магматизма молодым, что трудно представить себе при нормальном одностороннем развитии зоны субдукции (в силу перемещения фронта магматизма от глубоководного желоба к тыловым областям по мере пододвигания океанической плиты под островную дугу).

Такое широкое совмещение ареалов среднеюрского и позднеюрско-раннемелового магматизма мы наблюдаем в пределах Сомхето-Кафанской тектоно-магматической и металлогенической зоны, что и может быть объяснено реверсией направления субдукции и, следовательно, полярности магматизма островной дуги, о которой речь шла ранее. Притом в некоторых рудных полях (например, в Кафанском, Барцраванском) наблюдается не вообще совмещение ареалов разновозрастного

магматизма, но даже накладывание друг от друга одноименных пород в пределах морфологически «единых», достаточно крупных секущих тел (например, кварцевых андезитов и кварцевых диоритов раннемелового возраста на аналогичные породы средней юры). В таких случаях четкое разграничение разновозрастных образований очень затруднительно, в особенности тогда, когда эти породы подвергнуты интенсивным гидро-термальным изменениям. Однако иногда кропотливые петрографические и петрохимические исследования (а очень редко и визуальные наблюдения) позволяют достаточно уверенно диагностировать одноименные, но разновозрастные образования.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что эволюция разновозрастных магматических систем в пределах островных дуг и активных континентальных окраин приводит к образованию различных рудных формаций, обычно разобщенных в пространстве, но местами дающих взаимопереходы. Последнее значительно затрудняет формационную классификацию месторождений.

Разновозрастные и различные рудные формации характеризуются наличием более или менее постоянного набора сквозных рудных элементов — Fe, Cu, Mn, Zn, Pb, Au, Ag и др., что предопределяет унаследованный характер металлогении региона. Это, вероятно, можно объяснить изменениями в геодинамическом режиме развития региона и сменой во времени разносериальных магматических формаций, что могло привести к ремобилизации концентрированного или рассеянного рудного вещества более ранних циклов и его переотложению. Этим, вероятно, обусловлены затруднения при выяснении связи оруденения с конкретными циклами магматизма. Процессы ремобилизации и переотложения руд могли возникать неоднократно, в зависимости от частоты и интенсивности проявления следующих друг за другом и перекрывающих друг друга магматических событий.

В заключение можно выдвинуть предположение о том, что в металлогенических провинциях с длительной и сложной тектономагматической историей развития (какой является и Малокавказский регион) унаследованность металлогении может быть следствием неоднократного повторения частично совмещенных в пространстве разновозрастных магматических событий, обусловленных реверсией направления субдукционных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинстатических реконструкций)//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
2. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А. и др. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1975. Т. 28, № 6.
3. Ачикгёзьян С. О. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозойе//Там же. 1985. Т. 38, № 5.
4. Ачикгёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г., Саркисян Р. А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности//Там же. 1983. Т. 36, № 2.
5. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона//Океанология. 1979. № 6.
6. Зоненшайн А. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
7. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985.
8. Космотектоническая карта Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. Масштаб 1 : 5 000 000/Под ред. В. Е. Хаина, А. Т. Асланяна, Я. Г. Каца. Ереван, 1983.

9. Магакьян И. Г. Металлогения (главные рудные пояса). М.: Недра, 1974.
10. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984.
11. Мурадян К. М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР//Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Киев: Наук. думка, 1981. Ч. 1.
12. Рустамов М. И. Геодинамика мезокайнозойского магматизма в зоне сопряжения Иранской и Закавказской плит//Геодинамика Кавказа: Тез. докл. III семинара-школы. Ереван, 1986.
13. Твалчредзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ш. А. Адамия, Г. Л. Габуния, З. А. Кутелия, О. Д. Хуцишвили, Г. К. Цимакурдзе.</i> Характерные черты тектоники Кавказа	3
<i>Е. А. Рогожин, В. Н. Шолпо.</i> Особенности внутреннего строения зоны полной складчатости Большого Кавказа	15
<i>И. П. Гамкрелидзе.</i> Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса	28 ✓
<i>А. А. Габриелян, С. Н. Назаретян, Ш. С. Оганисян.</i> Глубинные разломы территории Армении	36 ✓
<i>В. Г. Қазьмин, И. М. Сборщиков.</i> Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса	46
<i>О. А. Елистратов.</i> Геолого-петрохимические особенности и палеоструктурное положение вулканитов офиолитовой ассоциации Передового хребта Северного Кавказа	54
<i>Ю. Я. Потапенко, Г. А. Михеев.</i> Офиолиты Передового хребта Северного Кавказа: аллохтон или автохтон?	63
<i>А. А. Белов, В. Л. Омельченко.</i> Офиолитовый аллохтон Передового хребта (по поводу статьи Ю. Я. Потапенко и Г. А. Михеева)	69
<i>И. Д. Шавишвили, М. Б. Абесадзе, Т. Г. Чхотуа.</i> Особенности состава и условия образования пород Ацгаринского тектонического покрова Передового хребта Большого Кавказа	73
<i>С. И. Дотдугев.</i> Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа	82
<i>Н. И. Пруцкий, В. А. Лаврищев.</i> Северо-Западный Кавказ в мезозое	92
<i>Е. Е. Милановский, Л. М. Расцветаев, С. У. Кухмазов, А. С. Бирман, Н. Н. Курдин, В. Г. Симако, Т. Ю. Тверитинова.</i> Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа	99
<i>Л. М. Расцветаев.</i> Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона	106 ✓ ←
<i>М. Л. Копп.</i> Кинематика Кавказа на орогенном этапе	113 ✓
<i>Ф. С. Ахмедбейли, Б. В. Григорьянц, В. А. Қаспаров, Э. Ш. Шихалибейли.</i> Геодинамика земной коры Азербайджана и Южно-Каспийской впадины в позднеорогенной стадии альпийского цикла тектогенеза	123
<i>Б. В. Григорьянц.</i> Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и на прилегающих территориях и их структурная значимость	130
<i>Н. К. Булин.</i> Плезисинхронность сильных землетрясений на территории СССР и ее проявления на примере данных по Кавказскому региону	139
<i>А. А. Никонов.</i> Сильнейшие землетрясения Восточного Кавказа с точки зрения геодинамики	148 ✓
<i>О. А. Саркисян, Г. П. Симонян.</i> Сейсмотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба и смежных районов Армении	156
<i>С. Н. Назаретян, А. А. Қиракосян, В. С. Гаспарян, Э. М. Микаелян.</i> Направления региональных напряжений в верхних частях земной коры территории Армении и вероятные активные глубинные разломы	165 ✓
<i>И. И. Абрамович, В. Г. Засеев.</i> Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа	170 ✓

<i>Р. Г. Геворкян.</i> Геохимическая инверсия ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ)	182
<i>В. А. Игумнов, Р. Г. Геворкян, З. Г. Степанян, Р. М. Сулхьян.</i> Геохимические предвестники землетрясений на территории Армении	189
<i>В. И. Бугдзэ.</i> Рифтогенез и проблемы формирования свинцово-цинковых и баритовых месторождений в эвапоритово-карбонатных толщах (на примере Кавказа)	197
<i>С. О. Ачикгёзян.</i> Связь унаследованности металлогении с реверсией полярности островных дуг Малого Кавказа	206

CONTENTS

<i>Sh. A. Adamiya, G. L. Gabuniya, Z. A. Kuteliya, O. D. Khutsishvili, G. K. Tsimakuridze.</i> Typical tectonic features of the Caucasus	3
<i>E. A. Rogozhin, V. N. Sholpo.</i> Specific inner structural properties in the zone of complete folding in the Greater Caucasus	15
<i>I. P. Gamkrelidze.</i> Geodynamic evolution and mechanism of structural formation of the Mediterranean folded belt	28
<i>A. A. Gabrielyan, S. N. Nazaretyan, Sh. S. Oganisyan.</i> Deep-seated faults in the Armenia	36
<i>V. G. Kazmin, I. M. Sborshchikov.</i> Paleozoic and Early Kimmerian deformations in the Caucasus and their significance in the Tethys evolution.	46
<i>O. A. Elistratov.</i> Geologo-petrochemical peculiarities and paleostructural position of ophiolitic assemblage volcanites in the Peredovoi Ridge in Northern Caucasus.	54
<i>Yu. Ya. Potapenko, G. A. Mikheev.</i> Ophiolites in the Northern Caucasus Peredovoi Ridge: allochthone or autochthone?	63
<i>A. A. Belov, V. L. Omelchenko.</i> The ophiolitic allochthone in the Peredovoi Ridge (comments in Yu. Ya. Potapenko and G. A. Mikheev's paper).	69
<i>I. D. Shavishvili, M. B. Abesadze, T. G. Chkhotua.</i> Specific compositional properties and formation environments of rocks forming the Atsgarinian tectonic nappe in the Greater Caucasus Peredovoi Ridge.	73
<i>S. I. Dotdnev.</i> Meso-Cenozoic geodynamics in the Greater Caucasus	82
<i>N. I. Prutsky, V. A. Lavrishchev.</i> Northwestern Caucasus in the Mesozoic	92
<i>E. E. Milanovsky, L. M. Rastsvetaev, S. U. Kukhmazov, A. S. Birman, N. N. Kurdin, B. G. Simako, T. Yu. Tveritinova.</i> Newest geodynamics of the Elbrus-Mineral Waters region in Northern Caucasus	99
<i>L. M. Rastsvetaev.</i> Shifts and Alpine geodynamics in the Caucasus region.	106
<i>M. L. Kopp.</i> The orogenic stage in the Caucasus kinematics.	113
<i>F. S. Akhmedbeili, B. V. Grigoryants, V. A. Kasparov, E. Sh. Shikhalibeili.</i> The earth's crust geodynamics in Azerbaijan and the South Caspian depression at the late orogenic stage of the Alpine cycle of tectogenesis.	123
<i>B. V. Grigoryants.</i> The sedimentary cover-consolidated crust age relationship in the South Caspian depression and adjacent regions and its structural significance.	130
<i>N. K. Bulin.</i> Manifestations of intensive earthquakes' plesisynchronicity in the USSR as evidenced by data from the Caucasus region.	139
<i>A. A. Nikonov.</i> The most intensive earthquakes in Eastern Caucasus in the light of geodynamics	148

<i>O. A. Sarkisyan, G. P. Simonyan.</i> Seismotectonics of the Middle Araksian intermontane depression and adjacent areas of the Armenia	156
<i>S. N. Nazeretyan, A. A. Kirakosyan, V. S. Gasparyan, E. M. Mikaelyan.</i> Regional stress directions in the upper earth's crust in the Armenia and possible deep active faults	165
<i>I. I. Abramovich, V. G. Zaseev.</i> The salt tectonics and Cenozoic magmatism in Lesser Caucasus.	170
<i>P. G. Gevorkyan.</i> Ultramafite-mafite geochemical inversion in the ophiolitic assemblage in Armenia (Lesser Caucasus)	182
<i>V. A. Igumnov, R. G. Gevorkyan, Z. G. Stepanyan, R. M. Sukhanyan.</i> Geochemical precursors of earthquakes in Armenia	199
<i>V. I. Buadze.</i> Riftogenesis and formation problems of plumbumzinc and barite deposits in evaporite-carbonate sequences (examples from the Caucasus).	197
<i>S. O. Achikgezyan.</i> The inherited metallogeny-polarity reversal relations in the Lesser Caucasus palaeoinsular arcs	206

Научное издание

ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА

Утверждено к печати
Межведомственным тектоническим комитетом

Художественный редактор *И. Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л. И. Куприянова*
Корректор *Г. Н. Лащ*

ИБ № 39830

Сдано в набор 10.04.89. Подписано к печати 14.07.89. Т-10365.
Формат 70×100^{1/16}. Бумага типографская № 1
Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,17.
Усл. кр. отт. 19,51. Уч.-изд. л. 19,3. Тираж 950 экз. Тип. зак. 2835
Цена 3 р. 90 к.

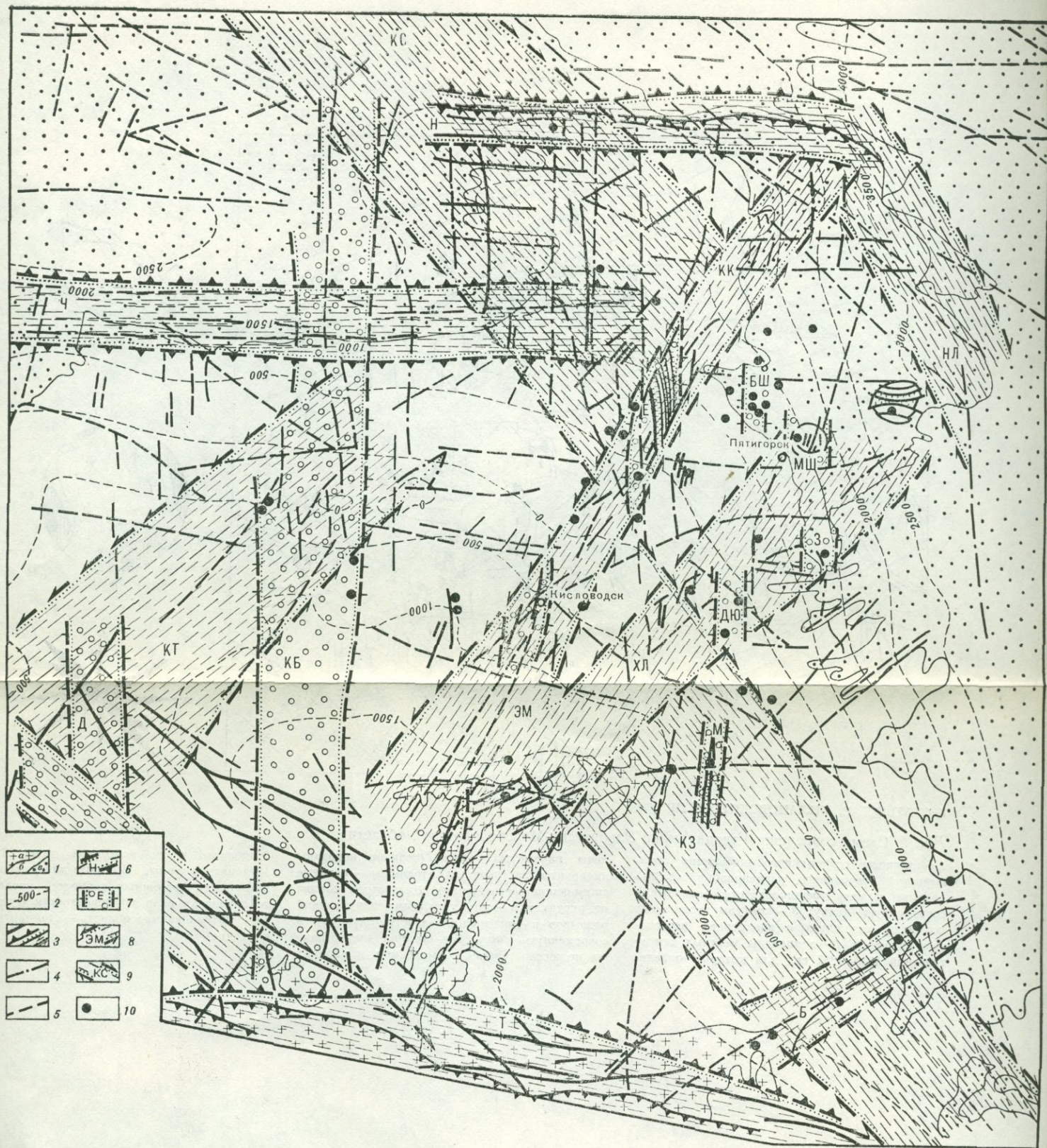
Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485. Профсоюзная ул., 90.

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6.

3 р. 90 к.

5211





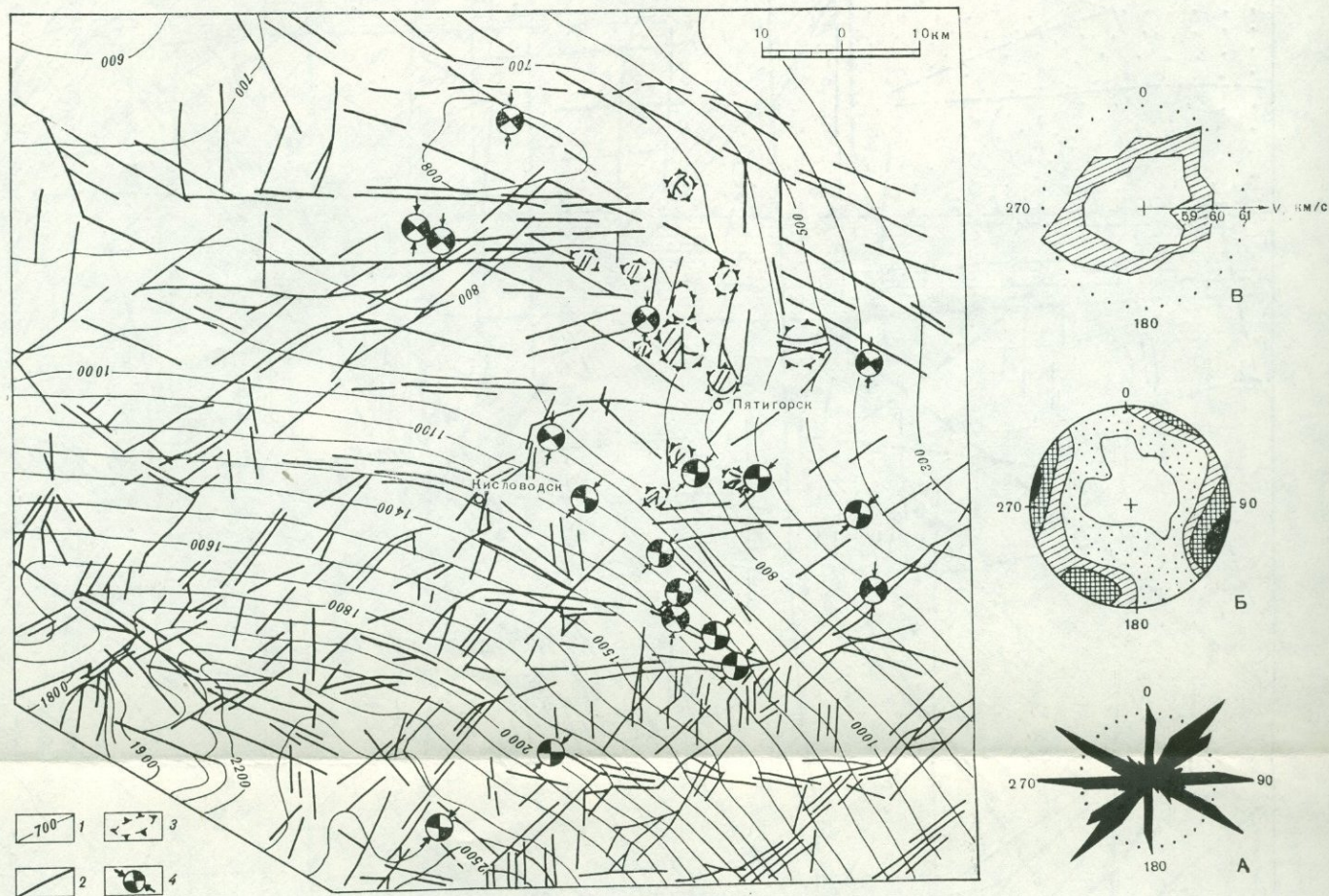
К СТАТЬЕ Е. Е. МИЛАНОВСКОГО И ДР.

Рис. 1. Структурно-кинематическая схема Эльбруско-Минераловодской области Северного Кавказа

1 — границы структурных этажей и подэтажей: а — доальпийский этаж (протерозой — палеозой), б, в — альпийский этаж: б — нижний и средний подэтажи (юра — эоцен), в — верхний подэтаж (олигоцен — квартер); 2 — стратоногипсы поверхности доюрского фундамента, м; 3 — геологические разрывы различных кинематических типов; 4 — нарушения, установленные по геофизическим данным; 5 —

линементы, выявляемые при анализе топокарт и космических снимков; 6—9 — зоны концентрации деформаций различного кинематического типа: 6 — сжатия (Н — Нагутская, Ч — Черкесская, Т — Тырныаузская), 7 — растяжения (Е — Ессентукская, БШ — Бештаугорская, МШ — Машукская, ДЮ — Джуко-Юкская, З — Золотокурганская, Д — Дадумкаинская, М — Малкинская, КБ — Красновосточно-Бекешев-

ская); 8 — левосдвиговые (КТ — Кумско-Тебердинская, ЭМ — Эльбруско-Минераловодская, КК — Кисловодско-Кумагорская, ХЛ — Хасанут-Лысогорская, Б — Баксанская); 9 — правосдвиговые (КС — Кумско-Суркульская, НЛ — Нагутско-Лысогорская, КЗ — Кисловодско-Заюковская); 10 — участки детальных структурно-кинематических и тектодинамических исследований



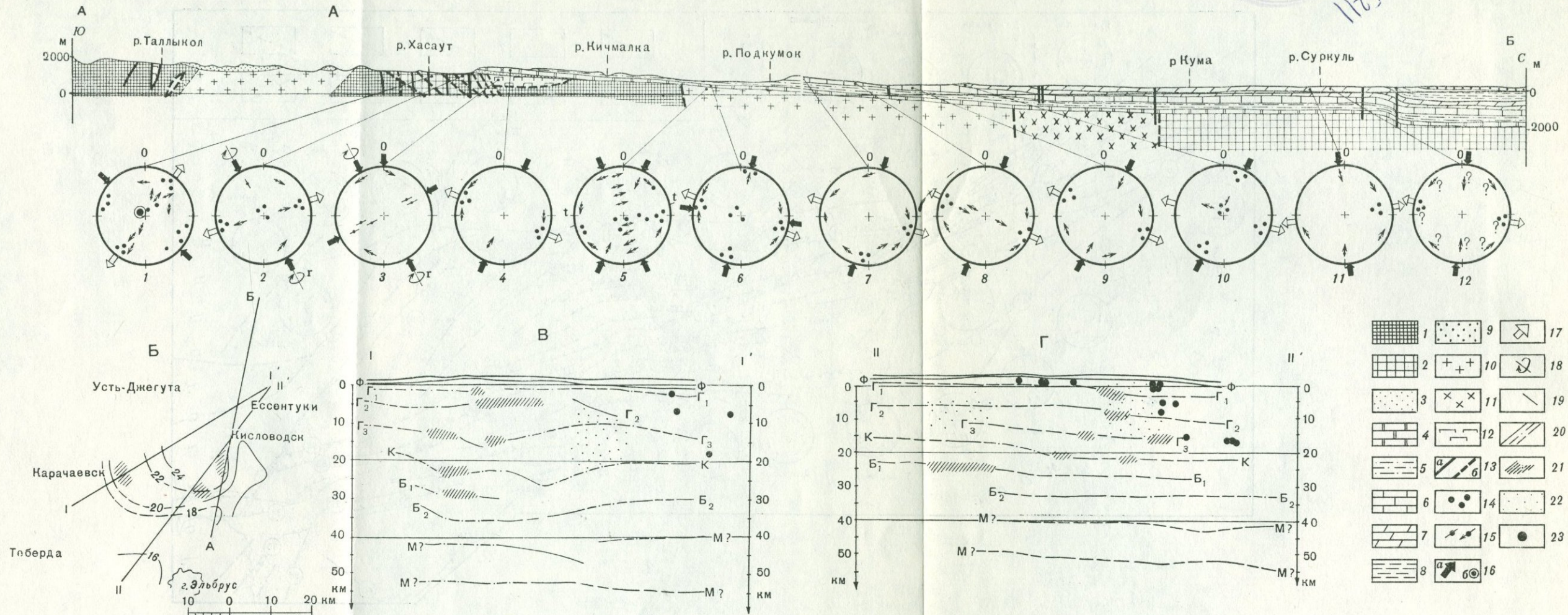
К СТАТЬЕ Е. Е. МИЛАНОВСКОГО И ДР.

Рис. 2. Схема современной геодинамики Эльбурско-Минераловодской области

1 — изогипсы современного положения акчагыльской поверхности выравнивания, м; 2 — разрывы и зоны трещиноватости, активные в современную эпоху; 3 — контуры локальных поднятий, связанных с внедрением неогеновых интрузий; 4 — эпицентры местных землетрясений 1983—1985 гг., для которых определены параметры очага (черным показаны квадранты растяжения, стрелками — главные сжимающие напряжения). Диаграммы справа от рисунка: А — роза-диаграмма направлений разрывов и зон трещиноватости, активных в современную эпоху, Б — сводная стереограмма полюсов трещин, замеренных в породах

осадочного чехла восточной части Лабинско-Малкинской зоны, В — роза-диаграмма распределения граничных скоростей продольных сейсмических волн по поверхности фундамента (заштрихованная область — стандартное отклонение)

осадочного чехла восточной части Лабинско-Малкинской зоны, В — роза-диаграмма распределения граничных скоростей продольных сейсмических волн по поверхности фундамента (заштрихованная область — стандартное отклонение)



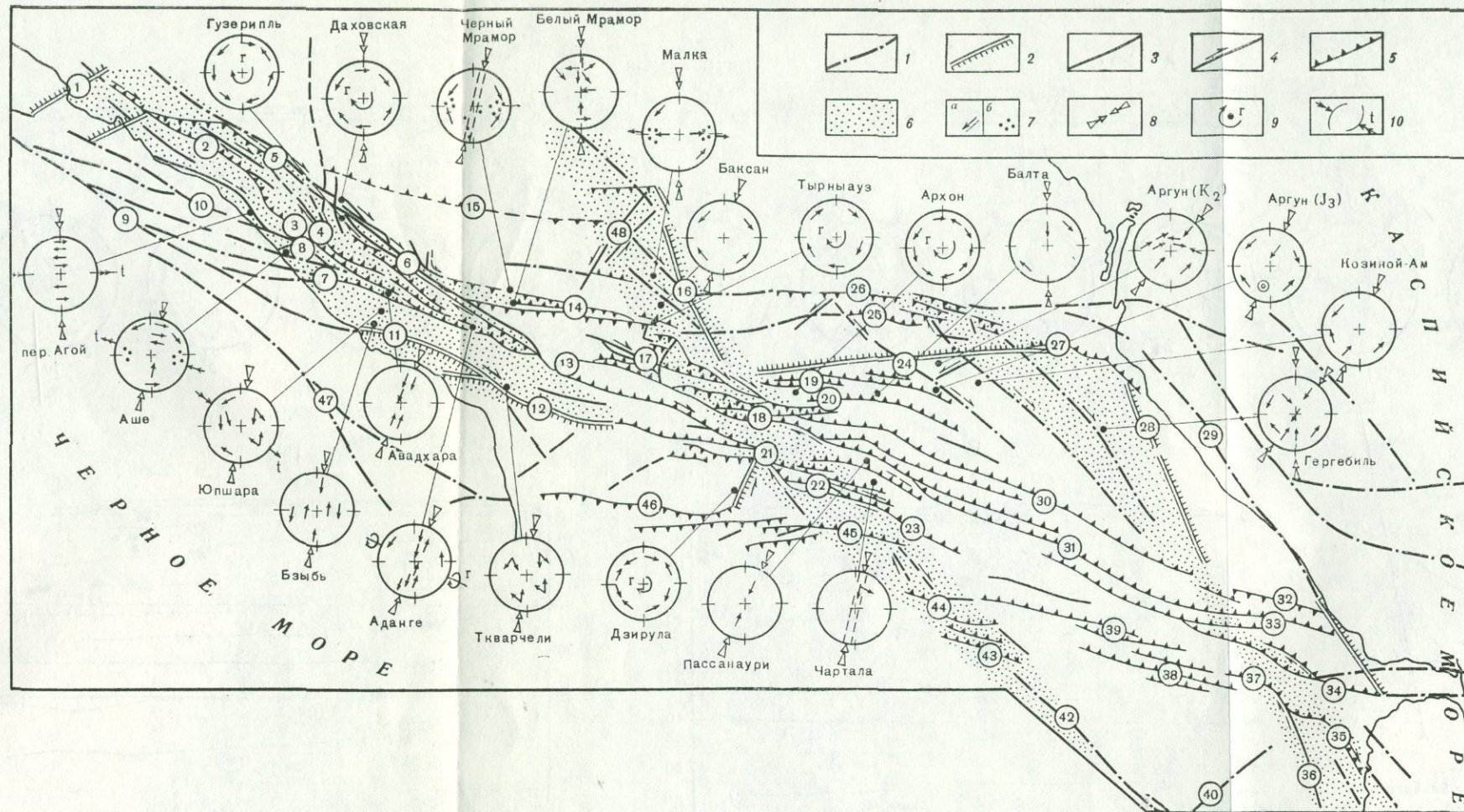
К СТАТЬЕ Е. Е. МИЛАНОВСКОГО И ДР.

Рис. 4. Структурно-геологический (А) и глубинные геолого-геофизические (В, Г) разрезы Эльбруско-Минераловодской области

1—12 — разновозрастные геологические комплексы: 1, 2 — метаморфические породы докембрия (1) и палеозоя (2), 3 — песчано-глинистые породы нижней—средней юры, 4 — карбонатные породы верхней юры — валанжина, 5 — песчано-глинистые породы готерива-альба, 6 — карбонатные породы верхнего мела, 7 — терригенно-карбонатные породы палеоцена—эоцена, 8 — глинистые породы олигоцен—миоцена (майкопская серия), 9 — терригенные породы плиоцена—антропогена, 10, 11 — гранитоиды, 12 — серпентиниты; 13 — геологические разрывы: а — достоверные, б — предпо-

лагаемые; 14 — стереографические полюса отрывов; 15 — стереографические полюса зеркал скольжения; стрелками показаны ориентировка линий скольжения и направление смещения висячего крыла; 16—19 — тектодинамические и кинематические оси: 16 — сжатия, субгоризонтальные (а) и субвертикальные (б), 17 — растяжения, 18 — вращения, 19 — транспорта; 20 — границы обмена, выделенные по разным значениям параметра $\rho_{обм}/N$ (Ф — поверхность фундамента, К — поверхность Конрада, М — поверхность Мохоровичича; Г₁, Г₂ — границы внутри «гранитного» слоя; Б₁, Б₂,

Б₃ — границы внутри «базальтового» слоя), 21 — зоны отсутствия или слабого проявления обменных волн в местах предполагаемого расположения границы обмена; 22 — области развития магнитоактивных пород; 23 — очаги землетрясений по данным сейсмических станций «Земля» и «Черепаша». Вертикальный масштаб на всех профилях равен горизонтальному. Расположение профилей см. на схеме Б (изолиниями показана мощность гранитного слоя, км)



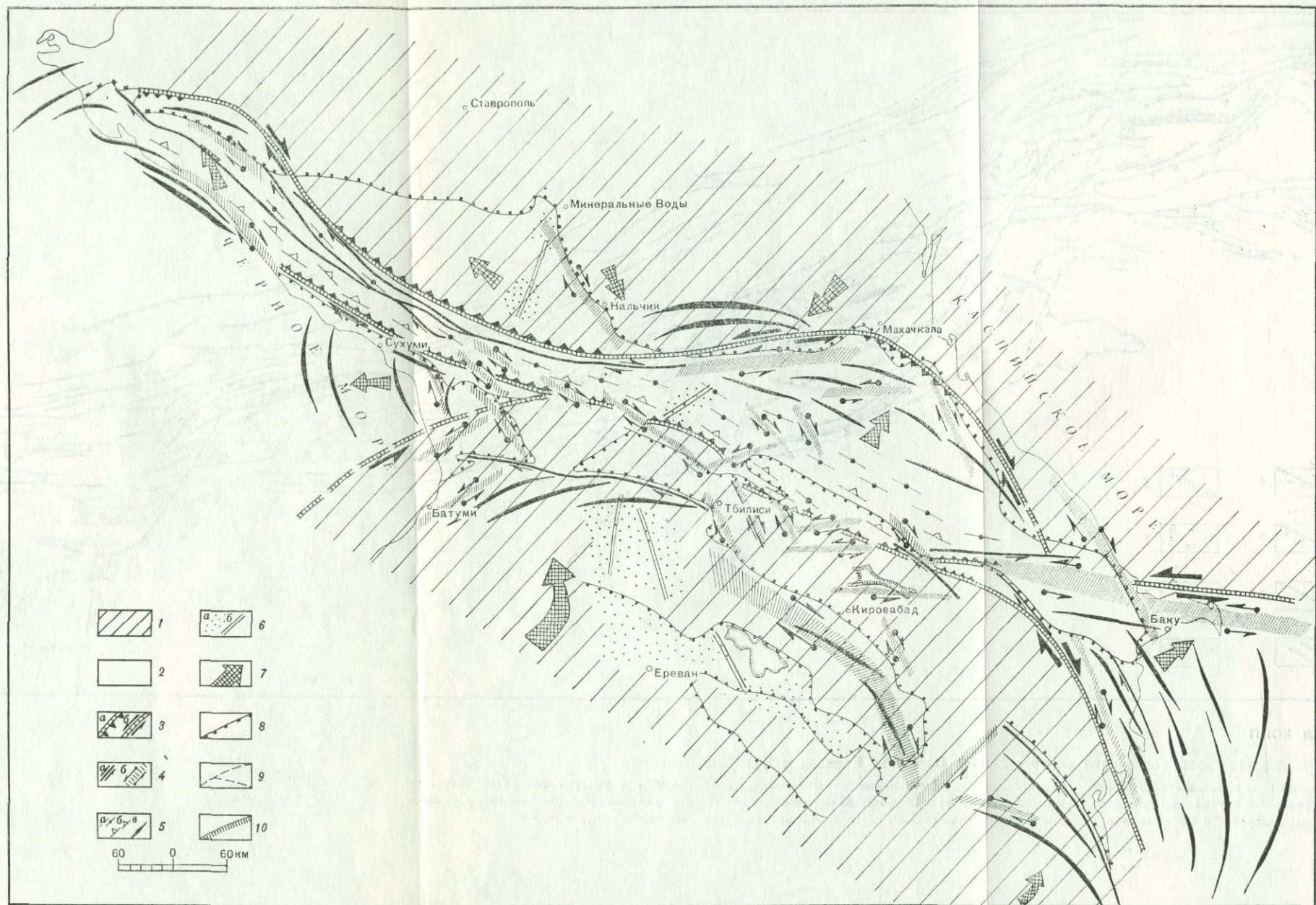
К СТАТЬЕ Л. М. РАСЦВЕТАЕВА

Рис. 1. Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Большого Кавказа

1—5 — геологические разрывы: 1 — выявленные геофизическими данными, 2 — отраженные на поверхности в виде флексур, 3 — картируемые на поверхности, 4 — сдвиги, 5 — надвиги; 6 — зоны концентрации правосдвиговых деформаций; 7—10 — схематические кинематические стереограммы распределения мелких разрывов и трещин, замеренных в разных участках Большого Кавказа: 7 — ориентировки сколовых (а) и отрывных (б) трещин с указанием направления скольжения (для сколов), 8—10 — ориентировка главных кинематических и тектодинамических осей (8 — ось максимального сжатия, 9 — ось вращения, 10 — ось течения).

Основные дизъюнктивные системы и шовные зоны Кавказа (цифры на схеме): 1 — Анапская, 2 — Безепская, 3 — Бекишейская, 4 — Тугупсинская, 5 — Ахтырская, 6 — Пшкекишская, 7 — Сочинская, 8 — Кепшская, 9 — Восточно-Черноморская, 10 — Причерноморская, 11 — Гагрская (Западно-Абхазская), 12 — Ткварчельская (Восточно-Абхазская), 13 — Штавлерская, 14 — Тырныаузская, 15 — Черкесская, 16 — Налчикская, 17 — Адилсуйская (Приэльбрусская), 18 — Адайком-Казбекская, 19 — Скалистого хребта, 20 — Бурон-Ларская, 21 — Уцери-Павлеурская, 22 — Орхевско-Хев-

крыльская, 23 — Кахетинская, 24 — Владикавказская, 25 — Сунженская, 26 — Терская, 27 — Сулакская, 28 — Восточно-Дагестанская, 29 — Прикаспийская, 30 — Тляртинская, 31, 33 — Малкаудская, 32 — Сиязанская, 34 — Зангинская, 35 — Восточно-Аляттинская, 36 — Ленгизская, 37 — Аджилайская, 38 — Южно-Аджиноурская, 39 — Северо-Аджиноурская, 40 — Нижнеараксинская, 41 — Астаринская, 42, 43 — Предмалокавказская, 44 — Прикуринская, 45 — Восточно-Триалетская, 46 — Аджаро-Имеретинская, 47 — Черноморская, 48 — Эльбруско-Минераловодская



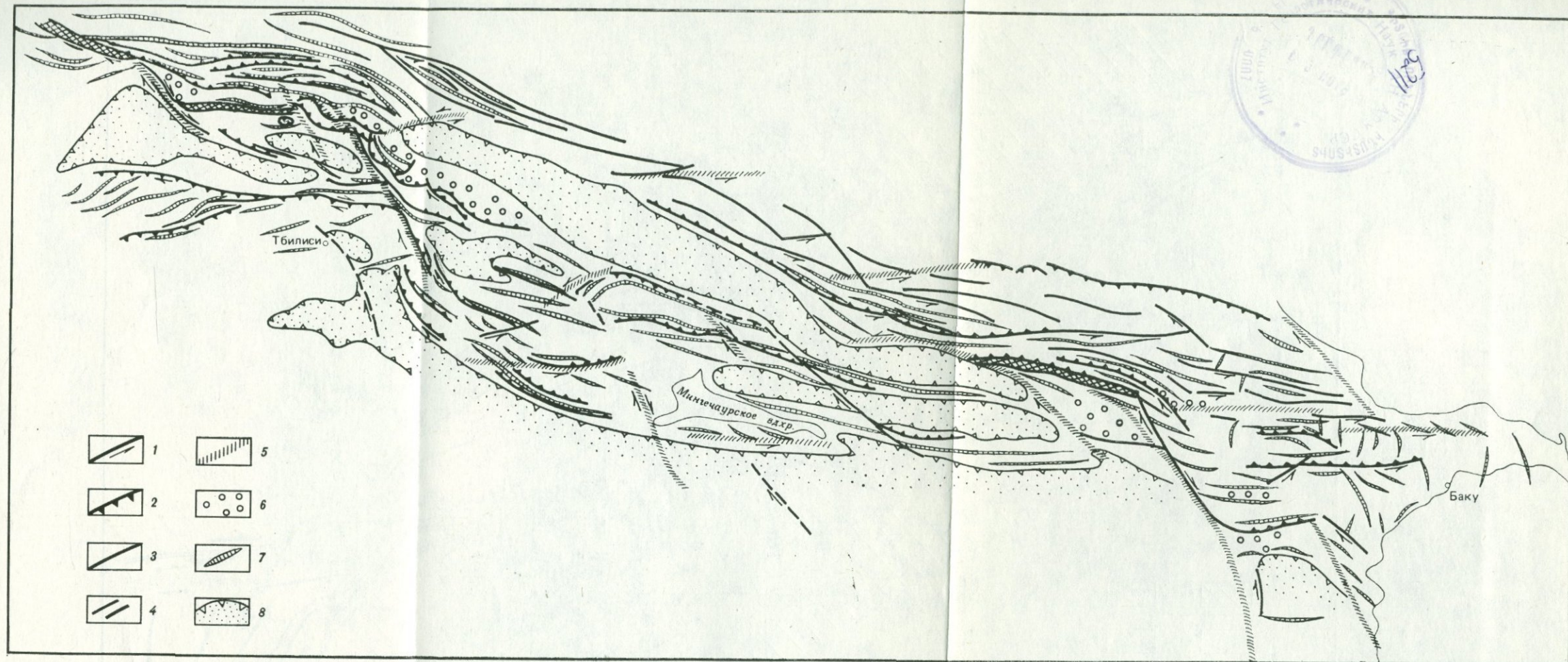
К СТАТЬЕ М. Л. КОПП

Рис. 1. Кинематическая схема Кавказа для орогенного этапа

1 — жесткие массивы; 2 — пластичные геосинклинальные комплексы; 3 — границы главных блоков, выраженные: а — надвигами и другими структурами сжатия (треугольники направлены в сторону падения надвигов и осевых плоскостей складок), б — сдвигами; 4 — сдвиги, представленные: а — разрывами, б —

эшелонированными складчатыми зонами и сигмондами; 5 — структуры сжатия, представленные: а — зонами изоклинально-чешуйчатой складчатости, б — шарьяжами (треугольники направлены в сторону корней), в — крупными складками; 6 — структуры локального растяжения, представленные: а — зонами кон-

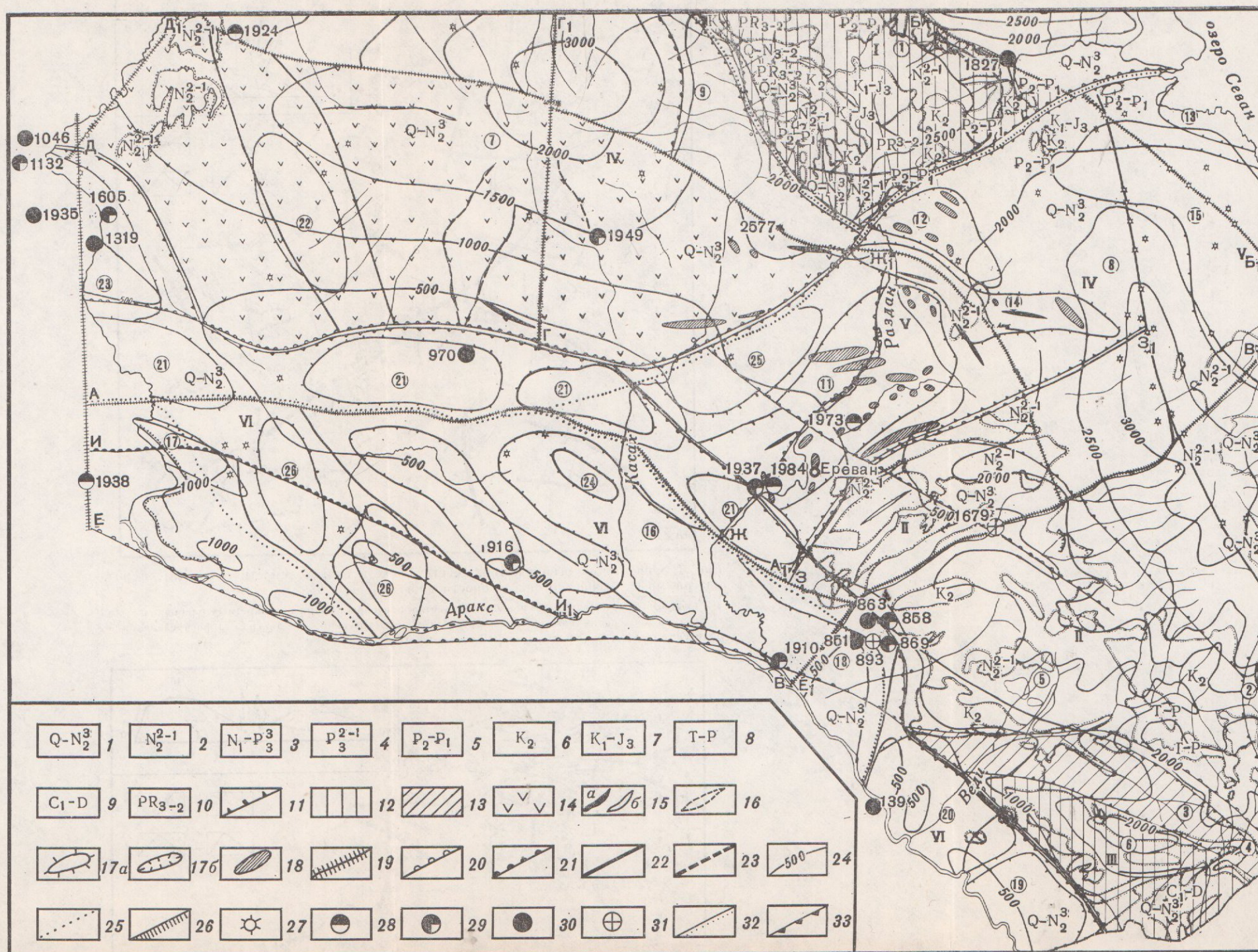
центрации орогенного вулканизма, б — раздвигами, предполагаемыми по линейному расположению вулканических центров; 7 — направление движения блоков (относительно условно неподвижной Скифской плиты); 8 — граница орогена и молассовых впадин; 9 — реки; 10 — берега озер



К СТАТЬЕ М. Л. КОПП

Рис. 2. Схема разрывов зоны сочленения южного склона Большого Кавказа и Куринской впадины

1 — сдвиг и разрывы по сдвиговой составляющей; 2 — надвиги; 3 — крутые и субвертикальные разрывы (взбросы и лобовые части надвигов); 4 — региональные тектонические швы; 5 — широкие сдвиговые зоны вязкопластического типа (показаны вне масштаба); 6 — покровы и участки покровной тектоники; 7 — оси складок и маркирующие горизонты; 8 — позднеорогенные впадины



К СТАТЬЕ О. А. САРКИСЯНА, Г. П. СИМОНЯНА

Сеймотектоническая карта Среднеараксинского межгорного прогиба и смежных районов Армении

Структурные комплексы, подкомплексы, этажи. Альпийский орогенный комплекс (Q—P₃). 1, 2—позднеорогенный подкомплекс (Q—N₂³), этажи: 1—верхнеплиоцен-четвертичный, 2—средне-нижнеплиоценовый; 3, 4—раннеорогенный подкомплекс (N₁—P₃), этажи: 3—миоцен-верхнеолигоценный, 4—средне-нижнеолигоценный. Альпийский геосинклинальный комплекс (P₂—J). 5—7—позднегеосинклинальный подкомплекс (P₂—K₂), этажи: 5—эоцен-палеоценовый, 6—верхнемеловой, 7—нижнемеловой—верхнеюрский. Герцинский субплатформенный комплекс (T—D). 8, 9—этажи: 8—триас-пермский, 9—нижнекаменноугольно-девонский; 10—байкальский и гренвилльский метаморфический комплексы, переработанный альпийским тектогенезом (PR₃₋₂).

Неотектонические структуры. 11—14—структуры первого порядка: 11—орогенные прогибы (межгорные впадины), 12—горст-антиклинальные поднятия, выраженные в рельефе

в прямой форме, 13—грабен-синклинальные прогибы, выраженные в рельефе в прямой форме, 14—позднеорогенные тектоно-вулканические массивы; 15—18—структуры второго порядка: 15—антиклинали, выраженные в рельефе в прямой форме (а), в обращенном виде (б), 16—синклинали, 17—позднеорогенные (неоген-четвертичные), слабо выраженные в рельефе погребенные горстовые поднятия (а) и прогибы (б), 18—соляные купола и антиклинали; 19—23—разрывные структуры: 19—сейсмогенные зоны первой категории, 20—сейсмогенные зоны второй категории, 21—сейсмогенные зоны третьей категории, 22—прочие разломы, 23—тектонические трещины, зоны расколов; 24—амплитуды новейших поднятий (изобазы, через 500 м); 25—гравитационные зоны, уступы, ступени; 26—сейсмодислокации (оползни, трещины, рвы, борозды и др.); 27—плиоцен-четвертичные вулканические аппараты; 28—31—эпицентры землетрясений: 28—6-балльных, 29—7-балльных,

30—8-балльных, 31—8-9-балльных; 32, 33—границы: 32—структурных этажей, 33—неотектонических структур первого порядка. Цифры на карте обозначают неотектонические структуры первого и второго порядка. I—подзона краевых массивов и антиклинорий: 1—Цахкуняцкое блок-антиклинальное поднятие, 2—Аргичинское поднятие; II—Ацаван-Вединская подзона: 3—Шаганская синклинальная впадина, 4—Советашенское поперечное поднятие, 5—Вединские брахантиклинальные поднятия; III—Урцко-Вайкская подзона: 6—Урцское антиклинорное поднятие; IV—позднеорогенные тектоновулканические массивы: 7—Арагацкий, 8—Гегамский, 9—Верхнекасахская средне-позднечетвертичная впадина, 10—Саруханская верхне-четвертичная впадина, 11—Абовянский грабен-синклинорий; прогибы (11—Абовянский (Ереванский), 12—Фонтанский, 13—Севанский), поднятия (14—Капутан-Джрарат-

ское, 15—Раздан-Гехаркуниское); VI—Среднеараксинская орогенная межгорная впадина: прогибы (16—Масисский, 17—Нижнеахурянский, 18—Арташатский, 19—Ерахский), поднятия (а) обнаженные выступы варисского основания: 20—Хорвирап-Арагатское; б) погребенные горстовые поднятия байкальского основания: 21—Паракар-Енгиджинское, 22—Мастаринское, 23—Аниское, 24—Акналичское; в) мел-палеогенового складчатого основания: 25—Егвардское; г) мелового офиолитового комплекса; 26—Маркара-Каракеертское). Сейсмогенные зоны. Первой категории: А—А₁—Ереванская, Б—Б₁—Мармарикская, В—В₁—Азат-Севанская, Г—Г₁—Арагац-Спитакская, Д—Д₁—Ахурянская. Второй категории: Е—Е₁—Среднеараксинская, Ж—Ж₁—Разданская, З—З₁—Джржевская. Третьей категории: И—И₁—Армавир-Кармирашенская, К—К₁—Касахская

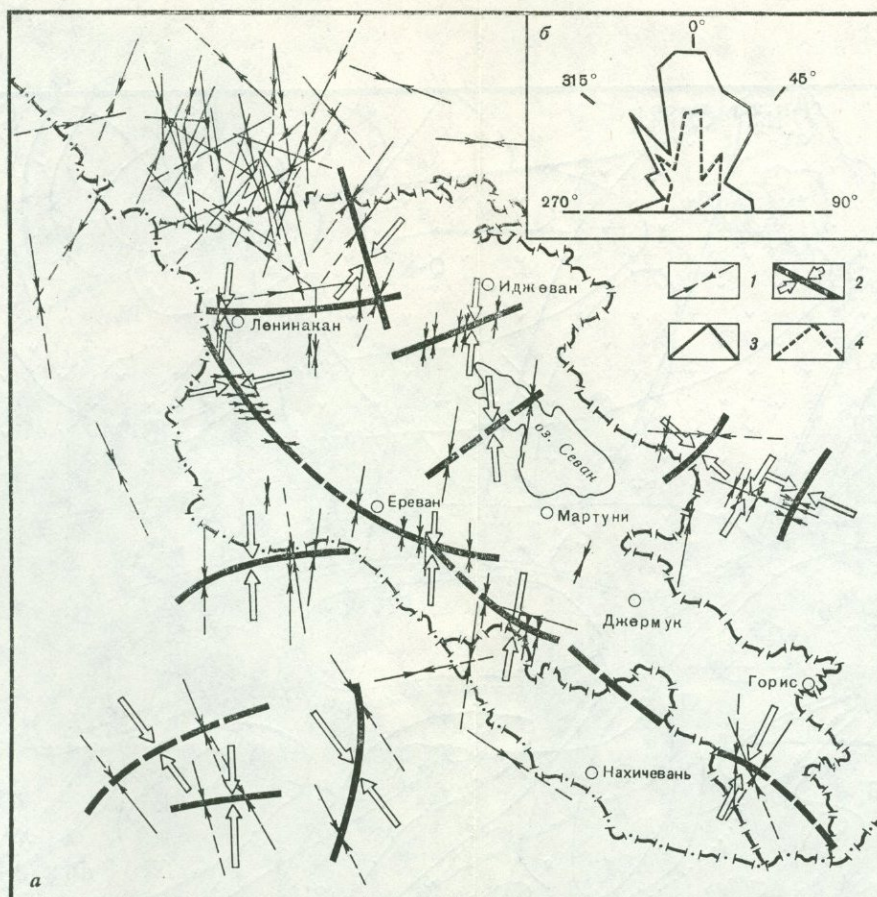
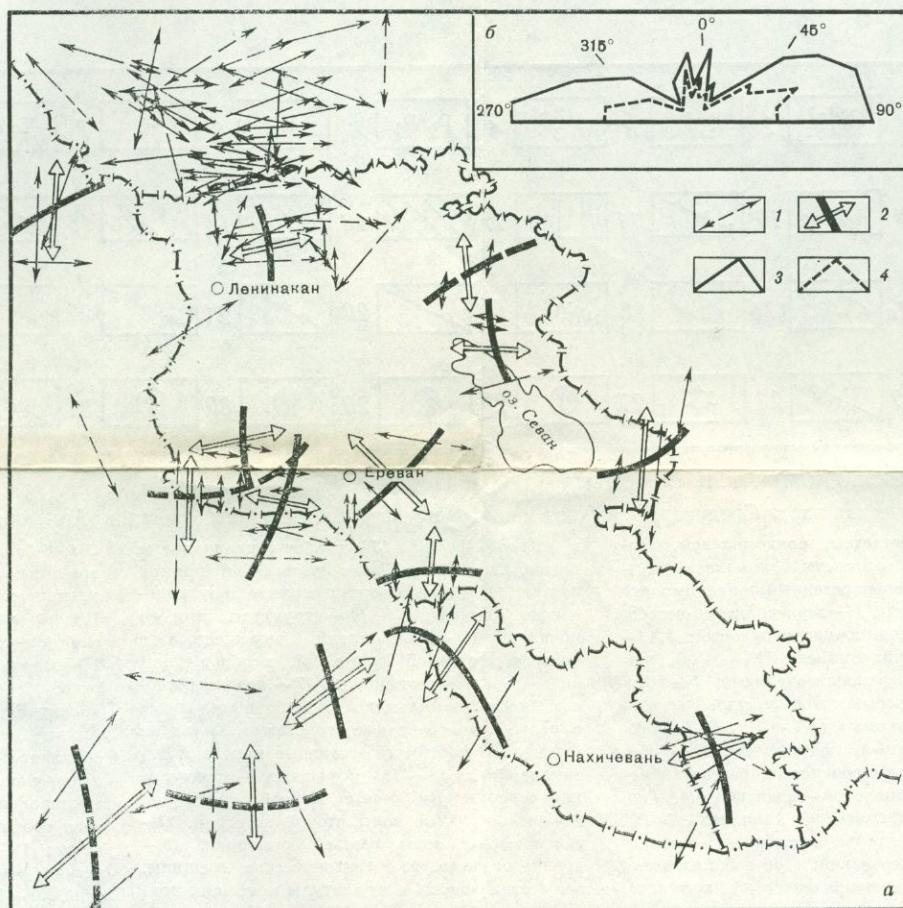


Рис. 1. Ориентация осей сжатия, действующих в очагах землетрясений (а), и роза-диаграмма их распределения по простиранию (б)

1 — проекция осей сжатия; 2 — преобладающие направления сжатия в конкретных районах; 3 — диаграмма распределения направления сжатия всех землетрясений; 4 — диаграмма распределения направления сжатия без землетрясений Джавахетского нагорья



К СТАТЬЕ С. Н. НАЗАРЕТЯНА И ДР.

Рис. 2. Ориентация осей растяжения, действующих в очагах землетрясений (а), и роза-диаграмма их распределения по простиранию (б)

1 — проекция осей растяжения; 2 — преобладающее направление растяжения в конкретных районах; 3 — диаграмма распределения направления растяжения всех землетрясений; 4 — то же, без землетрясений Джавахетского нагорья