

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1986

Редакционная коллегия:**Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ****Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ****Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ****В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. КОВАЛЕНКО, П. Н. КРОПОТКИН,
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, [А. В. ПЕЙВЁ], В. Е. ХАИН,
Н. А. ШТРЕЙС****СОДЕРЖАНИЕ**

Суворов А. И. Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения. Статья вторая. Происхождение форм тектонической делимости и вопросы металлогении	3
Бурли Ю. К., Крылов Н. А., Лебедев Л. И. Тектонические условия нефтегазоносности осадочных бассейнов краевых зон континентов	21
Меланхолина Е. Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины	35
Казьмин В. Г., Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П., Седов В. В. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины	46
Щербаков А. В., Козлова Н. Д. Распространенность водорода в подземных флюидах и связь аномально высоких его содержаний с глубинными разломами на территории СССР	56
Живкович А. Е., Чехович П. А. Структура центральной части Уфимского амфитеатра (Средний Урал)	67
Леонов Ю. Г., Макарем Х., Заза Т. К. вопросу об олистостромовом происхождении пород в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз (Сирия)	85
Гасанов Т. Аб. История развития Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа	92
Туманян Г. А. О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян — Ленинакан — Гукасян)	105
Николаев В. Г. Строение осадочного выполнения континентальных рифтов	116
Александр Леонидович Яншин (К 75-летию со дня рождения)	125
Лев Исаакович Красный (К 75-летию со дня рождения)	127

CONTENTS

Suvorov A. I. Tectonic division of lithosphere: problems and studying perspectives. Article 2. The origin of tectonic division forms and metallogenic problems	3
Burlin Yu. K., Krylov N. A., Lebedev L. I. Tectonic conditions of oil-gas occurrence in sedimentary basins of marginal zones of continents	21
Melankholina E. N. Stages of tectonic transformation in the Pacific ocean northwest and in its continental margin	35
Kazmin V. G., Levchenko O. V., Merklin L. R., Neprochnov Yu. P., Sedov V. V. Some features of the oceanic crust structure exemplified by the Brazilian depression	46
Shcherbakov A. V., Kozlova N. D. Hydrogen dissemination in underground fluids and the relation of its anomalous high contents with deep faults in the USSR territory	56
Zhivkovich A. E., Chekhovich P. A. The structure of the Ufa amphitheatre central part (Central Urals)	67
Leonov Yu. G., Makarem Kh., Zaza T. On olistostrome rock genesis in the Abd-El-Aziz anticline nucleus (Syria)	85
Gasanov T. Ab. The development history of the Sevan-Akera ophiolite zone in the Lesser Caucasus	92
Tumanyan G. A. On the nature and the structure of arc-shaped formations in the Lesser Caucasus (Oktebryan — Leninakan — Gukasyan profile)	105
Nikolaev V. G. The structure of sedimentary deposition in continental rifts	116
Alexandr Leonidovich Yanshin (on His 75-th Birthday)	125
Lev Isaakovich Krasny (on His 75-th Birthday)	127

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 07.01.86 Подписано к печати 14.02.86 Т-05957 Формат бумаги 70×108^{1/16}
 Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт 19,2 тыс. Уч.-изд. л. 13,1 листов Бум. л. 4,0
 Тираж 1691 экз. Зак. 4730

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
 2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.241

СУВОРОВ А. И.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ:
ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТАТЬЯ ВТОРАЯ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФОРМ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ДЕЛИМОСТИ И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Рассмотрены основные закономерности развития регматической сети и глыбовых структур литосферы, их главнейшие типы и механизмы формирования, влияние разломов и их систем на пространственное размещение рудных месторождений.

ЭВОЛЮЦИЯ РАЗЛОМОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ

Рядом специальных исследований установлено, что неперенное свойство многих разломов — их изменчивость во времени и пространстве. На примерах Казахстана и Средней Азии по геологическим данным было показано, например, что временным изменениям подвержены их протяженность, наклоны сместителя относительно земной поверхности, местоположение по отношению друг к другу, тектоническим структурам и к географическим координатам, глубинность, морфолого-кинематические особенности и т. д., а также характер и размеры возникающих в процессе эволюции и дробления литосферы взаимосвязанных группировок и их пространственного рисунка [15].

Известно также, что этот процесс протекал неравномерно, с местными и региональными усилениями и ослаблениями. Для территории СССР на основании анализа карты разломов масштаба 1 : 2 500 000 и подсчета длин активных разломов указываются, например, четыре эпохи усиления регмагенеза [6]: 1) рифейская региональная, наиболее полно проявившаяся на докембрийских платформах; 2) позднепалеозойская региональная с максимумом проявления в Урало-Монгольском поясе; 3) поздне-мезозойская локальная, ярче всего выраженная на востоке СССР, и 4) позднекайнозойская локальная в пределах Камчатки, Сихотэ-Алиня и на юго-западе СССР.

Вместе с тем все еще дискуссионными остаются многие вопросы разломообразования. Какова была первичная регматическая сеть континентов? С какого момента в эволюции Земли начинается документированная история развития регматической сети? Как происходило усложнение регматической сети? Есть ли пределы этого усложнения или оно может происходить бесконечно? Наконец, как совместить представления об устойчивом положении некоторых глубинных разломов с представлениями о перемещениях континентов, литосферных плит и т. д., как сказывались эти перемещения на регматической сети и, наоборот, как влияла регматическая сеть на латеральные глыбовые движения?

Первичная регматическая сеть континентов, возникшая с появлением первой хрупкой оболочки Земли, претерпела сильнейшие изменения в связи с последующими тектоническими движениями и метаморфизмом и, как мне представляется, вряд ли может быть, за редкими исключениями, восстановлена. В толщах глубокого докембрия разломы чаще всего представлены небольшими, залеченными и затухающими по простиранию и на глубину дизъюнктивными шрамами, парагенетически связанными с пластическими дислокациями. В одних случаях они выражены узкими линейными зонами повышенной мигматизации и метасоматоза, кристаллизационной сланцеватости и нередко заполнены пегматитовыми и квар-

цевыми жилами (Балтийский щит). В других случаях выявляются в виде прерывистых линзовидных тел диафоритов или зон интенсивно метаморфизованных основных и ультраосновных пород (Алданский щит) или, наконец, более широких полос ультраметаморфических биотит-амфиболитовых гнейсов и амфиболитов (Анабарский щит). Субстрат же, в котором все эти нарушения располагаются, имеет сложное складчатое строение и характеризуется широким развитием гнейсовых куполов и куполовидных структур, не обнаруживающих чаще всего в расположении каких-либо линейных закономерностей.

Еще более значительны преобразования регматической сети древних океанических и субокеанических структур, устанавливаемых в настоящее время на континентах. При горизонтальных, измеряемых многими десятками и сотнями километров, перемещениях континентальных блоков или пластин пространства с древней океанической корой были перекрыты, края бывших океанов сомкнулись, и сейчас на их месте находят лишь так называемые океанические сутуры, т. е. узкие, сильно сдавленные и деформированные зоны пород океанической коры, которые и разграничивают сблизившиеся континентальные глыбы. Такие сутуры известны в палеозоидах Тянь-Шаня [3] и в других районах. Перекрытыми оказались таким образом и системы первичных океанических разломов, однако исчезли они бесследно или при последующем горообразовании вновь вышли на поверхность через континентальные пластины — это остается неизвестным.

Документированная история формирования регматической сети континентов восстанавливается таким образом не с первоначальных, а с каких-то последующих этапов дробления литосферы, причем ее можно начинать по-разному.

В соответствии с гипотезой новой глобальной тектоники считают [3], что на континентах в пределах складчатых поясов разломы были сформированы в процессе сближения континентальных блоков и во время последовавших за этим деформаций. На первом этапе в верхних частях океанической и континентальной коры образовалась система многослойных шарьяжей. На втором этапе, в процессе складчатости и горообразования, возникли преобладающие более глубокие взбросы и сбросы. На третьем, заключительном этапе сформировалась сеть секущих складчатость сдвигов и сопряженных с ними надвигов, которые завершили геосинклинально-складчатое развитие региона и продолжали развиваться при платформенном режиме, охватывая все новые и новые территории.

Если придерживаться классической геосинклинальной теории, формирование документальной регматической сети континентов надо начинать с растяжения и проседаний земной коры, с образования систем глубоких сбросов и сбросораздвигов, которые в течение длительного времени являлись ограничениями интенсивно прогибавшихся геосинклиналей с большими мощностями отложений и бурным инициальным магматизмом. Большие градиенты мощностей геосинклинальных отложений в зонах глубинных разломов и линейное расположение магматических пород становятся затем признаками для реконструкций палеорегматической сети.

По автору [16], развитие регматической сети осуществляется в пять основных стадий — эвгеосинклинальную, миогеосинклинальную, орогенную, остаточную-геосинклинальную и платформенную, от преобладающих сбросов растяжения в первой и второй из них к надвигам, шарьяжам, взбросам, сдвигам, раздвигам и сбросам в третьей и к сбросам и сбрососдвигам или сбросораздвигам в четвертой и пятой. Развитие регматической сети происходит в обстановке чередующихся или сосуществующих в различных структурах условий сжатия — растяжения, а ее пространственный рисунок изменяется от линейного остроугольно-перекрестного к перисто-дугообразному и, наконец, к полигонально-мозаичному, причем развитие на этом не заканчивается, переходя на некоторых территориях в шестую, послеплатформенную стадию, где помимо оживления старых швов возникают новые, разных, в том числе секущих направ-

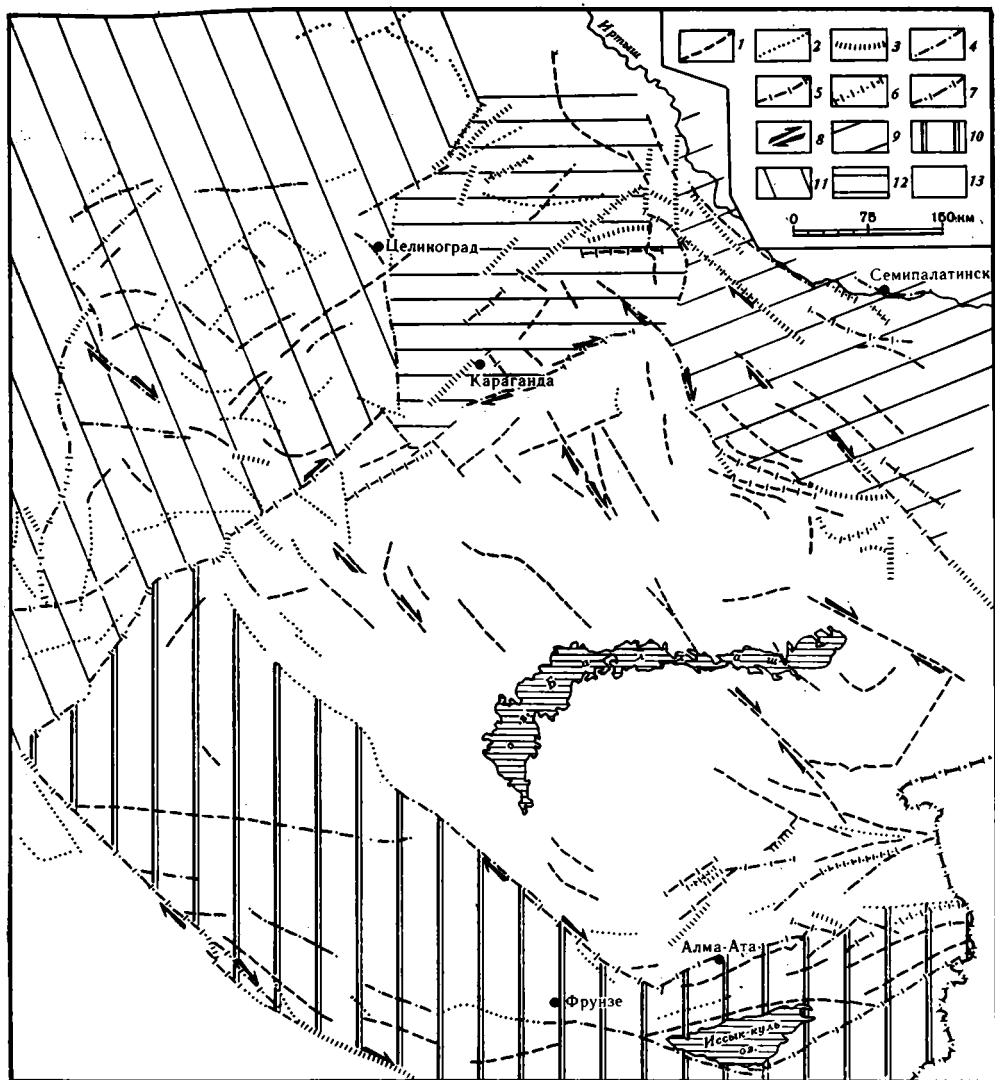


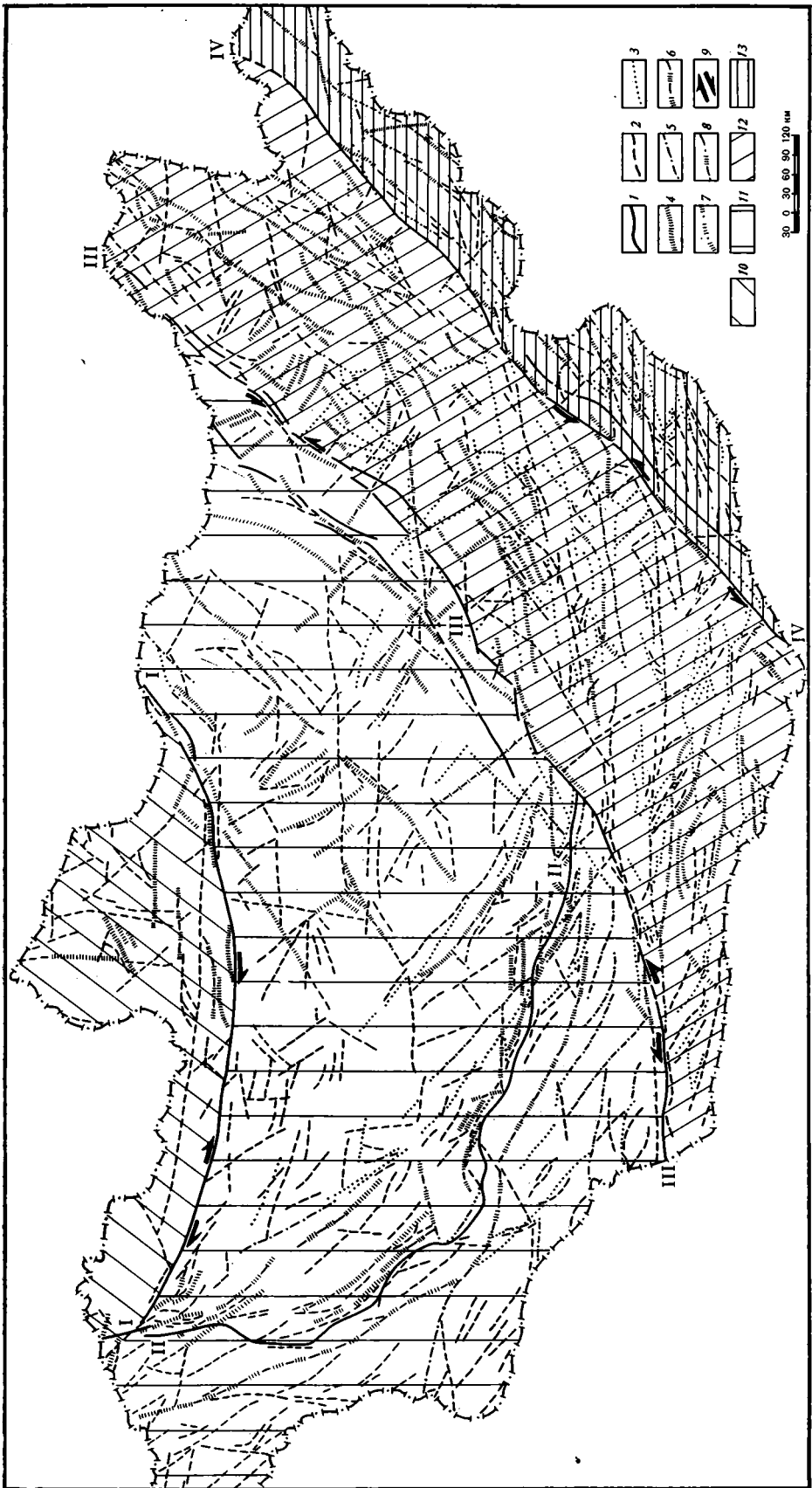
Рис. 1. Возрастные генерации разломов и тектоническая делимость Центрального Казахстана

1—7 — разломы: 1 — неоген-четвертичные, 2 — мел-палеогеновые, 3 — триас-юрские, 4 — мел-четвертичные, 5 — триас-юрские, оживленные в неоген-четвертичное время, 6 — триас-палеогеновые, 7 — триас-четвертичные, 8 — установленные сдвиги; 9—13 — глыбы: 9 — Чингизская, 10 — Чу-Иссык-Кульская, 11 — Улутау-Тенгизская, 12 — Караганда-Селетинская, 13 — Балхашская

лений. По-видимому, должна существовать еще одна, догеосинклинальная стадия, о которой, однако, мало что известно.

Формирование регматической сети во всех деталях прослежено нами на примерах Центрального Казахстана и Монголии. На основе общей геометрической сети разломов и линеаментов была составлена серия палеотектонических карт с сеткой разломов по отдельным возрастным интервалам. Разломы восстанавливались по наличию прямолинейных границ распространения стратиграфических комплексов, вдоль зон скачкообразного изменения их мощностей и состава, по цепочкам вулканических аппаратов, вдоль линейных интрузий или по границам насыщенных ими глыб. Полученные данные о возрастных генерациях наиболее поздних разломов, мезозоя и кайнозоя, сведены на схеме (рис. 1 и 2).

Отчетливо выделяются следующие группы разломов: 1) разломы, развивавшиеся на протяжении всего мезозоя и кайнозоя; некоторые из



них возникли еще в палеозое и даже в докембрии (Джалаир-Найманский разлом в Казахстане, Ханхухэйский в Монголии); 2) разломы, активные только в мезозое и палеогене; 3) разломы с активным развитием в позднем мелу, палеогене, неогене и в четвертичное время; 4) разломы с прерывистым развитием в триас-юрское и неоген-четвертичное время; 5) разломы собственно неоген-четвертичного или только мел-палеогенового или триас-юрского возраста; эти разломы преимущественно локальные, новообразованные на этапах платформенного или орогенного развития отдельных структурных элементов.

Активность регмагенеза измерялась по мощностям отложений, накопленных в зонах наиболее крупных разломов. На графиках, где эти данные отражены (рис. 3 и 4), привлекает внимание некоторая синхронность глыбовых движений. И в Центральном Казахстане, и в Монголии в первую половину мезозоя движения по разломам были наиболее значительными, в конце мезозоя и в палеогене активность разломов резко снизилась, наконец, в неоген-четвертичное время она снова стала возрастать. Вместе с тем имеются и отклонения от этой закономерности. В Центральном Казахстане, например, максимум суммы движений приходится на конец юры, а минимум — на конец мела, в Монголии максимум отвечает концу раннего мела, а минимум — концу палеогена. Различны также и амплитуды движений. В Монголии в первой половине мезозоя они составляли 1—4 км, в Центральном Казахстане 0,5—2 км, в неоген-четвертичное время и в том и в другом регионе их амплитуда колебалась от десятков метров до первых километров. Все эти отклонения обусловлены региональной изменчивостью систем разломов.

В связи с изменениями контуров внутрглыбовых поднятий и депрессий, а также степени их подвижности положение большинства разломов не было устойчивым. В пределах Алтайско-Селенгинской глыбы Монголии западные перисто-дугообразные разломы мигрировали на запад и юго-запад вместе с перемещавшимися в тех же направлениях складчаточешуйчатыми комплексами, восточные же, имеющие мозаичный рисунок, испытывали «клавишные» перемещения; фрагментарно затухая и оживляясь то в одном, то в другом месте. В то же время в Гоби-Керуленской глыбе зоны наибольшего прогибания и ограничивающие их разломы скачкообразно отступали в направлении с севера на юг, поворачиваясь при этом по ходу часовой стрелки [17]. А некоторые наиболее крупные разломы, имеющие сдвиговую природу, например Ханхухэйский в Монголии или Таласо-Ферганский в Средней Азии, в течение всей или почти всей обозримой истории развивались практически по одним швам и служили как бы рельсами, направлявшими горизонтальные перемещения литосферных глыб и пластин.

В связи с колебаниями вниз — вверх температурно-пластичного фронта литосферы в движения вдоль длительно существовавших на одном месте крупных разломов вовлекались пластины и глыбы разной толщины вместе с системами присущих им дизъюнктивных нарушений различного морфологического типа и возраста.

Рис. 2. Возрастные генерации разломов и тектоническая делимость территории Монголии

1 — главные палеозойско-мезозойско-кайнозойские разломы: I—I — Ханхухэйский, II—II — Цаган-Щябетинский и Ихэ-Богдинский, III—III — Гобийско-Ононский, IV—IV — Дзунбаинский; 2—8 — второстепенные разломы: 2 — неоген-четвертичные, 3 — позднего мела — палеогена, 4 — триас-юрские и раннемеловые, 5 — поздне меловые — четвертичные, 6 — триас-юрские, обновленные в неоген-четвертичное время, 7 — триас-юрские, обновленные в позднем мелу и палеогене, 8 — непрерывного развития в мезозое и кайнозое; 9 — длительно развивавшиеся сдвиги; 10—13 — глыбы: 10 — Тувинско-Северо-Монгольская, 11 — Алтайско-Селенгинская, 12 — Гоби-Керуленская, 13 — Уланульско-Даригангская

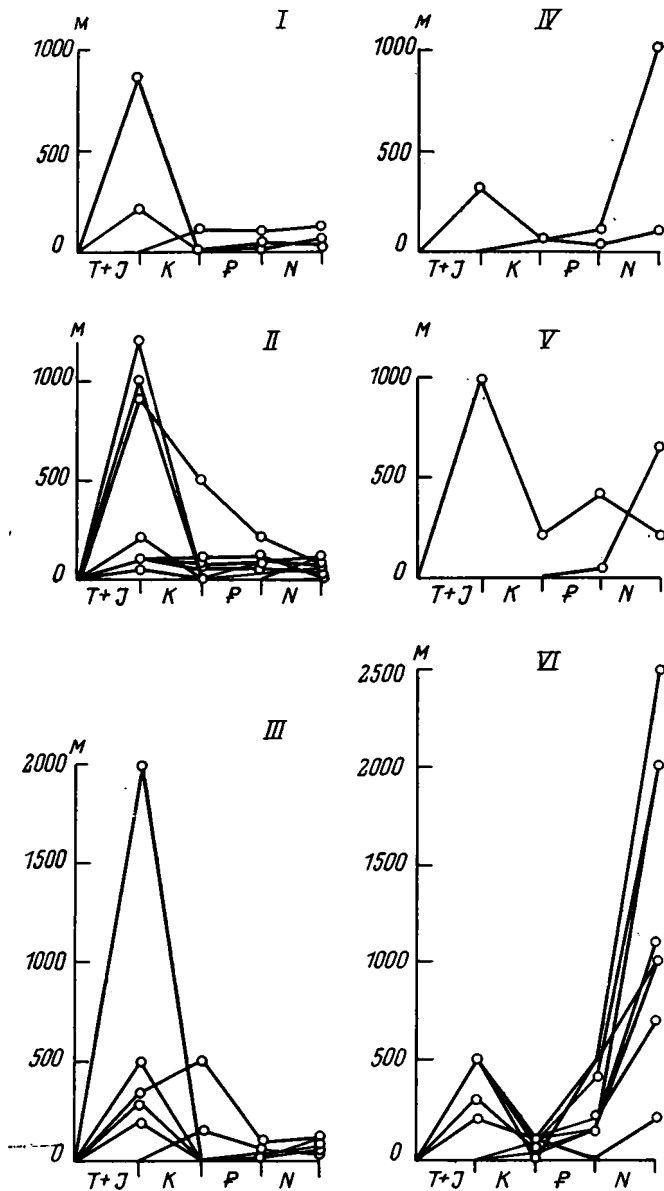


Рис. 3. График движений вдоль разломов в Центральном Казахстане
 I—VI—зоны: I—Улутауская, II—Карагандинская, III—Чингизская,
 IV—Джалаир-Найманская, V—Каратауская, VI—Иссык-Кульская

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЛИМОСТИ

Роль разломов в формировании тектонических структур, их конфигурации в плане и разрезе сейчас общепризнана. Вместе с тем терминология разломно-глыбовых структур до сих пор остается слабо разработанной.

Подавляющая часть терминологических тектонических определений в процессе развития теории геосинклиналей наметилась, когда еще устойчивых и систематизированных представлений о разломах не было и тектоническая диагностика строилась в основном по другим, самым разнообразным признакам, без учета разломов как естественных границ выделяемых структур. Неясна роль разломов и в новой глобальной тектонике. Выделяемые с позиций этой гипотезы литосферные плиты в большинстве довольно расплывчаты, без четких границ, а латеральная их

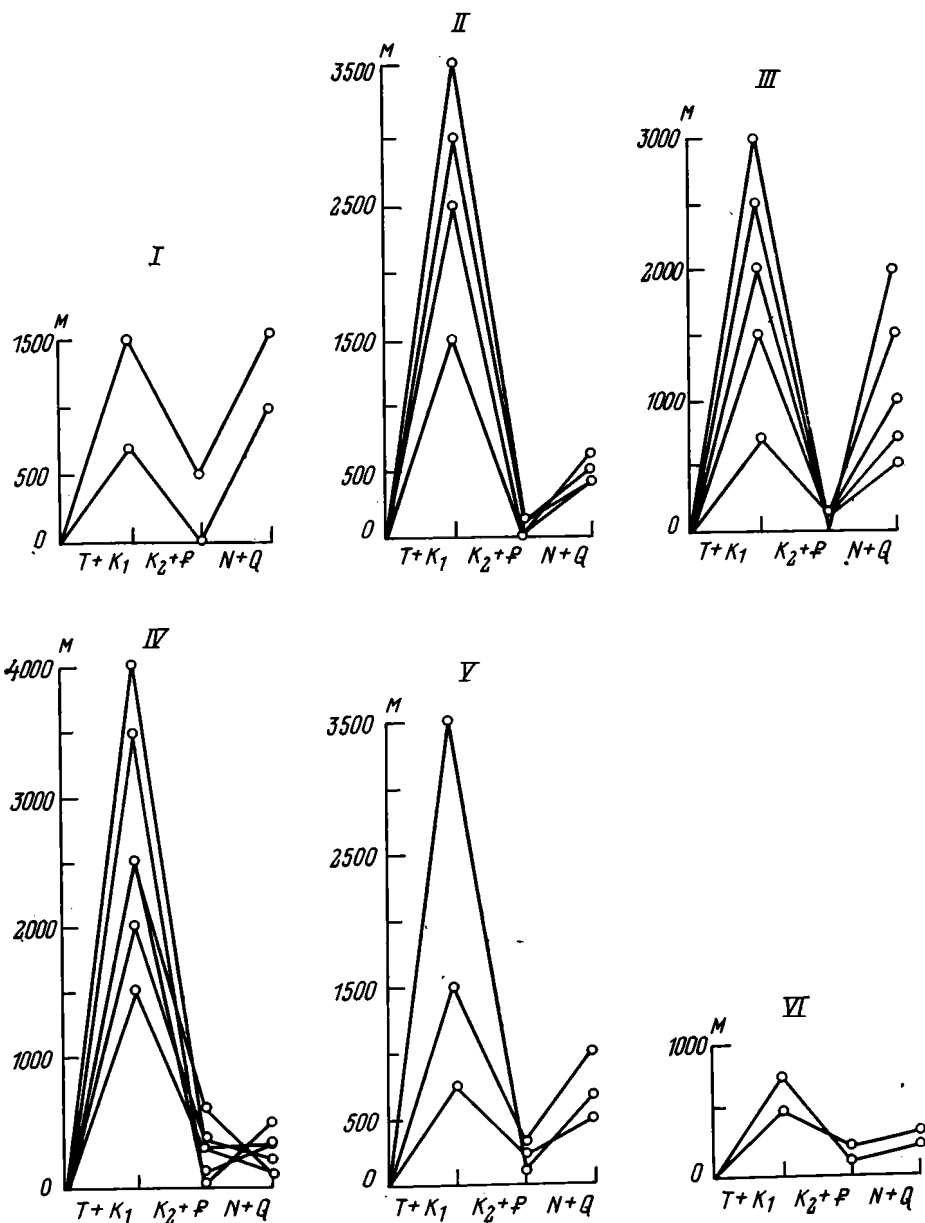


Рис. 4. График движений вдоль разломов на территории Монголии I—VI — зоны: I—Хубсугульская, II — Хангай-Хэнтэйская, III — Озеро-Заалтайская, IV — Гоби-Керуленская, V — Гоби-Тянь-Шанская, VI — Уланульско-Даригангская

подвижность и перемещения на большие расстояния нередко оспариваются в связи с широким распространением глубоких разломов.

Весьма перспективной представляется геоблоковая концепция Л. И. Красного [9, 10], выделившего в литосфере Земли до сотни крупнейших геоблоков, обладающих характерными автономными чертами литогенеза, магматизма, метаморфизма и наборами минерагенических зон, а также граничные межгеоблоковые системы разного генезиса — от действительно регматогенных до метаморфогенных, магматогенных, магматогенно-седиментогенных и седиментогенных.

Известная в современной тектонической номенклатуре терминология глыбовых структур сложилась главным образом в последние 30—40 лет. Она довольно еще беспорядочна, не является всеобъемлющей, особенно в части определения морфологии глыбовых структур, их геометрического

Систематика разломно-глыбовых структур литосферы

Условные таксоны	I	Стабильные глыбы		Мобильные глыбы			
	II	Многогранные блоки		Геоблоки типа региональных тектонопар Геосинклинальные системы			
	III	Авлакогены Тафрогены Грабен-рифты	Рахигены Плинтогены Моноклизы	Геосинклинальные трогги Шовные прогибы Рифтовые пояса	Геоантиклинали Вулканические пояса	Приразломные геодепрессии Срединные массивы	Рамповые пояса Зоны скупивания
	IV	Столовые массивы Грабены Горсты		Грабен-синклинории Горст-антиклинории Гестектоногены		Сорванные покровы Зоны смятия Тектонические пластины	
	V	Лофогены Шовные валы Флексуры Рубцовые складки		Надразломные складки Грабен-синклинали Горст-антиклинали Приразломные складки		Сутуры Фортифе Горизонтальные флексуры Складки срыва и облекания	

разнообразия, порядковой соподчиненности и т. д. Поэтому систематика глыбовых структур может быть дана лишь в самом общем виде (табл. 1).

Основу тектонической делимости литосферы составляют крупнейшие, ограниченные глубинными разломами, глыбы. Одни из них стабильные, сюда относятся докембрийские платформы изометричной полигональной конфигурации, например Восточно-Европейская, Сибирская. Другие — мобильные, как изометричной (Казахско-Северо-Тянь-Шаньская система), так и линейной (Уральская система) формы.

В ряду стабильных глыб различаются в убывающем порядке: 1) геоблоки, отвечающие щитам и плитам древних и молодых платформ; 2) крупные приразломные и надразломные прогибы (авлакогены, тафрогены, грабен-рифты), поднятия (рахигены), сложные плитно-блоковые сквозные формы (плинтогены) и приразломные моноклинали платформенных чехлов (моноклизы); 3) более мелкие и разнообразные глыбовые формы — присбросовые столовые массивы, грабены, горсты, сбросовые ступени, лофогены, флексуры, шовные валы, рубцовые антиклинали.

В ряду мобильных глыб, также в убывающем порядке, выделяются: 1) геоблоки, охватывающие межразломные складчатые системы, краевые моря вместе с другими и желобами, парагенетически взаимосвязанные дугообразные поднятия и тыловые депрессии (региональные тектонопары типа Верхояно-Колымской); 2) крупные негативные формы, генетически обусловленные глубинными разломами (геосинклинальные трогги, георифтогенали, шовные прогибы, рифтовые пояса), позитивные формы, предопределенные горизонтальным сжатием (рамповые пояса, зоны скупивания) либо растяжением (вулканические пояса), либо вертикальными подвижками (геоантиклинали); 3) линейные складчато-глыбовые формы (грабен-синклинории, горст-антиклинории) и подчиненные им грабен-синклинали, горст-антиклинали, приразломные складки. Сюда же входят покровно-складчатые структуры — сорванные покровы, тектонические пластины, чешуи, сутурные зоны, фортифе, зоны смятия, складки срыва и облекания, горизонтальные флексуры.

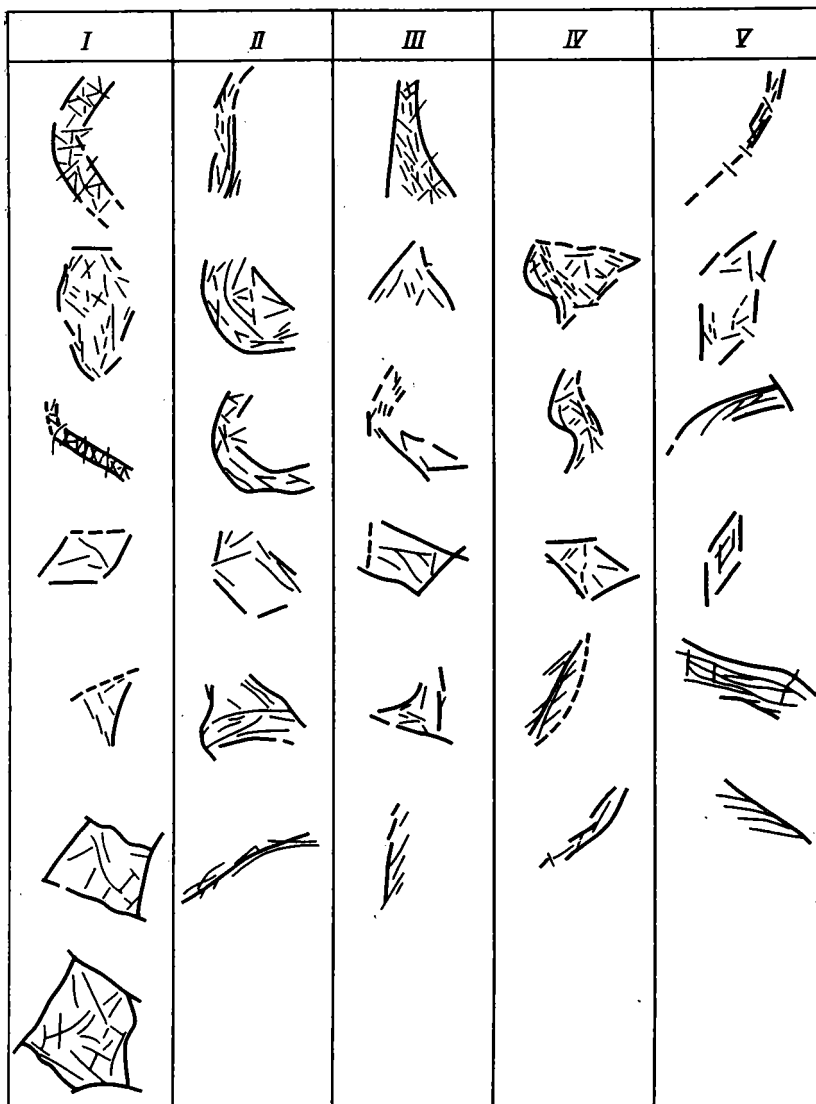


Рис. 5. Наиболее характерные структурные рисунки систем и подсистем глубинных разломов (по А. И. Суворову [16])
 I — докембрийских платформ; II — палеозой, III — эпигерцинских плит, IV — мезозой, V — кайнозой

По представлениям автора, конфигурация глыбовых структур в плане определяется количеством участвующих в их ограничении разломов. Большую группу составляют формы с одним пограничным разломом — одногранные глыбы. Сюда входят различные по размеру односторонние горсты и грабены, моноклинали, моноклизы, приразломные прогибы, а также шовные системы разломов с преобладающей линейной ориентировкой.

Другая группа — двугранные глыбы — характеризуется наличием двух главных граничных разломов. Ее составляют горсты, грабены, многие платформенные и геосинклинальные прогибы, вулканические, рифтовые и рамповые пояса, дуги, полосовые системы разломов и т. д., обладающие в плане и разрезе линейно-полосовой, ломтевидной или клинообразной конфигурацией.

Многие формы имеют три разломных ограничения и могут быть названы трехгранными глыбами. Они встречаются в виде различных приподнятых и опущенных геоблоков и блоков в области палеозой и мезо-

зоид СССР, а также на древних платформах и эпигерцинских плитах, не имея отчетливо выраженной ориентировки.

Также широко развиты четырехгранные глыбы с четырьмя разломными ограничениями. На платформах они чаще имеют квадратные, трапециевидальные очертания, в горно-складчатых же областях это в основном ромбы или, в сглаженной форме, овалы, удлинённые в каком-либо одном направлении.

Наконец, пятую группу глыбовых структур составляют многогранные глыбы, ограниченные пятью и более разломами. Они имеют форму пяти-, шестиугольников или вообще полигонально-изометричной конфигурации или сглаженных неправильно-округлых очертаний. Таковы главным образом докембрийские платформы в целом и их отдельные части, но они нередки и в складчатых областях, имеющих перекрестное строение (Казхско-Северо-Тянь-Шаньская, Верхояно-Колымская и другие системы).

Выявленные нами ранее [16] в пределах платформ и геосинклинально-складчатых областей территории СССР системы и подсистемы глубинных разломов, как показывает рисунок 5, вполне соответствуют вышеперечисленным тектонотипам глыбовых структур. Из этого же рисунка следует, что внутренняя сетка тектонической делимости и второстепенных внутренних разломов этих глыб в значительной мере подчинена их внешним пространственным очертаниям. В мобильных глыбах, более всего подверженных горизонтальным стрессам, число направлений второстепенных внутренних разломов минимально, здесь преобладают более плавные, волнообразные их простираения и остроугольные сочленения, тогда как в стабильных глыбах число направлений резко возрастает и им больше свойственно перекрестное, под разными углами, расположение относительно друг друга.

В предлагаемой систематике глыбовых структур достаточного отражения не нашел фактор времени, хотя сейчас уже имеется немало данных об изменчивости морфологии, кинематики и пространственных соотношений глыб от одной стадии развития к другой. Глыбы разных стадий изменяют свои контуры, размеры, перекрывают друг друга, поэтому в двух основных рядах, отмеченных выше, — стабильном и мобильном — некоторые формы в современной тектонической структуре могут повторяться. Этот вопрос в настоящее время пока еще не разработан, но знание возрастной геометрии глыбовых структур разного порядка кажется важным. Именно на этой основе в будущем можно производить тектоническое картирование и создать наилучшие предпосылки для выявления механизмов становления тектонической делимости.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЛИМОСТИ

Было время, когда происхождение любых тектонических структур связывалось исключительно с внутренними силами Земли — контракцией, расширением, радиоактивным разогревом, конвекционными течениями в мантии и т. д. Многие и сейчас придают внутренним силам большое, решающее значение, но, уже начиная с 40-х годов, для объяснения различных закономерностей в строении литосферы все чаще и чаще привлекаются наряду с внутренними и внешние, планетарного порядка, факторы, такие, как изменение скорости вращения Земли, наклона земной оси, положения географических поясов, формы геоида.

В наибольшей степени это сказалось, пожалуй, в объяснении пространственных рисунков систем разломов и тектонической делимости литосферы, имеющих планетарное распространение и обнаруживающих наибольшую геометрическую упорядоченность.

Значительный вклад в разработку этого нового, планетарно-регматического направления в нашей стране внесли широко известные исследования Н. С. Шатского, А. В. Пейве, М. В. Стоваса, П. С. Воронова, Г. Н. Каттерфельда, И. И. Чебаненко, С. С. Шульца, А. В. Долицкого, Г. В. Чарушина, за рубежом — Г. Штилле, Ф. Венинг-Мейнеца, Г. Клооса, Р. Зондера и др.

При общем признании действия ротационного фактора на размещение и рисунки регматической сети конкретные выводы на этот счет все еще остаются очень неопределенными и нередко противоречивыми.

Наиболее распространен вывод о том, что в земной коре трещины и разломы повсеместно располагаются симметрично относительно географических меридианов, прямолинейны и ориентированы в четырех главных направлениях — двух ортогональных (меридиональном и широтном) и двух диагональных (северо-западном и северо-восточном).

Исходя из представлений о длительном «вековом» изменении скорости вращения Земли, уменьшении или увеличении полярного сжатия и изменения фигуры Земли от эллипсоида к шару М. В. Стюартом [14] был сделан вывод о распределении ротационных сил по линиям критических параллелей или критических широт (35 и 62°). Соответственно было принято, что широтному сжатию земной коры в экваториальной зоне должно отвечать широтное растяжение в высоких широтах и наоборот. Говоря другими словами, регматическая сеть в экваториальной зоне и зоне высоких широт, согласно этим представлениям, должна быть разной. В качестве главных были отмечены структурные направления, параллельные выявленным критическим широтам. Если же они со временем изменялись — это объяснялось допущениями о перемещении полюсов.

С других позиций к разработке проблемы подошел П. С. Воронов [5], привлекая данные о кратковременных колебаниях скорости вращения Земли и о ее так называемых полюсобежных силах. По этим данным, в результате скачкообразной флуктуации угловой скорости Земли (при стабильном положении географических полюсов) через литосферу от полюса к экватору и наоборот многократно прокатились волны напряжений сжатия и растяжения. Они обусловили «усталость» вещества литосферы и вызвали образование закономерностей, радиально-концентрической (по широтам и меридианам) сети деструктивных трещин. Произведенный статистический подсчет такого рода трещин показал не четыре, а шесть их повсеместных систем — две ортогональные и четыре диагональные, по азимутам 325, 35, 305 и 55°.

И. И. Чебаненко [18] считает, что ротационные силы распределяются не по линиям критических параллелей, а по принципу эллипсоида в условиях непостоянного положения полюсов. С помощью такого механизма им выводится еще один план расположения разломных структур земной коры, а именно четыре главных направления (ортогональные и диагональные) и четыре дополнительных — север — северо-западное, север — северо-восточное, запад — юго-западное и восток — северо-восточное. В целом же он предполагает «...наличие теоретически возможных восьми основных направлений линий первичной тектонической делимости литосферы» (с. 8) и больше (с. 49).

Разноречивая трактовка рисунка регматической сети, связанная очевидно, с анализом «планетарной трещиноватости» в целом, без подразделения ее по генетическим типам, порядкам, по возрасту и т. д., воздвигла непреодолимые препятствия для выяснения природы тектонической делимости и роли в ее формировании как космогонических, так и глубинных внутриземных факторов.

Чтобы избежать всех этих неопределенностей, было предпринято исследование не систем трещин, разломов и линеаментов, а зон диастрофизма, т. е. крупных линейных вертикальных зон с наиболее интенсивным проявлением эндогенных процессов [1]. Было выяснено, что на материках земного шара действительно преобладает закономерная сетка простираний, включающая и ортогональную, и диагональную системы, тогда как другие простирания играют подчиненную роль. Однако было указано, что и здесь, в этих закономерностях, много разного рода исключений. Например, почти не оказалось таких районов, где бы проявились обе системы — в одних из них преобладают широтные простирания, в других меридиональные, в третьих диагональные. Изменчивыми они оказались и во времени. Для архейской эры, например, отмечается преобладание меридиональных простираний, для протерозоя — диагональных, а

еще позже помимо генеральных обособились и частные простирания, т. е. картина усложнилась, местами появились зигзагообразные структурные сочетания, а вулканические островные дуги, как подчеркнуто, вообще не нашли отражения в ортогонально-диагональных системах.

Какова же в действительности геометрическая упорядоченность линейных элементов структуры земной коры? Какие закономерности нужно считать глобальными, а какие региональными и местными?

Вряд ли сейчас нужно доказывать, что планетарные закономерности регматической сети составляют крупнейшие глубинные разломы, которые имеют огромную протяженность и пересекают разнородные геотектонические области — платформы, складчатые зоны, геоблоки, переходят с континентов в океаны или на больших расстояниях их разделяют. Таковы, например, сквозные дислокации Н. С. Шатского, общие для Русской плиты и складчатого Кавказа, глубинные разломы первого ранга А. В. Пейве, проходящие по границе континент — океан, некоторые рифтовые зоны и продолжающие их разломы, отмеченные недавно Ю. А. Косыгиным (Байкальская рифтовая зона — система разломов Полоусного антиклинория), крупнейшие глубинные взрезы В. В. Белоусова, Евразийско-Северо-Атлантический линеамент, намеченный А. И. Суворовым и А. А. Борисовым, сквозные разломы В. Е. Хаина, трансконтинентальные линеаменты длиной в тысячи километров, видимые из космоса [4], и др.

Анализ подобных, действительно планетарных нарушений мог бы дать многое в разработку представлений об их природе. Но для такого анализа данных еще недостаточно. Можно лишь предположить, как это нередко делается, что одни из этих нарушений, главным образом прямолинейных диагональных направлений (в том числе с эндогенными режимами), могут иметь какое-то отношение к ротационной динамике, тогда как другие, дугообразные по форме, целиком связаны с глубинными латеральными перемещениями масс и их активностью.

Менее крупные дизъюнктивные нарушения (не говоря уже о массовой крайне гетерогенной трещиноватости), обладающие множественностью разных направлений — прямых, криволинейных, зигзагообразных, дуговых, кольцевых и волнообразных, нельзя считать планетарными на том только основании, что они развиты повсеместно, а часть их ориентирована так же, как и действительно планетарные разломы. Они составляют внутрискрутурные системы нескольких порядков, пространственные рисунки которых в общей совокупности, как известно, коренным образом видоизменяются с переходом от одной структуры к другой. В полосе палеозойской складчатости по южному обрамлению Сибирской платформы, например, структурный план расположения региональных глубинных разломов с запада на восток изменяется четырежды. В Алтае преобладает северо-западный спектр направлений, дополняемый северо-восточными и дугообразными с выпуклостью дуг то на юго-запад, то на северо-восток и восток. Для Саян характерна ассоциация северо-западных и восток — северо-восточных направлений. В Забайкалье господствуют северо-восточные направления, а в Монголо-Охотском регионе представлены субширотные, запад — северо-западные и северо-восточные направления. В целом же все эти пространственные рисунки разломов резко отличаются от структурных направлений Сибирской платформы, к которой они примыкают [16].

Генезис подобных систем разломов определяется их структурной позицией вне или в связи с ротационной динамикой. По имеющимся данным, с генетической точки зрения их можно подразделить на следующие главные группы.

1. Системы зон оседания, обусловленные действием «всасывающих» механизмов верхней мантии; такова, например, система Прикаспийской впадины с радиально-концентрическим расположением разломов; по последним данным [13], происхождение этой впадины связывается именно с таким механизмом, действовавшим в течение всего фанерозоя.

2. Системы зон воздымания, обладающие либо радиально-концентрическим (купола), либо линейно-ромбическим (геоантиклинали), либо

беспорядочно-мозаичным (поднятые геоблоки) пространственным рисунком разломов.

3. Системы зон горизонтальных стрессов и больших горизонтальных перемещений; они характеризуются разными рисунками — дуговым, линзовидным, петельчатым, перисто-веерообразным, перисто-дугообразным.

4. Мозаично построенные системы областей проседания позади крупных надвиговых зон (и в связи с ними).

5. Системы горизонтального перекашивания (вращения), нормальные напластованию и имеющие постоянные диагонально-ортогональные рисунки; они распространены на плитах и выделены Ю. А. Косыгиным [8] как возможный пример нарушений, обязанных ротационным силам.

Из сказанного становится очевидным, что происхождение систем разломов с различными структурными рисунками определяется не одним, а многими факторами, в целом далеко еще не распознанными.

При оценке действия каждого из них важно учитывать, по моему мнению, глубины проникновения систем в литосферу. Кажется несомненным, что системы I порядка (мантийно-коровые), II порядка (коровые) и III порядка (осадочных чехлов) формируются в неодинаковых геодинамических режимах, первые — с наибольшим воздействием эндогенного фактора, а последние — с преобладанием ротационных сил, абсолютное значение которых, по Е. Н. Люстиху, как известно, очень невелико ($0,3 \text{ дин/см}^2$). Самые крупные ареальные системы в геосинклинально-складчатых областях, видимые на поверхности, по конфигурации и размерам близки глубинным астенолитам или другим разогретым изометричным участкам с аномальной (низкоскоростной) мантией, над которыми они скорее всего и формируются. Одни из них зарождаются с началом активности глубинного очага и развиваются параллельно с ним до его затухания. Такие системы, например Казахско-Северо-Тянь-Шаньская в палеозоидах или Верхояно-Колымская в мезозоидах, проходят полный цикл геосинклинального и орогенного развития и затем консолидируются в стабильные глыбы, приобретая автономную, последовательно усложняющуюся регматическую сеть. В других случаях глубинный очаг появляется позже сформировавшихся систем, он как бы «накладывается» на них и, развиваясь, оказывает на их рисунок существенное воздействие, обновляя старые и создавая новые структурные швы разных, в том числе секущих направлений. Такой стиль строения имеет регматическая сеть Южной Сибири (включая Монголию), в основании которой обнаружена обширная и мощная аномальная мантия.

С подобными структурными нарушениями, как унаследованными, так и наложенными, ни в какое сравнение не могут идти системы горизонтального перекашивания, свойственные платформенным чехлам и составляющие пятую генетическую группу регматических систем (см. выше).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Пространственное размещение рудных месторождений определяется, как известно, комплексом различных факторов, среди которых разломы играют далеко не последнюю роль. Специалисты в области металлогении считают, например, что «если структурно-формационная зона определяет возможный тип оруденения и состав руд, то разрывные нарушения различных порядков определяют место локализации наиболее важных промышленных концентраций» [12].

Разработкой вопросов связи эндогенных месторождений с разломами в разное время занимались В. И. Смирнов, Е. Т. Шаталов и В. Г. Матвеевко, Е. А. Радкевич, Г. Н. Щерба, Ф. И. Вольфсон, В. А. Невский, М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Кузнецов и мн. др. В результате возникли представления о рудных поясах, линейных рудоконцентрирующих структурах, зонах повышенной трещиноватости, контролирующих размещение рудных полей, и т. д. Отмечались, например, Яно-Индигиро-

Колымский пояс золотых гидротермальных месторождений, ассоциированных с малыми гранитными интрузивами в зонах субпараллельных разломов, Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный пояс, молибденоносный пояс Охотского побережья, ртутно-рудные зоны вдоль разломов Алтае-Саянской области, Северо-Балхашская медная линия и мн. др.

По магматическому и металлогеническому признакам среди разломов территории СССР нами [2] были выделены пять групп разломов, играющих особо важную роль в структуре земной коры и в размещении полезных ископаемых.

1. Разломы, сопровождаемые офиолитовыми сериями и контролирующими магматические месторождения медно-никелево-кобальтовых руд (Печенга, Имандра-Варзуга), а также магматическую и гидротермальную минерализацию хрома, асбеста, талька, никеля, кобальта, магнетита, железа, титана (Урал, Корякия, Камчатка).

2. Разломы вулканогенных поясов, контролирующие в связи со спилито-кератофирами разнообразную колчеданно-полиметаллическую и золоторудную минерализацию (Урал, Алтай, Кавказ), а в связи с андезитобазальтами — минерализацию золота, ртути, полиметаллов (Сихотэ-Алинь).

3. Разломы, контролирующие интрузивные гранитоиды и ряд месторождений — гидротермальных золоторудных (Яно-Индигино-Колымский пояс), контактово-метасоматических и гидротермальных железа, золота, меди, свинца, цинка (Западный Тарбагатай), контактово-метасоматических редких металлов (Зирабулакская зона) и др.

4. Полимагматические разломы среди разнородных осадочных и магматических формаций, в которых локализованы гетерогенные разновозрастные месторождения, например серебро-свинцово-цинковые и сульфидно-касситеритовые (Забайкалье, Верхояно-Чукотская провинция, Южный Казахстан), ртутные рудопроявления в раздавленных змеевиках (Алтай) и др.

5. Разломы амагматические, контролирующие седиментогенез, трещинные коллекторы и другие ловушки отдельных видов полезных ископаемых (например, углеводородов).

Руководствуясь сводками по металлогении территории СССР [7, 11, 12 и др.], автор в этой работе предпринял попытку охарактеризовать металлогению систем разломов геосинклинально-складчатых областей (табл. 2).

Было выяснено, что ареальные системы I порядка содержат наиболее многочисленные комплексы руд и месторождений. Эти комплексы в разновозрастных системах отличаются сочетаниями рудных компонентов, но по набору основных элементов они в общем одинаковы или довольно близки друг другу.

Так, палеозойской металлогении в Казахско-Северо-Тянь-Шаньской системе свойственны, например, медь, золото, свинец, цинк, молибден, вольфрам, олово, железо, титан (каледониды) и медь, свинец, цинк, золото, молибден, вольфрам, олово (герциниды). Рудопроявления золота встречаются в ассоциации с мышьяком, свинцом, цинком, сурьмой, молибденом, серебром, вольфрамом, оловом; отмечаются медно-молибденовый и медно-никелевый комплексы; широко представлено медно-порфиговое и медноколчеданное оруденения.

В мезозоидах (Верхояно-Колымская ареальная система I порядка) также известны проявления меди, свинца, цинка, мышьяка и золота (ранний этап), золото в ассоциации с мышьяком, сурьмой, вольфрамом, серебром и полиметаллами (средний этап) и комплексы олово-сульфидной, серебро-свинцово-цинковой, медно-вольфрамовой и сурьмяно-ртутной минерализации (поздний этап).

От этапа к этапу, по мере гранитизации ареальных систем I порядка, железное оруденение сменяется медноколчеданным, затем колчеданно-полиметаллическим, золоторудным и ртутно-сурьмяным.

Примечательно, что металлогения ареальных систем I порядка отличается большим горизонтальным разбросом; на территории Казахстана,

Эндогенная металлогения систем разломов

Система	Порядок	Эндогенная металлогения			Пример систем
		байкальская	каледонско-герцинская	киммерийско-альпийская	
Ареальная	I	Fe, Ti, Cu, Ni, Cr, Pt, Au	Fe, Ti, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, W, Mo, Sn, Co, Bi, Sb, As, Hg, TR	Au, Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Fe, As, Ag, Hg, Sb, Co, Bi, Ti	Казахско-Северо-Тянь-Шаньская Верхояно-Колымская
	II		Cu, Zn, Pb, Mo, W, Sn, Co, Bi, Au, Ag, As, Sb	Mo, W, As, Pb, Zn, Co, Au, Hg, Sn, Bi	Токрауская (Балхашская) Колымо-Омолонская
	III				Зоны активизации в осадочных чехлах. Изучены слабо
Полосовая	I	Fe, Cr, Ni, Ti, Au, W, Sn, Cu, Zn, Pb	Fe, Mn, Ti, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, W, Mo, Au, Sb, As, Pt	Cr, Pt, Cu, Ni, Co, Ti, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Au, Hg, Sb, As, Ag	Саяно-Енисейская Уральская Курило-Камчатско-Корьякская
	II		Cu, Zn, Pb, Sn, W, Mo, Bi, As	Sn, W, Pb, Zn, Cu, Au, Mo, Bi, Sb, As, Hg	Атасу-Тектурмасская Верхоянская Сихотэ-Алиньская
	III			Hg, As, Sb	Восточно-Карпатская
Шовная	I	Fe, Ni, Au, Ti	Fe, Ti, Cr, Pt, Cu, Pb, Zn, Au, Ni, Mo	Mo, Au, Pb, Zn, Cu, Sn	Главноуральская Восточно-Саянская Джалаир-Найманская, Охотско-Чукотская
	II	W, Mo, Sn, Pb, Zn, Au, Ag	Pb, Zn, Cu, W, Mo, Bi, As, Sb, Hg	Sn, W, Mo, Au, Pb, Zn, Cu, Bi, Hg, Sb	Успенская Туркестанская Индигиро-Колымская Даубихинская
	III			Au, Pb, Zn, Cu, Co	Разломы чехла Омолонского массива, Прииртышья

например выделено свыше 60 металлогенических зон. В этих же системах часто указываются монометаллические разломы — Северо-Балхашская медная линия, пояса — платиновый, молибденовый на северо-востоке СССР и т. д.

Ареальные системы II порядка, локализованные главным образом в консолидированной коре выше поверхности Мохоровичича и сопровождаемые преобладающим гранитоидным магматизмом, характеризуются менее полными наборами элементов. В палеозоидах отмечаются месторождения и рудопроявления меди, цинка, свинца, молибдена, вольфрама, олова, кобальта, висмута, золота, серебра, мышьяка и сурьмы, в мезозоидах — молибдена, вольфрама, мышьяка, свинца, цинка, кобальта, золота, ртути, олова, висмута. Таким образом, металлогения ареальных систем II порядка и в палеозое, и в мезозое также оказывается более или менее одинаковой.

Ареальные системы III порядка, нарушающие осадочные и вулканогенно-осадочные чехлы выше гранитного слоя, в металлогеническом отношении наименее богаты и изучены слабее всего. Их металлоносность связывается либо с активными разломами фундамента, либо с активностью соседних складчатых областей.

Металлогения полосовых систем в отличие от ареальных обладает своими особенностями. Благодаря линейному, более тесному расположе-

нию разломов, здесь рудные месторождения размещены с меньшим горизонтальным разбросом. Разломы, в разное время контролировавшие основной и кислый магматизм, сопровождаются сложными металлогеническими комплексами и можно предполагать, что зонам этих разломов более свойственна не горизонтальная, а вертикальная металлогеническая зональность, со сменой в разных структурных этажах одних рудных комплексов другими.

Самые глубокие полосовые системы, I порядка, типа Уральской, Курило-Камчатско-Корякской и др., заключают в себе месторождения и рудопроявления хромита, титаномагнетита, платиноидов, колчеданные медно-цинковые, медно-никелевые и медно-кобальтовые руды, скарновые месторождения железа, шеелита, золота, редкометальных пегматитов, гидротермальные шеелитовые и золоторудные месторождения, мелкие телетермальные месторождения полиметаллов. На раннегеосинклинальной стадии развития полосовых систем I порядка отмечено преобладание хрома, кобальта, никеля, железа, титана, на поздней орогенной — более существенна роль свинца, цинка, вольфрама, сурьмы. При этом железо, золото и медь проходят по всем стадиям развития полосовых систем I порядка.

Полосовые системы II порядка, охватывающие в своем развитии меньшие интервалы, в основном этапы горообразования и гранитизации, несут на себе руды главным образом этих этапов. Так, в Атасу-Тектур-масской позднепалеозойской дуге (металлогенические зоны Атасуйская, Уртынджалская, Кызылтау-Калдырминская, Акчатауская и Западно-Прибалхашская) установлена распространенность меди, цинка, свинца, олова, вольфрама, молибдена, висмута, мышьяка. В Сихотэ-Алине известна минерализация оловянная, молибденовая, шеелитовая, с золотом и золоторудная, а также оловоносная со свинцом, цинком и золотом, ртутноносная и золоторудная в ассоциации с вольфрамом, молибденом и сурьмой.

Полосовые системы III порядка менее всего рудоносны и обнаруживают лишь местные рудопроявления ртути, мышьяка и сурьмы. Такова, например, Восточно-Карпатская система. Ее рудоносность связывается с активным проявлением более глубоких соседних разломов Закарпатья.

Шовные системы, подчиненные полосовым и ареальным системам, содержат в зависимости от порядка рудопроявления трех оболочек литосферы — верхней мантии, коры и осадочных чехлов, причем состав этих рудопроявлений также со временем изменяется.

В системах I порядка байкальская минерализация представлена железом, никелем, золотом и титаном, каледонско-герцинская — железом, титаном, хромом, платиной, медью, свинцом, цинком, золотом, никелем и молибденом, киммерийско-альпийская — молибденом, золотом, свинцом, цинком, медью, оловом.

Металлогению шовных систем II порядка определяют: в байкальскую эпоху — вольфрам, молибден, олово, свинец, цинк, золото, серебро; в каледонско-герцинскую — свинец, цинк, медь, вольфрам, молибден, висмут, мышьяк, сурьма, ртуть; в киммерийско-альпийскую — олово, вольфрам, молибден, золото, свинец, цинк, медь, висмут, ртуть, сурьма.

Наконец, в шовных системах III порядка известны лишь незначительные мезозойско-кайнозойские гидротермальные проявления золота, свинца, цинка, иногда меди (см. табл. 2).

В зависимости от типа движений в момент рудоотложения (сдвиг, надвиг, сброс, раздвиг) структурные рисунки шовных систем, в основном второстепенных дополнительных разломов, приобретают либо перистообразный и кулисно-параллельный, либо дугообразно-линзовидный и беспорядочно-мозаичный план, что существенно влияет на пространственное размещение формирующихся рудных тел и полей.

В заключение нужно отметить деструктивную роль разломов в рудообразовании, на что уже обращалось внимание в литературе [19 и др.]. Так, например, крупные пострудные надвиги перекрывают на десятки километров отдельные части рудных зон (разломы Иртышский, Джала-

ир-Найманский, Успенский). Сдвиги пересекают и на многие десятки километров перемещают рудные зоны (Таласо-Ферганский разлом и др.). Мелкие надвиги сильно расчленяют рудные поля с перекрытием их на десятки и сотни метров (западный надвиг Караобы, Асубулакский надвиг Калбы и др.): А вызываемые всеми этими разломами явления динамометаморфизма, нередко очень обширные, способствуют пластическому расчленению и переотложению руд и образованию новых по форме и структурной позиции рудных залежей, как это наблюдалось, например, в Иртышской зоне смятия или на Тишинском месторождении Алтая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Документированная история развития разломов, прослеженная по разным регионам, указывает на прогрессивное усложнение регматической сети и увеличение ее плотности по мере увеличения мощности земной коры. Однажды возникшие разломы эволюционируют, видоизменяются, залечиваются, дополняются другими, на них же затем «накладывается» система новых швов, нередко имеющих секущие направления, и этот процесс многократного дробления хрупкой оболочки Земли, еще более активный в ее неотектоническом развитии, кажется беспредельным.

На современном этапе изученности регматической сети и регмагенеза наиболее ярко выступают региональные закономерности, связанные с обособлением разнообразных систем разломов по региональным стабильным и мобильным глыбам. Дизъюнктивные границы этих глыб, наблюдаемые по их периметру, оказывают решающее влияние на характер и ориентировку внутренних более поздних разломов и в конечном счете на общую конфигурацию и стиль строения возникающих при этом регматических систем. Поэтому представляется целесообразным производить генетическую систематику форм тектонической делимости в зависимости от количества разломов, участвующих в ограничении глыб, и выделять среди них глыбы одногранные, двугранные, трехгранные, четырехгранные и многогранные.

Наиболее глубокие, мантийно-коровые системы разломов I порядка и отвечающие им глыбы в значительной степени несут на себе признаки влияния эндогенных факторов, тогда как большинство мелких, III порядка, обязано вероятному воздействию как эндогенных, так и ротационных сил.

Тектоническая делимость и ее основные элементы оказывают существенное влияние на размещение эндогенной металлогении, определяя линейные и узловые участки локализации рудных месторождений, а также тип оруденения и состав руд. Наиболее полные спектры металлических руд устанавливаются в ареальных и полосовых системах I порядка. Системы II порядка заключают металлогению орогенных этапов и гранитизации континентальной коры. Наименее металлоносные, системы III порядка (осадочных чехлов), изучены еще недостаточно. Интересно, что характер металлогении в каждой из трех групп фанерозойских систем, I, II или III порядков, с возрастом, по-видимому, почти не изменяется и остается более или менее одинаковым в палеозоидах, мезозоидах и кайнозоидах.

Таким образом, изучение разломов и тектонической делимости литосферы на основании всего сказанного задача, безусловно, важная и актуальная. Касаясь дальнейших перспектив изучения регматической сети и развития этого нового направления в тектонике, следует отметить необходимость постановки следующих работ, в должной мере еще далеко не выполненных.

1. Сопоставление и увязка геологических, геофизических и космофотогеологических данных, заключающих в себе качественно разный смысл; в этих целях кажется необходимым проведение специального комплексного и систематического изучения тектонотипов систем разломов на полевых объектах.

2. Пространственная и возрастная корреляция региональных систем горизонтальной и вертикальной делимости с целью выявления и систематизации блоков и пластин с горизонтальными, наклонными и вертикальными дизъюнктивными ограничениями.

3. Обоснование намечающихся по космоснимкам систем планетарных линеаментов длиной в тысячи километров геологическими и геофизическими данными, их систематика и анализ в целях выяснения дизъюнктивной природы таких нарушений и роли космогонических факторов в их формировании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 44—55.
2. Борисов А. А., Суворов А. И., Каленик В. Н. Глубинное строение и главные глубинные разломы земной коры на территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 16—31.
3. Бургман В. С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 26—37.
4. Буш В. А., Трифонов В. Г., Шульц С. С. (мл.). Системы активных линеаментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков. 27-й МГК, коллоквиум К. 05. Доклады, Т. 5. М.: Наука, 1984, с. 42—53.
5. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 124 с.
6. Ермаков Б. В., Саркисов Ю. М., Попова Г. З. Эпохи разломообразования на территории СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 3, с. 113—119.
7. Ильин К. Б. Региональная металлогения СССР. М.: Недра, 1974. 237 с.
8. Косыгин Ю. А. Тектоника, 2-е издание. М.: Недра, 1983. 536 с.
9. Красный Л. И. Геоблоки.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 103—120.
10. Красный Л. И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции.— Сов. геология, 1984, № 7, с. 17—32.
11. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 239 с.
12. Рундквист Д. В., Кузнецов В. А., Марков К. Н., Смирнов В. И., Старицкий Ю. Г., Твалчредидзе Г. А., Шеглов А. Д. Металлогения СССР. 27-й МГК, коллоквиум К. 01. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984, с. 115—125.
13. Смыслов А. А., Яншин А. Л., Зайченко В. Ю., Карус Е. В., Сурков В. С., Пузырев Н. Н., Ерхов В. А., Шукин Ю. К. Глубинное геологическое строение и геодинамика литосферы территории СССР. 27-й МГК, коллоквиум К. 05. Доклады. Т. 1, М.: Наука, 1984, с. 15—26.
14. Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.
15. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 179. 316 с.
16. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 214 с.
17. Суворов А. И. Структурный план и разломы территории Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с. 122—136.
18. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 82 с.
19. Щерба Г. Н. Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 239 с.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
22.XI.1984

УДК 553.981/982+551.242.2

БУРЛИН Ю. К., КРЫЛОВ Н. А., ЛЕБЕДЕВ Л. И.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КРАЕВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ**

Статья посвящена рассмотрению тектонических особенностей размещения залежей нефти и газа в осадочных бассейнах подводных окраин континентов. Рассматриваются осадочные бассейны окраин атлантического (пассивные) и тихоокеанского (активные) типов. Устанавливается формационная и структурная приуроченность нефтегазовых месторождений, их связь с направленностью тектонических процессов и типами бассейнов.

Проблема освоения нефтегазовых ресурсов морского дна — одна из весьма актуальных проблем дальнейшего развития топливной энергетики. В настоящее время морские нефтяные месторождения дают около $\frac{1}{4}$ (более 700 млн. т в 1984 г.) объема нефти, добываемой за рубежом. В перспективе эта доля несомненно будет расти, в пользу чего свидетельствует как общая тенденция развития нефтяной промышленности, так и постепенное истощение нефтегазовых ресурсов на континенте. В этих условиях трудно переоценить значение изучения закономерностей распределения и формирования залежей нефти и газа под морским дном. Представляется очевидным, что, так же как и на континентах, одним из важнейших факторов, управляющих размещением нефтегазовых скоплений под морским дном, является тектонический фактор, роль которого неоднократно подчеркивалась советскими исследователями — Ю. М. Пущаровским, В. Е. Хаиным, А. Л. Яншиным и др.

Переходные зоны континент — океан как области геологических противоречий характеризуются высокой динамичностью и контрастностью процессов тектогенеза. Здесь наряду с горизонтальными движениями наблюдаются значительные вертикальные перемещения блоков литосферы, благодаря чему происходит накопление мощных толщ осадочных пород [12]. Различная направленность тектогенеза проявляется в формировании разного типа континентальных окраин. На пассивных окраинах этапы относительной стабилизации чередуются с этапами активизации движения, что отражается в соответствующих формациях. Для активных окраин наряду с процессами воздымания и погружения характерны также процессы сжатия и скучивания, которые отчетливо выражены на окраинах андийского, невадийского или калифорнийского типов.

Выявленные к настоящему времени морские нефтяные месторождения и нефтегазоносные бассейны подводных окраин находятся в разнообразных тектонических условиях. При этом наблюдаются четкие отличия в нефтегазоносности бассейнов атлантического (пассивного) и тихоокеанского (активного) типов подводной окраины.

I

Особенности нефтегазоносности пассивных окраин целесообразнее всего рассматривать на примере краевых зон Атлантического океана, где за последние 10—15 лет были открыты крупные скопления нефти и газа. К настоящему времени эти скопления установлены в Северном море (северный бассейн которого может рассматриваться в качестве краевой зоны Атлантического океана), у восточного побережья Канады, в заливе Кампече, в пределах атлантической окраины Южной Америки и подводной окраины Западной Африки.

В пределах последней известен ряд нефтегазоносных бассейнов, которые в основном расположены на шельфе. Сухопутные части этих бас-

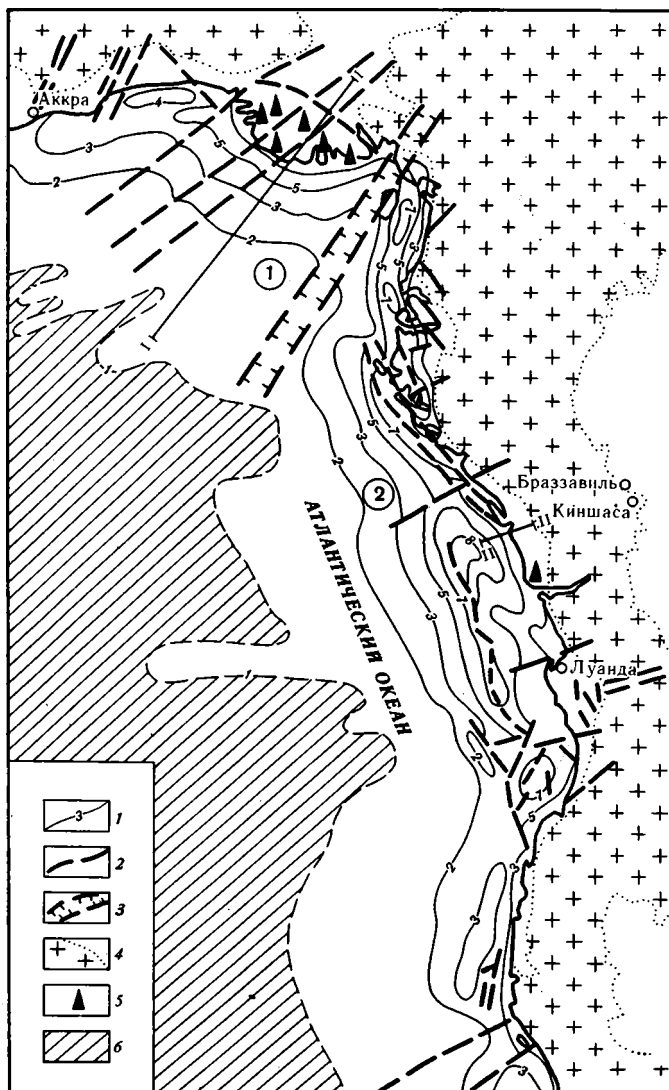


Рис. 1. Нижненигерийский и Кванза-Камерунский осадочные бассейны (составлена по материалам А. И. Горлова, А. Ю. Юнова, К. О. Emery, A. Whittam и др.):

1 — изопахиты осадочной толщи (км); 2 — разрывные нарушения; 3 — Камерунская вулканическая область; 4 — выходы на поверхность пород кристаллического фундамента; 5 — основные нефтегазоносные районы; 6 — зоны развития маломощных (<1 км) осадков на дне океана. Цифры в кружочках: 1 — Нижненигерийский бассейн, 2 — Кванза-Камерунский

сейнов имеют значительно меньшую площадь. По сути это небольшие заливы седиментационного бассейна Атлантического океана на краю докембрийского щита Африки. В указанном районе имеются два основных нефтегазоносных бассейна: Нижненигерийский и Кванза-Камерунский (рис. 1). В пределах первого из них сосредоточена основная добыча Западной Африки и свыше 70% разведанных запасов нефти.

Нижненигерийский бассейн представляет собой крупный поперечный прогиб на краю Африканского континента, с которым связана дельта р. Нигер. Разрез Нижненигерийского бассейна сложен в основном отложениями палеогена, неогена и четвертичными, которые представлены терригенными породами дельтового генезиса. Нижняя часть разреза мощностью до 6000 м сложена глинами Аката (палеоцен — эоцен), отложившимися преимущественно в глубоководных условиях (продельта). Средняя часть — свита Агбада (эоцен — нижний миоцен) мощностью

свыше 4000 м представлена чередованием песков, песчаников и глин. Она сформировалась в пределах авандельты. Это основная нефтесодержащая толща Нижненигерийской впадины. И наконец, верхняя толща — Бенин (миоцен-четвертичные) сложена главным образом песками и песчаниками с локальными маломощными прослоями глин. Мощность ее около 2000 м.

В структурном отношении Нижненигерийская впадина — это гигантский грабен субширотного простирания, северо-западный борт которого образован трансформным разломом срединно-океанического хребта, а юго-восточный — Камерунской вулканической областью. В северо-восточном направлении бассейн переходит в меловой грабен Бенуэ. Предполагается, что в зоне развития максимальных мощностей осадков, которые составляют 10—12 км, может отсутствовать так называемый гранитный слой. В то же время борта впадины в прибрежной части залегают на типично континентальной коре. Осевая зона бассейна разбита серией протяженных разломов северо-восточного простирания. Для структурного плана осадочного чехла характерен глиняный диапиризм, обусловленный наличием мощных толщ глин и подвижками блоков фундамента. С диапировыми поднятиями, которые имеют сложное строение и небольшие размеры (3—5×6—10 км), связаны основные нефтегазовые месторождения.

Кванза-Камерунский бассейн состоит из трех впадин: Габонской, Усть-Конголезской и Кванзийской, которые в виде заливов вдаются в докембрийский щит и раскрываются в сторону океана. Наиболее характерной особенностью бассейна является отчетливая фациальная зональность выполняющих его мезозойско-кайнозойских отложений, обусловленная тектонической позицией района в краевой части континента, а также вертикальная и латеральная формационная изменчивость [5]. Обычно разрез начинается субконтинентальными песчано-гравийно-галечными отложениями верхней юры — нижнего мела (свиты Зензе, Лука, Эрве). Выше залегают битуминозные аргиллиты свиты Букомази (неоком). Последние перекрываются солями апта (свита Лоеме). Вверх по разрезу в Усть-Конголезской впадине они сменяются терригенными отложениями свиты Вермела (альб — сеноман) на северо-востоке и синхронными карбонатами свиты Пинда на юго-западе, на которые ложатся сенонские карбонаты свиты Иабе (рис. 2). На них с размывом в прибрежной части залегают также морские терригенные породы миоценового возраста (свита Малембо).

В разрезе бассейна отчетливо выделяются два структурных этажа, разделенных соленосными породами. Нижний структурный этаж сложен отложениями юры и неокома. Для него характерно блоковое строение: узкие линейные грабенообразные депрессии, вытянутые параллельно простиранию подводной окраины континента, разделены также линейными горстовыми поднятиями. В региональном плане наблюдается общее ступенчатое погружение упомянутых линейных зон вкост простирания в сторону океана. Верхний структурный этаж охватывает отложения от верхней части нижнего мела до четвертичных. Он имеет общее моноклиналиное падение в сторону океана с раздвумом мощностей во внешней части шельфа и на склоне, т. е. отложения этого комплекса образуют крупную клиноформу. Эта общая картина осложнена соляной тектоникой.

В структурном отношении нефтяные месторождения Кванза-Камерунского бассейна связаны главным образом с антиклинальными складками различного происхождения. Несмотря на то что нефтегазоносность характерна для всего разреза, отмечена тесная зависимость ее от распределения соленосных толщ, о чем будет сказано ниже.

Сходными с Кванза-Камерунским бассейном тектоническими условиями нефтегазоносности обладают бассейны и по другую сторону Атлантического океана, вдоль подводной окраины Южной Америки. Это сходство проявляется в характере разреза, его структурной дифференциации, особенностях строения заливообразных бассейнов, распределе-

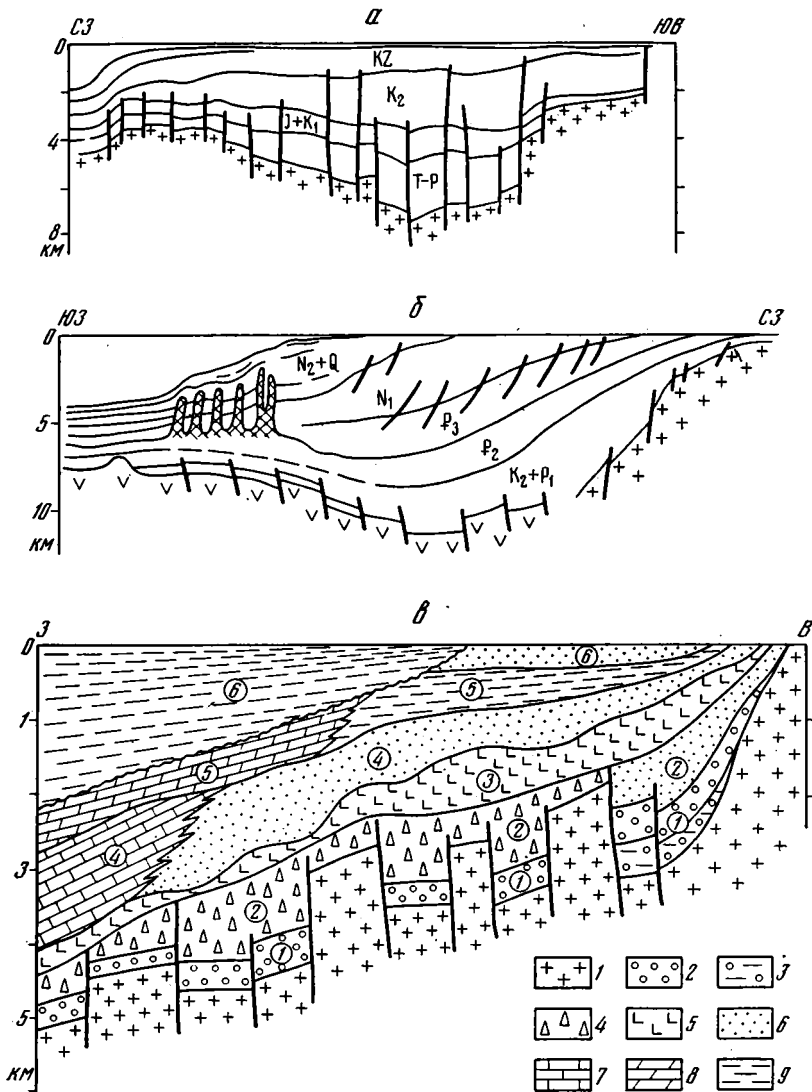


Рис. 2. Характерные профили пассивных окраин
a — подводная окраина северо-западной Австралии (по данным Studies in East Asia...),
б — Нижнегвинеийский бассейн (по A. Whiteman); *в* — формационный профиль Кванза-Камерунского бассейна. 1 — кристаллический фундамент; 2 — гравийно-галечные отложения; 3 — красноцветные терригенные грубообломочные породы; 4 — битуминозные аргиллиты; 5 — соленосные породы; 6 — пески и песчаники; 7 — известняки и доломиты; 8 — мергели; 9 — глинистые отложения. Цифрами на профиле обозначен возраст отложений: 1 — юра — нижний неоком (свиты Зензе, Лукула, Эрве); 2 — неоком (свита Букомази); 3 — апт (свита Лоеме); 4 — альб — сеноман (свиты Пинда и Вермела); 5 — сенон (свита Иабе); 6 — олигоцен — миоцен (свита Малембо)

нии в них залежей нефти и газа [15]. Как указывалось выше, к пассивным окраинам следует относить и северную часть Северного моря — грабен Викинг, в котором сосредоточено почти 40% разведанных запасов нефти указанного водоема. Этот грабен выполнен в основном мезозойско-кайнозойскими породами. Отложения триаса представлены в терригенной континентальной фации и сложены песчаниками и глинами мощностью около 2000 м. Юрские породы также являются терригенными, они отлагались в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют пролои углей. Вышележащие отложения мела и третичных образовались в результате морского осадконакопления.

В грабене Викинг выделяются два структурных комплекса. Нижний — доверхнемеловой, сложен главным образом мезозойскими (триас-

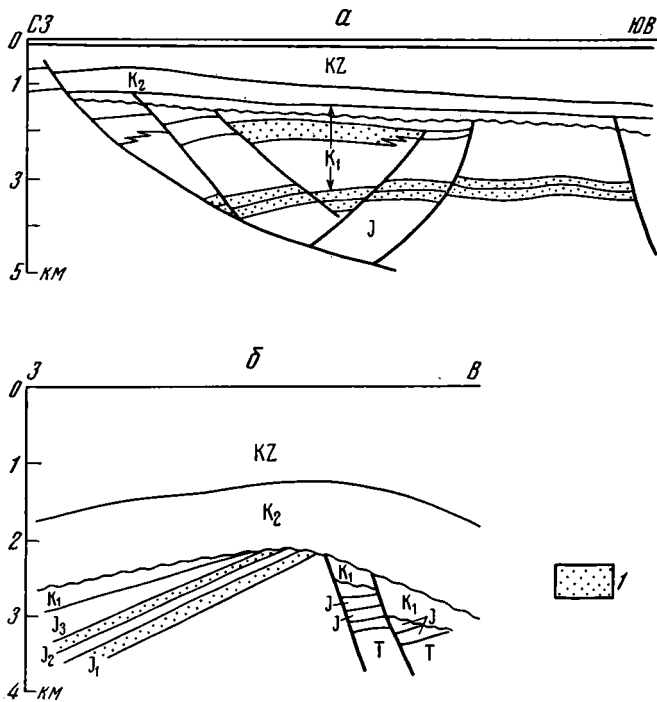


Рис. 3. Характерные разрезы нефтяных месторождений пассивных окраин
a — месторождение Хиберния на Большой Ньюфаундлендской банке (по N. J. Mc Millan); *б* — месторождение Brent Северного моря (по P. E. Kent). 1 — продуктивные горизонты

нижнемеловыми) породами. Для него характерно блоковое строение с большим количеством вытянутых тектонических блоков, залегающих на различном гипсометрическом уровне. Верхний комплекс, охватывающий отложения верхнего мела — кайнозоя, залегает относительно спокойно и плащеобразно перекрывает нижележащий комплекс. Он слабо дислоцирован (рис. 3). Залежи нефти в грабене Викинг связаны только с отложениями нижнего структурного этажа (юра — триас). Ловушки образуются вытянутыми горстами субмеридионального простирания. Типичными месторождениями этого района являются месторождения Статфиорд, Brent, Тистл, Данлин и др.

Следует отметить, что сходным строением обладает и месторождение Хиберния на востоке Атлантического океана в пределах Большой Ньюфаундлендской банки [14].

Проведенными к настоящему времени геолого-геофизическими исследованиями в пределах пассивных окраин выявлены крупные линейные осадочные депрессии (периконтинентальные или периокеанические прогибы), вытянутые параллельно окраине континента. Типичными их примерами являются депрессии у восточного побережья США, Канады, Западной Африки. При этом нефтегазоносные и потенциально-нефтегазоносные осадочные бассейны осложняют континентальные борта этих депрессий, являясь структурами более низкого ранга.

Для периокеанических прогибов характерен целый ряд отличительных черт. Прежде всего гигантские размеры (длина несколько тысяч, а ширина несколько сот километров при мощности осадочных образований более 10 км). Второй их особенностью является линейность. Третью заключается в неоднородности строения земной коры: континентальный тип строения в зоне, прилегающей к континенту (шельф и склон), кора переходного типа под континентальным подножием с сокращенной мощностью «гранитного» слоя и более высоким по сравнению с континентом залеганием поверхности М. Во многих случаях граница между двумя

типами коры проходит по глубинному разлому, который расположен в осевой зоне депрессии. Характерной чертой периокеанических прогибов является асимметричное строение. В большинстве случаев их континентальные и океанические борта различаются по формационному составу и структурной характеристике осадочной толщи. Как было показано выше, на континентальном борту прогиба выделяются два структурных комплекса: нижний, — имеющий блоковое строение, он состоит из серии горстов и грабенов, и верхний, несогласно перекрывающий нижний, слабодислоцированный, обладающий региональным наклоном в сторону океана. Верхний комплекс обычно образует крупную осадочную клиноформу с резким возрастанием мощностей на материковом склоне или в районе континентального подножия с дальнейшим сокращением мощности по направлению к центральным глубоководным районам океана. В районе шельфа верхний структурный комплекс залегает субгоризонтально. Для нижнего структурного комплекса характерно ступенчатое погружение в сторону океана.

Указанное двухъярусное строение наблюдается во многих осадочных бассейнах континентального борта прогиба вдоль африканской и американской окраин Атлантического океана. Помимо вышеописанных бассейнов — Кванза-Камерунского и Викинг аналогично построены бассейны Жанна д'Арк, Западно-Шетландский, Южно-Кельтский и др. Нижний структурный комплекс в силу особенностей строения и формирования (он связан с рифтогенезом океана) целесообразно называть рифтогенным, а верхний, представленный в основном типичными отложениями открытого моря и океана, — талассогенным. Обращает на себя внимание близкий возраст комплексов в пределах большей части пассивных окраин. Нижний структурный комплекс охватывает стратиграфический интервал, главным образом триас — юра — нижний мел (в ряде районов возрастной интервал комплекса — юра — нижний мел). Верхний структурный комплекс имеет возраст от верхнего мела до современного, хотя в отдельных случаях он может охватывать почти весь мезозой и кайнозой. Ряд тектонических зон пассивных окраин характеризуется либо отсутствием нижнего структурного комплекса, либо его редуцированным развитием, например бассейн Сейбл у берегов Канады и др. Таким образом, исходя из структурной характеристики осадочной толщи, в развитии пассивных окраин можно выделить два этапа: начальный — деструктивный этап, в течение которого одновременно с рифтогенезом в зарождающейся океанической области происходит обрушение края континента, и более поздний — конструктивный этап, характеризующийся наращиванием (проградацией) подводной окраины за счет интенсивного сноса обломочного материала [9, 11].

Осадочная толща периокеанических прогибов характеризуется закономерной изменчивостью формаций как в вертикальном разрезе, так и по латерали вкрест простирания прогиба. В основании разреза в рифтогенном структурном комплексе залегают терригенные формации континентального происхождения, сложенные речными и озерными отложениями. Во многих случаях на окраине Атлантики они перекрываются эвапоритовыми формациями. Перечисленные формации характеризуют континентально-лагунный этап развития пассивных окраин. Морской этап развития, для которого характерно существование ограниченных по площади эпиконтинентальных водоемов, начинается обычно с карбонатных формаций различного типа, в том числе и рифовых. Последние, так же как и эвапоритовые формации, не распространены повсеместно. Верхняя часть разреза пассивных окраин слагается морскими терригенными и терригенно-карбонатными формациями — мелководными в зоне шельфа и глубоководными в зоне континентального склона и подножия. Эти формации характеризуют новейший — океанический этап развития пассивных окраин и слагают талассогенный структурный комплекс. В этой группе формаций наблюдается отчетливый переход по латерали в сторону океана от прибрежноморских терригенных формаций в глубоководные терригенные океанические формации, для которых характерно

наличие прослоев турбидитов. В зонах впадения крупных рек (Нигер, Конго и др.) развита терригенная формация дельтового происхождения. В целом в пределах пассивных окраин наблюдается четкая асимметрия распределения формаций: на континентальном борту и осевой зоне периферического прогиба наблюдается полиформационное строение, большая часть океанического борта имеет моноформационное строение и редуцированный стратиграфический интервал осадочной толщи.

Таким образом, наблюдающаяся смена формаций, так же как и структурные особенности осадочной толщи, отражает развитие окраины от погружения и обрушения континента до образования океана в современном виде за счет горизонтальных и вертикальных движений.

Собственно нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны, входящие в состав периферических прогибов, по тектонической позиции, характеру формационного выполнения, особенностям строения земной коры можно разбить на три большие группы: внутришельфовые, маргинальные, краевых плато. Для внутришельфовых бассейнов характерно прежде всего то, что они целиком расположены в пределах континентальной коры, в ряде случаев эти бассейны продолжают бассейны, расположенные на суше, а от глубоководных районов они могут быть отделены погребенными барьерами. Последние могут быть поднятиями фундамента, погребенными барьерными рифами, зонами развития соляных куполов и диапиров. Во внутришельфовых бассейнах обычно встречается весь набор формаций, описанный для континентального борта периферического прогиба. При этом латеральная их изменчивость вкрест простирания континента выражена слабо. По особенностям строения многие внутришельфовые бассейны на пассивных окраинах часто являются относительно простыми и напоминают платформенные синеклизы. К их числу относятся некоторые бассейны арктического шельфа: Северо-Чукотский, Хоуп и др. В других случаях в основе их лежат крупные грабены по нижнему структурному комплексу. Сюда относятся бассейны грабена Эрика у подножия п-ова Лабрадор, грабен Викинг в Северном море, бассейны Колорадо и Саладо у восточного побережья Южной Америки и др.

К маргинальным бассейнам относятся те, которые охватывают в виде единого прогиба осадочную толщу шельфа, континентального склона, а иногда и подножия. Они могут быть вытянуты вдоль подводной окраины континента на значительное расстояние. Осадочная толща этих бассейнов образует в поперечном сечении крупную линзу. Вдоль восточного побережья США протягиваются крупные бассейны подобного типа (Блейк, Новшотландский), в которых предполагается существование рифовых комплексов и галогенных пород под континентальным склоном. Две отличительные черты характерны для маргинальных бассейнов. Во-первых, осадочная толща этих бассейнов перекрывает участки с разными типами строения земной коры (от типично континентальной до переходной или океанической), а во-вторых, в их пределах наблюдается отчетливая латеральная изменчивость формаций в направлении вкрест простирания края континента за счет замещения формаций нижней группы океаническими формациями. При этом редуцируется рифтогенный комплекс с одновременным возрастанием роли талассогенного комплекса. Особенно отчетливо это явление выражено в поперечных маргинальных прогибах типа Нижненигерийского, в котором доминирующую роль играет талассогенный комплекс (см. рис. 2, б). В большинстве своем эти бассейны грабенообразные, к ним приурочены дельты крупных рек. Осадочные породы этих бассейнов в значительной степени представлены дельтовыми отложениями. Помимо клиноформного строения осадочная толща характеризуется развитием проградационной слоистости. Наличие мощной осадочной толщи и активное молодое погружение создают условия для развития диапиризма в глинах (Нижненигерийский бассейн, бассейн р. Маккензи и др.).

Особое место среди бассейнов пассивных окраин занимают бассейны краевых плато, пока еще недостаточно изученные. К числу их относятся

бассейны плато Вёринг, Роколл, Эксмут и др. Эти бассейны образовались за счет подпруживания осадков, поступающих с континента, выступами фундамента на континентальном склоне. Они выполнены главным образом меловыми и кайнозойскими отложениями, образующими зоны прилегания к склонам выступов, обращенных к континенту. В этих зонах можно допустить существование неструктурных ловушек. О перспективах этих бассейнов свидетельствуют газопроявления при бурении на плато Вёринг и в других местах.

Выявленная к настоящему времени нефтегазоносность пассивных окраин обладает рядом специфических черт. Прежде всего, за исключением бассейна дельты р. Нигер, она связана с рифтогенным комплексом. При этом обращает на себя внимание весьма близкий стратиграфический интервал продуктивных горизонтов. Так, в северной части Северного моря нефтегазоносность связана с юрскими отложениями (средняя и нижняя юра) на Большой Ньюфаундлендской банке с юрско-меловыми породами, в заливе Кампече — с верхней юрой — нижним мелом (в основном). Если взять другие районы Атлантической окраины с менее значительным масштабом нефтегазоносности, то там наблюдается близкая картина. Так, в Бразилии рифтогенный комплекс (юра — нижний мел) содержит 96% всех начальных разведанных запасов. Несколько иное положение с бассейнами Атлантической окраины Западной Африки. Здесь вторым по величине запасов нефти после Нижненигерийского является Кванза-Камерунский бассейн. В его пределах с подсолевой частью рифтогенного комплекса связано лишь 23% запасов нефти, тем не менее этот комплекс оказывает решающее влияние на нефтегазоносность разреза. В случае наличия мощной экранирующей соленосной толщи нефтегазоносность связана только с подсолевыми отложениями; если мощность соли незначительна, то углеводороды насыщают верхнюю надсолевую часть разреза, т. е. даже в данных условиях роль рифтогенного комплекса весьма существенна.

Свидетельством роли рифтогенного комплекса в нефтегазоносности пассивных окраин является то, что при его отсутствии масштабы нефтегазоносности невелики. Примером может служить бассейн о-ва Сейбл на атлантической окраине Северной Америки. Этот бассейн выполнен главным образом талассогенным комплексом. Однако если последний связан с крупным поперечным грабеном и представлен дельтовыми отложениями, то он может иметь значительные масштабы нефтегазоносности (Нижненигерийский бассейн). Но вполне очевидно, что такие условия имеют локальный, а не региональный характер распространения.

Определяющее влияние рифтогенных грабенообразных структур на формирование залежей нефти и газа может быть обусловлено рядом причин. В зоне дробления и рифтообразования имеется повышенный тепловой поток, определяющий генерацию углеводородов в нефтепроизводящих толщах. Соответственно здесь существуют более жесткие по сравнению с нормальными термодинамические условия, создающие предпосылки для преобладания в отдельных критических напряженных зонах газовой фазы углеводородов. Благодаря наличию последней теоретически должен возрастать коэффициент эмиграции жидких углеводородов из нефтепроизводящих толщ. Помимо указанного несомненное влияние на преобразование органического вещества пород оказывают сейсмотектонические процессы [10].

Анализ типов ловушек в пределах пассивных окраин показывает, что здесь наряду с обычными ловушками — брахиантиклинальными складками, солянокупольными и диапировыми поднятиями весьма существенная роль принадлежит блоковым поднятиям, которые целесообразно называть «складками обрушения», поскольку они сформированы в результате дробления и погружения окраин континента или бортовых зон в процессе рифтогенеза. Примером таких поднятий могут служить нефтеносные поднятия северной части Северного моря, месторождение Хиберния в бассейне Жанна д'Арк, месторождение Кайоба и Каморим в бассейне Сержипи-Алагоас, месторождения залива Кампече и др. (см.

рис. 3). При этом следует отметить, что наряду со структурными ловушками в пределах пассивных окраин определенную роль играют комбинированные и неструктурные ловушки. Так, в северной части Северного моря залежи связаны с блоковыми поднятиями и экранированы стратиграфическим несогласием, с зоной выклинивания песчаных пластов (возможно, турбидитов) связаны некоторые месторождения у берегов Бразилии, со шлейфами карбонатных осыпей связаны месторождения залива Кампече.

К настоящему времени в пределах пассивных окраин установлены три основные группы нефтегазоносных формаций. Прежде всего это терригенная полифациальная формация, сложенная парагенетически связанными между собой терригенными породами субаквального происхождения, отложившимися в континентальных, прибрежных и мелководноморских условиях. Примерами этих формаций могут служить терригенные юрско-меловые нефтегазоносные формации подводной окраины Бразилии и Большой Ньюфаундлендской банки, юрская терригенная нефтегазоносная формация грабена Викинг и т. д. Обращает на себя внимание большое сходство этих формаций с нефтегазоносной терригенной субугленосной формацией ряда молодых платформ: Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит [3, 4]. Это обусловлено сходством палеогеографических и палеотектонических условий формирования этих формаций.

Второй по значению нефтегазоносной формацией является терригенная прибрежно-морская формация, сложенная дельтовыми и авандельтовыми терригенными породами. Типичным примером этой формации является нефтегазоносная терригенная формация Нижненигерийского бассейна. Тело формации образует крупную линзу толщиной несколько километров. Как указывалось выше, в вертикальном разрезе наблюдается смена чисто морских глинистых отложений (свита Аката) прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями (свита Агбада). С последними связана основная нефтегазоносность, но продуцирующие комплексы, как показывают специальные исследования, приурочены к глинистым отложениям свиты Аката. Терригенная прибрежно-морская формация дельтового генезиса имеет локальное распространение и в тектоническом отношении связана с крупными поперечными грабенами. Эта формация характеризуется высокой концентрацией углеводородных ресурсов.

И наконец, третьим типом нефтегазоносных формаций, развитых в пределах пассивных окраин, являются карбонатные банково-рифовые формации, отличающиеся высокой продуктивностью. Нефтегазоносная формация этого типа выявлена в заливе Кампече, на шельфе Кабинды и в других районах.

Таким образом, можно наметить следующие основные черты нефтегазоносности пассивных окраин.

Нефтегазоносность в значительной степени связана с нижним структурным (рифтогенным) комплексом, в пределах последнего — с терригенной полифациальной формацией.

При насыщении углеводородами верхнего (талассогенного) структурного комплекса важную роль в нефтеносных отложениях играют породы дельтового происхождения.

Выявленные скопления нефти и газа приурочены в основном к продольным и поперечным грабенам.

В стратиграфическом отношении основные залежи нефти на сегодня связаны с юрско-меловыми и миоценовыми осадками.

Наряду с обычными типами ловушек в пределах пассивных окраин широко развиты ловушки, связанные с блоками, возникшими при обрушении, — «складки обрушения».

Наибольшее разнообразие типов осадочных бассейнов и наиболее широкий набор формаций отмечается на активных окраинах. Изучение развития активных окраин [6] показывает, что ведущим процессом является формирование континентальной коры, который включает ряд стадий: океаническую, переходную (геосинклинальную) и, наконец, континентальную. Конструктивные процессы осложняются деструктивными на всех этапах, что приводит к возникновению вторичной океанической коры, возобновлению геосинклинального развития. Различные тектонические зоны активных окраин находятся на разных уровнях развития, что сказывается в достаточно пестром наборе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, каждая из которых на определенном этапе может представлять интерес для нефтегазоносности. Нефтегазоносные и, возможно, нефтегазоносные осадочные бассейны активных окраин достаточно отчетливо можно разделить на три группы бассейнов: островодужные, приматериковые и котловин окраинных морей.

Первая группа, как это вытекает из ее названия, в тектоническом отношении тесно связана со структурным комплексом островных гряд. По представлению некоторых исследователей, это современные геосинклинальные зоны [7, 8]. Островодужные бассейны по тектонической позиции делятся на фронтальные, междуговые и тыловые.

Фронтальные бассейны, формирующиеся на внешней океанической стороне дуг, выполнены глубоководными осадками со стороны океана и вулканогенно-осадочными пирокластическими осадками на шельфе и континентальном склоне вулканической дуги. Нефтегазоносность этих бассейнов практически неизвестна, перспективы их невелики.

Среди островодужных наиболее существенными перспективами обладают бассейны в тылу островных дуг. При компенсированном их прогибании мелководные и прибрежные фации обеспечивают наличие резервуаров, коллекторы могут быть сложены и вулканами (ряд месторождений Японии). Подходящие климатические условия и тектонический режим способствовали росту рифовых тел (о-в Палаван и др.). Бассейны по площади обычно небольшие, но со значительной (6—8 км) мощностью отложений главным образом неогенового возраста. В малых по размерам бассейнах преобладают газовые и газоконденсатные месторождения, в более крупных — нефтяные и газонефтяные.

Из числа осадочных бассейнов впадин окраинных морей и прежде всего бассейнов позднегеосинклинальных прогибов наибольший интерес представляют те, которые расположены в зоне сочленения блоков коры континентального и субконтинентального типов. Как следует из особенностей строения осадочной толщи, рифтогенез и, видимо, процессы раздвига на начальной стадии формирования этих бассейнов сменяются на неотектоническом этапе, начиная с миоцена, компенсированным прогибанием. Основную роль в строении указанных бассейнов играют терригенные морские, терригенно-туффито-кремнистые, а в краевых частях — лагунно-континентальные угленосные формации, подчеркивающие цикличность строения разреза. В зонах, примыкающих к молодым поднятиям, развиты мощные молассы. В этих бассейнах продуктивны как геосинклинальные, так и орогенные формации. Существенный интерес представляют кремнистые толщи, биогенные разности которых одновременно нефтематеринские и нефтесодержащие. В них отмечается раннее начало нефтеобразования, что обеспечивает и раннее формирование скоплений. Процессы катагенеза приводят к возникновению коллекторов в кремнистых породах, которые являются новыми объектами поисков [1].

Крупная самостоятельная группа бассейнов активных окраин — приматериковые бассейны, характеризующиеся активным компенсированным прогибанием в кайнозойское время (рис. 4). В этих бассейнах находятся наиболее значительные запасы нефти и газа. Среди приматериковых можно выделить бассейны кайнозойских складчато-орогенных поясов, в том числе и бордерлендов, а также бассейны, расположенные

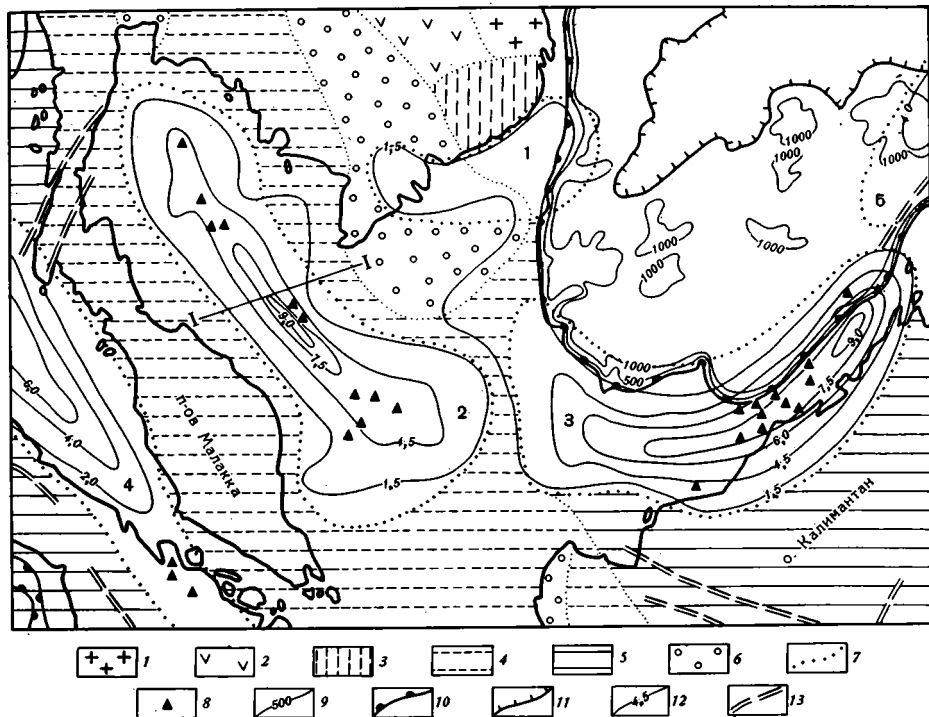


Рис. 4. Приматериковые бассейны Юго-Восточной Азии (по материалам Ю. М. Пущаровского, Г. Б. Удинцева, К. О. Етегу, С. J. Li, A. A. Meuyehoff и др.)
 1 — дорифейские комплексы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — области герцинской складчатости; 4 — области мезозойской складчатости; 5 — области кайнозойской складчатости; 6 — впадины неотектонического этапа развития, выполненные молассаи; 7 — границы осадочных бассейнов; 8 — нефтеносные районы; 9 — изобаты (м); 10 — бровка шельфа; 11 — подножие склона в Южно-Китайском море; 12 — изопакиты (км); 13 — разломы. Приматериковые осадочные бассейны (обозначены цифрами на схеме): 1 — Меконгский; 2 — Сиапский; 3 — Саравакский; 4 — Северной Суматры; 5 — Северо-Восточный Палаван

на жестких блоках относительно древней консолидации, испытавших влияние тектогенеза активной окраины.

По тектонической позиции приматериковые бассейны зон докайнозойской консолидации можно разделить на три группы — краевых прогибов, платформенных синеклиз (внутришельфовые) и маргинальные (шельфовосклонные).

К первой из них относятся Яванский и Суматринский бассейны. Они достаточно типичны для краевых прогибов, за исключением наличия активных вулканов, извержения которых оказывают определенное влияние на формирование коллекторских свойств пород. В ряде случаев из вулканитов сформированы продуктивные горизонты (месторождение Джатибаранг на о-ве Ява). Эти бассейны имеют наиболее высокую плотность разведанных запасов. Основные продуктивные горизонты связаны с терригенными коллекторами и рифами миоцена. Помимо структурных ловушек залежи могут быть приурочены к погребенным береговым барам и древним руслам.

Бассейны платформенных синеклиз представляют собой крупные пологие впадины, расположенные полностью на шельфе. Это мезозойско-кайнозойские депрессии с разновозрастным фундаментом. Они имеют линейные очертания. Простирание их определяется простиранием складчатых зон континентального обрамления. Осадочный чехол имеет мощность 5—9 км и делится обычно на два структурных комплекса. Нижний из них охватывает палеогеновые и более древние породы, главным образом континентального происхождения. Он разбит серией крупных разрывных нарушений на горсты и грабены и прорван интрузиями различного состава — от основных до кислых. Верхний комплекс сложен терригенными

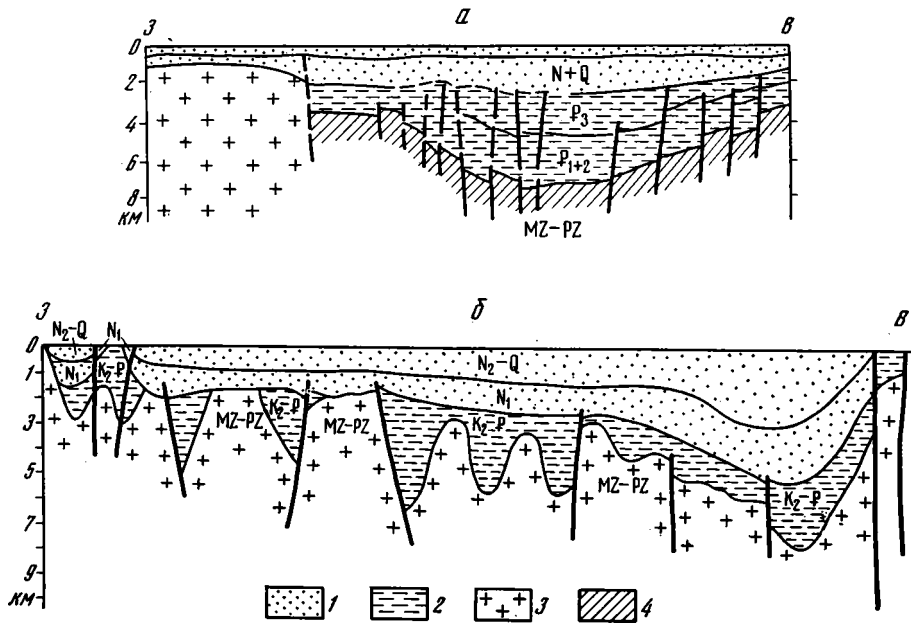


Рис. 5. Профильные разрезы некоторых приматериковых бассейнов *а* — Сиамский бассейн (по *Studies in East Asia...*) (расположение профиля см. на рис. 4), *б* — Охотское море (по И. И. Хведчук); 1 — неотектонический структурный этаж, 2 — рифтогенный структурный этаж, 3 — кристаллический фундамент, 4 — докайнозойские породы

морскими образованиями неоген-четвертичного возраста, он слабо затронут дислокациями разного типа и залегает плащеобразно (рис. 5). Залежи нефти и газа в бассейнах этого типа связаны с коллекторами в отложениях миоценового возраста, т. е. верхним структурным комплексом. Тектонотипами этих бассейнов являются Сиамский, Саравакский и др.

В ряде случаев процессы тектогенеза на активных окраинах затрагивают участки жестких платформенных блоков в пределах внутришельфовых бассейнов. Примером является Восточный Китай. В мезозое и кайнозое эта часть Китайской платформы претерпела две стадии структурного преобразования, в результате которых возникли осадочные бассейны. Китайские геологи связывают основные черты разломной тектоники этих стадий и возникновение осадочных бассейнов с растягивающими усилиями и явлениями рифтинга [17, 18]. На протяжении мезозоя основные тектонические движения охватили бассейн Сонгляо. Бассейн Бохай-Бей (рис. 6) был центром раннетретичной тектонической активности. Позже растяжение проявилось в Восточно-Китайском море, вследствие чего возникли неогеновые бассейны. Все бассейны вначале являлись приразломными депрессиями, а наиболее молодые являются таковыми и ныне. Главный период погружения в них совпал с периодом нефтеобразования. Для основных продуктивных горизонтов бассейна Бохай-Бей характерны лагунные и авандельтовские фации. Разрывы здесь непосредственно контролируют распределение, литологию и мощность третичных пород. Вулканические тела прорывают все третичные породы, и вулканогенный материал не влияет на свойства нефтеносных пород основного олигоценного комплекса.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о наличии значительного сходства в строении и развитии внутришельфовых приматериковых бассейнов активных окраин и внутришельфовых бассейнов пассивных окраин. В обоих случаях начальный этап развития бассейнов связан с рифтогенезом и формированием рифтогенного комплекса, а заключительный — с развитием зрелого океана (пассивные окраины) и котловины окраинного моря (активные окраины). Различается лишь возраст структурных комплексов и соответственно время их образования.

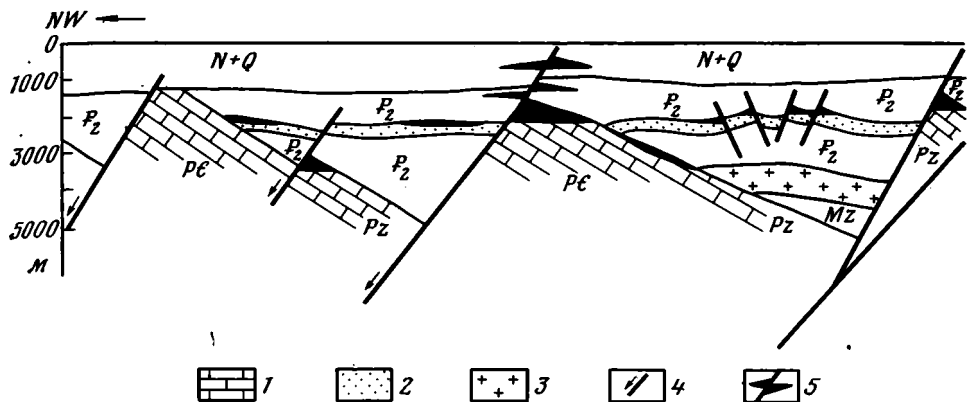


Рис. 6. Профильный разрез нефтегазоносного района зал. Бохай-Бей (по Tang Zhi)
 1 — карбонатные породы; 2 — песчаники; 3 — соленосная толща; 4 — направления смещения; 5 — залежи нефти

Маргинальные осадочные бассейны имеют максимальные мощности осадков над внешним шельфом и верхней частью континентального склона. Примерами этих бассейнов служит Меконгский, северной части Южно-Китайского моря (Хайнаньской), Иравадийский и др. В особую группу среди этой категории выделяются бассейны, очертания которых определяются грабенами в краевой зоне шельфа, поперечными к его простиранию (бассейны о-ва Калимантан — Кутей, Барито, Таракан). Для них характерно широкое развитие дельтовых комплексов и, следовательно, терригенный тип коллекторов.

В приматериковых бассейнах кайнозойских складчатых поясов основная нефтегазоносность связана с бассейнами бордерлендов, относящихся к внутршельфовым. Они расположены на периферии зон сжатия и скупивания и характеризуются специфическими формациями. В формировании их значительную роль играли отложения скоростных потоков на континентальных склонах. На калифорнийском бордерленде в зоне сопряжения Северо-Американской и Тихоокеанской плит возникли на фоне общего ступенчатого погружения осадочные бассейны, ограниченные по площади, но с большими мощностями отложений. В условиях существования крупных тектонических ступеней и трогов (бассейн Вентура и др.) происходил интенсивный снос кластического материала потоками, проникавшими по крутым склонам до значительных глубин. При этом образовались протяженные песчаные тела, являющиеся литологическими седиментационными ловушками-резервуарами. Как более древние аналоги известны залежи в бассейнах Сакраменто и Сан-Хоакин, также связанные с отложениями подводных русел и каньонов.

Нефтегазоносность активных окраин раскрыта лишь в основных чертах. Среди них можно назвать следующие.

Основные запасы нефти и газа связаны с бассейнами на участках сформированной континентальной коры.

В бассейнах, где складкообразование и орогенез еще не получили развития, нефтегазоносны преимущественно позднегеосинклинальные терригенные и туфогенно-кремнистые комплексы; после завершения орогенеза ведущая роль переходит к толщам моласс.

Существенную роль в нефтегазоносных отложениях играют дельтовые комплексы, а в зонах интенсивной тектонической дифференциации — линейно вытянутые тела осадков, образованные скоростными потоками на крутых склонах.

В стратиграфическом отношении основные продуктивные горизонты связаны с миоценом и плиоценом, что соответствует в группе приматериковых бассейнов верхнему структурному комплексу.

Нет сомнений, что окраины континентов — мощный резерв для поисков и добычи нефти и газа, потенциал которого лишь начинает рас-

крываться. Успех в его раскрытии зависит от правильного применения выработанных представлений о развитии окраин континентов. Разные типы краевых зон различаются по масштабу нефтегазоносности. По абсолютному объему углеводородов пассивные окраины, возможно, выдвигаются на первый план. Это находится в хорошем соответствии с выводами, сделанными другими исследователями [8, 11]. Благоприятны краевые рифовые зоны, а также дельты в крупных грабенах. Вместе с тем и на активных окраинах с большим многообразием нефтеносных формаций процессы нефтеобразования в некоторых формациях могут обеспечить на локальных участках высокую плотность запасов. Учет проявления свойств нефтеносных формаций на каждом этапе развития является ведущим критерием для оценки перспектив.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурлин Ю. К.* Некоторые типы нефтегазоносных осадочных геотектонических окраин.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 5, с. 43—47.
2. *Жабров И. П., Лебедев Л. И.* Нефтегазоносность шельфа юго-восточной Азии. М.: ВНИИЭГазпром, 1980. 47 с.
3. *Зонн М. С., Корж М. В., Крылов Н. А., Ермаков В. И., Скоробогатов А. А., Мальцева А. К.* Юрские субугленосные формации эпигерцинских плит и их нефтегазоносность.— В сб.: Формационный анализ в нефтяной геологии. М.: ИГиРГИ, 1981, с. 21—39.
4. *Крылов Н. А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука, 1971. 156 с.
5. *Крылов Н. А., Горлов А. И.* Осадочные бассейны Приатлантической области прогиба западной Африки и их нефтегазоносность (на примере Кванза-Камерунского прогиба).— В сб.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983, с. 148—159.
6. *Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Москаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 3—15.
7. *Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
8. *Пушаровский Ю. М.* О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 3—12.
9. *Волков А. Н., Гагельманц А. А., Юнов А. Ю., Корсаков О. Д., Серебренников Г. П.* Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. 249 с.
10. *Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П., Галимов Э. М., Кузнецов О. Л., Сороко Т. И., Чахмахчев В. Г.* Сейсмические процессы — фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1460—1464.
11. *Хаин В. Е.* Глобальные закономерности нефтегазоносности в свете современного понимания структуры земной коры.— В кн.: Тектонические и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1981, с. 20—27.
12. *Янишин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
13. *Kent P. E.* Review of North Sea basin development.— J. Geol. Soc. London, 1975, v. 131, pp. 435—468.
14. *McMillan N. J.* Canada's East Coast: The new super petroleum provinces. J. Canad. petroleum technol., 1982, v. 21, № 2, pp. 95—109.
15. *Ponte F. C., Fouseca J. D., Corrozi A. V.* Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the continental margin of Brazil.— In: World Petroleum Occurrence Fact and Princ. Calgary, 1980, p. 857—886.
16. *Studies in East Asia Tectonics and Resources*, Bangkok, 1980, p. 187.
17. *Tang Zhi.* Tectonic features of oil and gas basins in eastern part of China. Amer. Assoc. Petroleum Geologist Bull., v. 66, № 5, p. 509—521.
18. *Wang Shangwen, Hu Wankai, Tan Shidian.* Habitat of oil and gas field in China.— Oil and Gas J., 1982, v. 80, № 24, p. 119—128.
19. *Whiteman A.* Nigeria — its petroleum geology, resources and potential, vol. 1, 166 p., Vol. 2, 427 p. L. 1982.
20. *Wilson R. C. L., Williams C. A.* Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins.— J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, p. 311—320.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
28.V.1984

Институт геологии и
разработки горючих ископаемых

УДК 551.242.2(265/266)

МЕЛАНХОЛИНА Е. Н.

ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Рассматриваются структурные перестройки на рубежах 100—110 и 25—30 млн. лет назад, связанные с коренным изменением структурного плана Северо-Западной Пацифики и перемещением к востоку границы континент — океан. Намечается не только соответствие перестроек по времени, но и совпадение полей напряжений в океане и на континентальной окраине. Эти особенности, сравнение данных о палеоширотах тихоокеанских и азиатских структур, показывают ограниченность их взаимных перемещений. Внутри Тихоокеанской плиты обнаруживаются признаки значительных дислокаций и раслаивания литосферы. Для каждого из этапов рассмотрена последовательность тектонических преобразований на границе океана и континента. Подчеркнута связь основных моментов структурной перестройки со сменой положения границы литосферных плит.

Регион Северо-Западной Пацифики представляет прекрасный полигон для сравнительно-тектонических исследований в силу разнообразия тектонических обстановок, длительности развития структур, а также их достаточно хорошей изученности. Соотношения структур могут быть достоверно прослежены здесь на протяжении не менее 100 млн. лет. Корреляция тектонических событий на континентальной окраине и в Тихом океане становится необходимой для суждения и о полях напряжений, и о взаимных перемещениях структур, и о процессах, происходящих на их границе. Результаты такой корреляции могут оказаться решающими при обсуждении применимости теории тектоники плит.

Специальные тектонические исследования для целей корреляции были проведены на северо-востоке Азии и в смежной части океана под руководством Ю. М. Пушаровского [20, 22]. Реальной основой для тектонических сопоставлений могут служить данные по биостратиграфии и палеоэкологии морской и континентальной биоты, полученные Ю. Б. Гладенковым, М. А. Ахметьевым и другими исследователями в районах Восточной Азии, а также участниками рейсов судна «Гломар Челленджер» в Тихом океане [1, 5, 8, 9, 18, 29, 34, 35]. В ряде районов Северо-Западной Пацифики остаются еще невыясненными соотношения структур и недатированными важные геологические события. Однако уже представляется возможным обсудить предварительные результаты работ, касающиеся сопоставления главных тектонических событий, оценки взаимного перемещения океанических и континентальных структур в мел-кайнозойское время. Таким образом, мы подходим к пониманию времени и смысла крупных структурных перестроек, захватывавших весь регион Северо-Западной Пацифики.

Современная изученность структур и личные работы автора позволяют наметить корреляцию событий на материалах по Сихотэ-Алиню, Сахалину, Японии, Японскому и Охотскому морям, Курило-Камчатской дуге и желобу, смежным площадям Тихого океана. Ряд структур этих районов может быть использован как тектонотипы при обсуждении специфики развития тектонических зон в пределах всей Северной Пацифики.

Тектонические элементы. Северо-Западная область Тихого океана в мелу и кайнозое представляла сложное сочетание участков котловин (или абиссальных плит) со стандартным разрезом океанической коры и разного рода поднятий с утолщенной корой (рис. 1). По своим геолого-геофизическим особенностям котловины наиболее отвечают представлению о большой жесткости и однородности литосферных плит [20]. Окра-

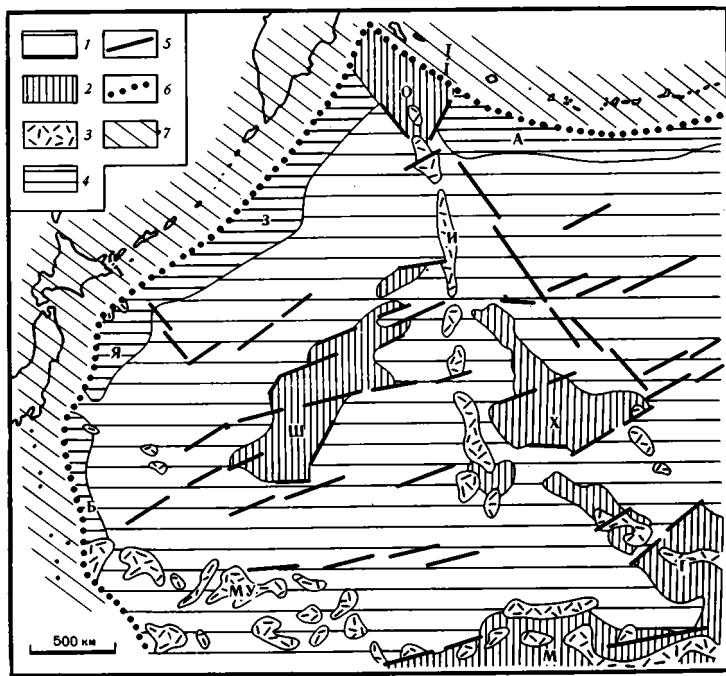


Рис. 1. Тектонические элементы северо-запада Тихого океана
 1 — котловины (абиссальные плиты); 2 — океанические поднятия (Ш — Шатского, Х — Хесса, О — Обручева, М — Мид-Пацифик); 3 — наложенные вулканические зоны (И — Императорская, Г — Гавайская, МУ — Маркус — Уэйк), 4 — окраинные валы (З — Зенкевича, Я — Японский, Б — Бонинский, А — Алеутский); 5 — крупные разломы; 6 — граница Тихоокеанской плиты; 7 — структуры континентальной окраины

инные валы — Зенкевича, Японский — представляют собой их приподнятые и деформированные края. Среди поднятий выделяются древние, формировавшиеся одновременно с котловинами (поднятия Шатского, Хесса, Обручева), и молодые наложенные зоны (Императорская, Гавайская и др.). Такое сочетание элементов создает значительные неоднородности в литосфере и потенциальные возможности для внутренних деформаций.

Система позднекайнозойской континентальной окраины включает во фронтальной части вулканические островные дуги и глубоководные желоба, в тыловой части — котловины окраинных морей и серию грабенообразных структур на континенте (рис. 2). В позднемезозойской системе устанавливаются тектонические аналоги молодых структур [14] (см. ниже). В зонах островных дуг и континентальных окраин доказано формирование «гранитно-метаморфического» слоя коры [22]. В пределах окраинных морей выявлены участки деструкции континентальной коры. Это характеризует структуры Азиатской окраины как одни из наиболее активных на Земле. Их активность рассматривается многими исследователями [10] как результат тектонических процессов, происходящих вдоль деструктивной границы Тихоокеанской литосферной плиты.

На северо-востоке Азиатского континента основная роль принадлежит областям с раннепротерозойским, меловым и отчасти пермским возрастом коры. Современное горообразование происходит в зоне, пограничной с океаном. Этими особенностями определяются наиболее важные рубежи в тектонической истории региона: 1,6 млрд. лет, около 250 млн. лет, 100—110 и 25—30 млн. лет назад. В статье обсуждаются события на двух последних рубежах, связанные с коренным изменением древнего структурного плана и перемещением к востоку границы континент — океан.

Тектонические события мелового времени. Преобразование коры и рост континента в меловое время охватывали интервал около 50 млн.

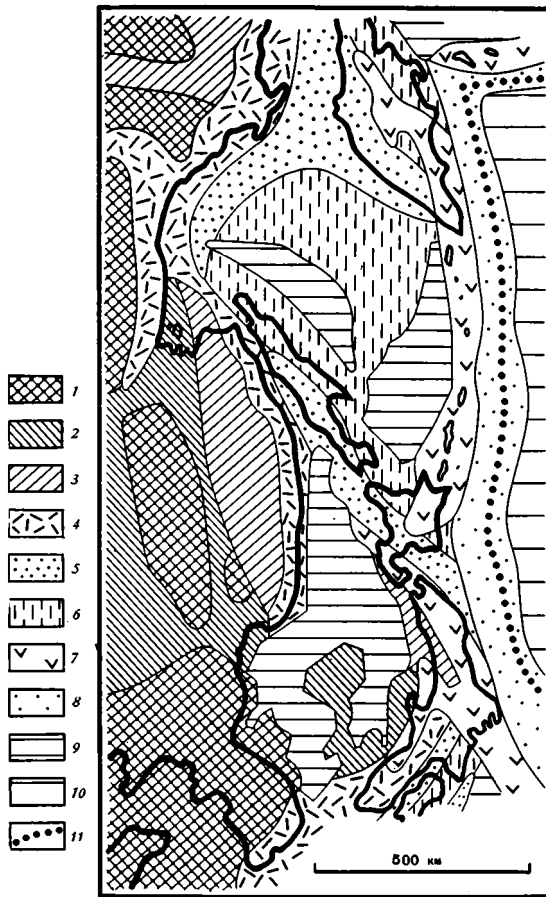


Рис. 2. Тектонические элементы Азиатской континентальной окраины
 1—3 — области с континентальной корой: 1 — докембрийского возраста, 2 — пермского возраста, 3 — мелового возраста; 4—6 — система меловой континентальной окраины: 4 — структуры палеодуги — вулканического пояса, 5 — структуры палеожелоба, 6 — зона позднемеловой обдукции; 7—9 — система позднеайнозойской континентальной окраины: 7 — вулканические островные дуги, 8 — глубоководные желоба, 9 — зоны деструкции континентальной коры; 10 — область с океанической корой, 11 — граница Тихоокеанской плиты

лет. Но наиболее значительным моментом всей структурной перестройки на Дальнем Востоке представляется альб — сеноман¹, когда здесь была заложена новая тектоническая система континентальной окраины, смещенная к востоку по сравнению с палеозойской. Сочетание вулканического поднятия востока Сихотэ-Алиня с Западно-Сахалинским прогибом, существование в их тылу морского бассейна — позволяет сравнивать эти структуры с элементами современных активных окраин. Аналогии устанавливаются: 1) по глубинному строению системы, 2) размерам и морфологическим особенностям ее элементов; 3) составу и характеру извержений, происходивших сначала в условиях островной дуги (альб — турон), затем на окраине новообразованного континента (вплоть до палеоцена); 4) по типу осадков в прогибе и в котловине окраинного моря (рис. 3). Палеоглубины в прогибе на основе изучения бентосных фораминифер определены Т. В. Туренко [23, 24] как батинальные и абиссальные, сравнимые с современными тихоокеанскими. Существование такого некомпенсированного прогиба, отвечающего палеожелобу, устанавливается от альба до турона, на юге — дольше.

Структурам меловой палеодуги и палеожелоба прямо соответствует рельеф поверхности М (по данным Ю. В. Тулиной) [7]. Под осевой

¹ Соответствует австрийской фазе Г. Штилле.

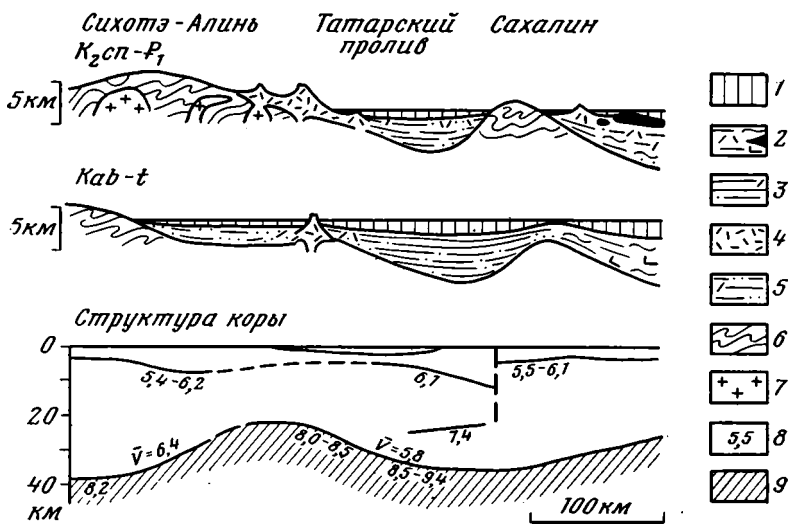


Рис. 3. Схема строения меловой континентальной окраины
 1 — вода; 2 — эвгеосинклиальный комплекс с олистостромами; 3 — терригенно-глинистый комплекс палеожелоба; 4 — вулканогенный комплекс палеодуги и вулканического пояса; 5 — терригенно-глинистый комплекс окраинного моря; 6 — зоны складчатости; 7 — гранитоидные интрузии; 8 — сейсмические скорости (км/с), 9 — породы мантии

частью палеожелоба выявляется повышение плотности и расслоенности в коре и верхней мантии, что мы объясняем сжатием и дислокациями в полосе древней фокальной зоны, связанной с субдукцией. Граничные скорости в мантии достигают здесь 9,0 и даже 9,5 км/с — по сравнению с 7,5—8,2 км/с в окружающей среде.

На всем протяжении Азиатской окраины зоны меловой палеодуги и палеожелоба протягиваются как парные структуры [12]. Перед фронтом палеожелобов на востоке Сахалина и в других районах установлены признаки сучивания и обдукции — также позднемелового возраста [14, 16]. Расположение корневых зон покровов можно предполагать вдоль фронтального надвига антиклинория Хидака и Восточно-Сахалинской магнитной аномалии. Существование здесь офиолитовых тел, уходящих на большую глубину, фиксируется по ряду независимых данных: геологических, сейсмических, гравиметрических и магнитных. Наличие таких корневых зон представляет существенную особенность позднемеловой структуры.

При рассмотрении процесса альб-сеноманской структурной перестройки чрезвычайно важно выяснение последовательности заложения разных элементов континентальной окраины. Имеющиеся данные свидетельствуют скорее всего о синхронности в заложении палеодуги и палеожелоба. Однако это событие нельзя считать строго датированным. Характер и время заложения задугового бассейна окраинного моря остаются неясными. Сравнение прогибов Западно-Сахалинского и Исикари показывает более раннее обособление последнего. При изучении вулканической зоны выявляется ее значительное расширение к западу после замыкания палеоструктуры окраинного моря на месте Центрально-Сихотэ-Алиньского синклиория (см. рис. 3). Образование системы в целом было одновременным или непосредственно следовало за сжатием и формированием складчато-надвиговой структуры на западе Сихотэ-Алиня, происшедшими в начале мела [11]. Аналогии в общей тектонической зональности и характере структур континентальной окраины, меловой и позднекайнозойской, позволяют допустить и аналогии в характере тектонических процессов. Признаки существования палеоструктуры сейсмофокальной зоны, развитие андезитового известково-щелочного вулканиз-

ма — фиксируют наличие здесь зоны субдукции, сравнимой с современной.

Основное содержание структурной перестройки альб-сеноманского времени заключалось, несомненно, в перемещении к востоку границы континент — океан и последующем наращении континента. Общая последовательность событий мелового времени на юге Дальнего Востока представляется в следующем виде: 1) сжатие, скучивание и корообразование на западе Сихотэ-Алиня (или более широкой площади); 2) раскрытие палеоструктуры окраинного моря на месте Центрально-Сихотэ-Алинского синклиория (событие пока плохо документировано); 3) заложение восточнее парных структур палеодуги и палеожелоба, связанных с древней сейсмофокальной зоной, начало островодужного магматизма и генерации здесь «гранитно-метаморфического» слоя; 4) замыкание палеоструктуры окраинного моря, активное развитие окраинно-материкового вулканического пояса и палеожелоба; общее сжатие, интенсивный андезитовый магматизм и метаморфизм на глубине, формирующие зрелую континентальную кору; скучивание перед фронтом палеожелоба; 5) окончательное становление материка на востоке Азии, включившего как древние континентальные массивы, так и участки, консолидированные в мелу.

С какими событиями в Тихом океане коррелируется перестройка на континентальной окраине? Альб-сеноманское время отмечено здесь интенсификацией спрединга и корообразования, предполагаемой для спокойной магнитной эпохи [28, 37]. Быстрому наращиванию океанической плиты и ускорению перемещения отвечала, по-видимому, интенсификация ее субдукции по границе с континентом. Возможно, именно с этим и связана мощная вспышка андезитового вулканизма и внедрение гранитоидов по всей Азиатской окраине, приведшие к формированию континентальной коры. Значительный объем литосферного материала оказался в зоне обдукции перед фронтом палеожелоба.

В условиях быстрого движения океанической плиты, по-видимому, усилились и дифференциальные внутриплитные перемещения. Данные как сеймики, так и драгирования позволяют говорить об образовании тектонических срывов и расслаивании литосферы в ряде абиссальных участков [20], т. е. для позднемезозойского времени можно, вероятно, предполагать достаточную подвижность литосферы. В зонах сжатия многократное повторение в разрезе литопластин из коровых и мантийных пород привело к появлению структур поднятий с раздувом мощности коры и образованием глубокого корня, с последующим активным вулканизмом. Таковы поднятия Хесса и Мид-Пацифик, образовавшиеся в середине мела. Тектонотипом подобных структур может служить более древнее поднятие Шатского (рис. 4). Интенсивный внутриплитный вулканизм в системе Маркус — Уэйк и на Японских гайотах к альб-сеноманскому времени, по-видимому, был завершен [38]. Разломы северо-западного простирания, заложенные в начале мела [33], возможно, еще проявляли активность.

Показательно резкое сокращение океанской седиментации в абиссальных участках. В скважинах 303, 304, 307 и др. представлен мощный разрез нижнего мела, но отсутствуют осадки, начиная с сеномана или турона [35]. Причина этого та, что в позднем мелу Западно-Сахалинский прогиб и другие палеожелоба уже служили основными ловушками терригенного материала, поступавшего с азиатской суши. В бассейне Центральной Пацифики, питавшемся, видимо, за счет других источников сноса, верхнемеловые осадки представлены во всех скважинах.

Кайнозойские тектонические события. С началом палеогена на Азиатской окраине были связаны локальные проявления сжатия и корообразования. Они фиксируются, в частности, перед фронтом меловых палеожелобов в районах Восточного Сахалина и Хоккайдо [22]. Выход на поверхность глубинных образований «гранитно-метаморфического» слоя наблюдается в антиклинории Хидака на Хоккайдо в виде пояса гнейсов, мигматитов и гранитоидов.

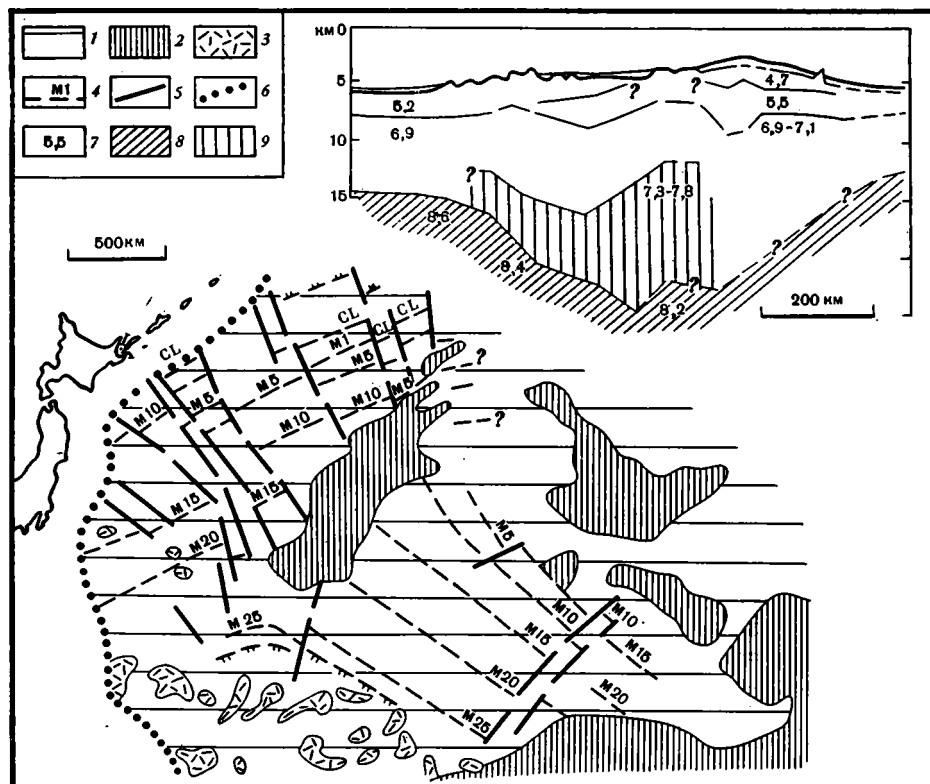


Рис. 4. Тектонические элементы альб-сеноманского времени на северо-западе Тихого океана

1 — котловины (абиссальные плиты); 2 — океанические поднятия; 3 — зоны внутриплитного вулканизма; 4 — система позднемезозойских магнитных аномалий; 5 — предполагаемые разломы; 6 — современные ограничения Тихоокеанской плиты; 7—9 — схема глубинного строения поднятия Шатского: 7 — сейсмические скорости (км/с), 8 — породы мантии, 9 — комплекс тектонизированных коровых и мантийных пород

В середине палеогена² на всей континентальной окраине устанавливаются признаки активной деструкции континентальной коры, с перемещением ее фрагментов в сторону океана и раскрытием котловин окраинных морей со вторичной океанической корой. В Японском море в конце эоцена — олигоцене произошло раскрытие субширотной рифтовой зоны с образованием в ее тылу мелких раздвиговых структур, а перед фронтом — зоны сжатия с замыканием прогиба Идзуми и перемещением к югу серии надвиговых чешуй [13]. В условиях интенсивных деформаций и перестройки структур устойчивые погружения сохранились в палеогене преимущественно в зоне меловых палеожелобов. На значительных площадях континентальной окраины палеоген явился временем регрессии.

В Тихом океане структурообразование палеогенового времени определялось новой ориентацией спрединговой зоны, связанной с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Общему изменению поля напряжений и окончательной консолидации коры на северо-западе океана отвечало заложение системы крупных разломов от субширотного до северо-восточного простирания, а также линейной Императорской зоны вулканов (см. рис. 1). Хрупкие деформации и зоны проницаемости распространялись в литосфере на большую глубину. Простирание разломов оказывается поперечным к позднемезозойским. Ориентировка Императорской зоны и предполагаемое перемещение Тихоокеанской плиты к северу находится в соответствии с данными о субмеридиональном растяжении и переме-

² Соответствует пиренейской фазе Г. Штилле.

нении в районе Японского и Охотского морей. Масштабы горизонтального дрейфа структур пока не ясны.

Океанические палеогеновые осадки представлены в скважинах поднятий Шатского и Хесса, а в абиссальных разрезах на северо-западе океана полностью отсутствуют. Распространение осадков палеогена связано преимущественно с зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия и рядом периферических участков океана [32]. Некоторые исследования, прежде всего микрофаунистические и изотопно-кислородные, свидетельствуют о значительных палеоокеанографических изменениях на границе эоцена и олигоцена с распространением холодных водных масс в Тихом океане [26, 31, 36]. Эти изменения связываются предположительно с раскрытием крупных морских проливов в высоких широтах (скорее всего в южных). Такое раскрытие могло произойти при значительной роли деструкции на периферии Тихого океана. Возможно, что по характеру и времени проявления предполагаемое раскрытие сопоставимо с образованием котловин окраинных морей.

В неоген-четвертичное время перемещения на континентальной окраине были направлены на юго-восток и выразились в раскрытии фланговых частей Центрально-Япономорской котловины, грабена Кита-Ямато, котловины Хонсю, в образовании ряда структур Охотского моря, грабенов и сдвигов Восточного Сахалина. Оформление молодой вулканической зоны в районе Курил и Японии относится к концу олигоцена — началу миоцена. По интенсивности андезитового магматизма эти районы сравнимы с островодужной зоной альб-сеноманского времени. Современная мощность формирующегося «гранитного» слоя и вулканитов составляет несколько километров, структурам вулканической дуги и желоба прямо отвечает рельеф поверхности М [21]. Перемещению островных дуг к юго-востоку и их изгибанию соответствуют и палеомагнитные данные по Японии [25], и характер кулисных разломов на флангах Курильской и Японской дуг [19], и продольное растяжение Курил с преимущественной ориентировкой даек вкрест простирания, и данные по механизмам очагов землетрясений [3, 4].

Вопрос синхронности или диахронности в заложении структур островной дуги, желоба и окраинного моря пока остается нерешенным из-за недостаточности данных. Начало раскрытия в окраинных морях и заложение мелких грабенообразных структур на континенте, очевидно, следует считать наиболее ранним явлением (эоцен). Основные события структурной перестройки относились к олигоцену — началу миоцена³. Общая последовательность кайнозойских событий восстанавливается следующим образом: 1) скупивание и корообразование в восточных зонах Сахалина и Хоккайдо; 2) раздвиг и раскрытие котловин Центрально-Япономорской и Южно-Охотской; 3) заложение восточнее Японской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон, связанных с ними структур островных дуг и желобов; начало корообразования в островодужных структурах, продолжающееся раздвижение в краевых морях; 4) на флангах Курило-Камчатской дуги вулканическая зона по своим особенностям аналогична окраинно-материковым поясам и характеризуется более интенсивным андезитовым магматизмом и более продвинутым формированием континентальной коры. В ряде районов в позднем миоцене — плиоцене отмечается усиление вулканизма и складчатые движения [6].

На северо-западе Тихого океана неогеновые разрезы обычно начинаются со слоев верхнего миоцена. Обилие туфогенного материала в осадках неогена свидетельствует о близости к зоне островных дуг; к югу и юго-востоку роль туфогенных обломков и общая мощность осадков сокращаются. Изучение терригенного материала в разрезе поднятия Обручева выявляет сравнительную близость поднятия к источникам сноса в Азии [40]. Раскрытие проливов, в частности Камчатского, и циркуляция океанических вод обеспечили поступление в абиссальные уча-

³ Соответствует савской фазе Г. Штилле.

стки значительного объема тонкого терригенного, а также туфогенного материала, несмотря на существование глубоких прогибов — желобов.

Непосредственно с олигоцен-миоценовой структурной перестройкой на континентальной окраине и сменой полей напряжений хорошо коррелируется изменение перемещения Тихоокеанской плиты с северного на северо-западное. Последнее отразилось в ориентировке молодой Гавайской вулканической зоны [37, 39]. Интенсификация субдукции и вулканизма на континентальной окраине связана, возможно, с некоторым ускорением перемещения океанической плиты, предположительно зафиксированным по увеличению скорости распространения вулканизма вдоль Гавайской зоны по сравнению с Императорской.

Таким образом, для последних 100 млн. лет намечается корреляция целого ряда событий в Северо-Западной Пацифике. Выделенным на континентальной окраине моментам главных структурных перестроек на хронологических уровнях 100—110 и 25—30 млн. лет назад отвечают крупнейшие преобразования в смежной части Тихого океана. Значительные деструктивные явления и разломообразование выявляются в палеогене. В целом при корреляции мел-кайнозойских событий намечается не только соответствие по времени основных структурных перестроек в Тихом океане и на северо-востоке Азии, но и совпадение полей напряжений со встречным перемещением структур океана и континентальной окраины, с признаками сжатия на их границе.

Взаимные перемещения структур. Общая картина напряжений во всем регионе Северо-Западной Пацифики, данные о поступлении туфогенного и терригенного материала с суши в осадки океана свидетельствуют об определенной пространственной близости тихоокеанских и азиатских структур в последние 100 млн. лет. Такое заключение ставит под сомнение справедливость представлений о гигантском горизонтальном смещении Тихоокеанской плиты в мел-кайнозойское время [33, 37].

Как известно, в основу этих представлений положен ряд данных — магнитометрических, палеомагнитных, отчасти палеоэкологических и литологических [35]. Эти данные позволили предполагать формирование тихоокеанских структур в приэкваториальных широтах и последовательное перемещение к северу и северо-западу. За время около 130 млн. лет изменение палеоширот для скважин 303, 304, 307 могло составить до 40°⁴. Наиболее представительный комплекс палеомагнитных данных получен по палеоценовым базальтоидам подводной горы Суйко в Императорской зоне (скв. 433). Он показывает изменение палеошироты г. Суйко за последние 60 млн. лет около 15—20°. Надежность данных не вызывает сомнения.

Для подводной горы Сысоева (Эримо) на стыке Курильского и Японского желобов имеются геологические факты, позволяющие предполагать некоторое сближение со структурами Японии. Отсюда изучены остатки нериней сеноман-сенонского возраста, имеющих тропический облик и отличающихся от японской более холодноводной фауны [41]. Секущее положение Японского и других желобов по отношению к системе мезозойских магнитных аномалий также образует картину тектонического перекрытия и сближения структур. Вместе с тем масштабы взаимного перемещения структур остаются неясными. Для их оценки необходимы поиск и сравнение подходящих геологических реперов в районах океана и континентальной окраины. Наиболее надежными реперами, по-видимому, могут служить данные о палеоширотах в этих районах.

Предварительное сравнение палеоэкологических данных, полученных в океане и на континентальной окраине, показывает, что только в меловое время они могли быть достаточно удалены по широте. Так, микрофаунистические исследования дают для маастрихта доказательства тропического климата на поднятии Шатского и субтропического на подня-

⁴ В палеомагнитологии отсчет производится относительно магнитного, а в палеоклиматологии — относительно географического полюса Земли.

тии Обручева [35]. На Сахалине, по данным палеофлористики, выявляются условия теплого, на юге Камчатки — теплоумеренного климата. В палеогене различия, вероятно, были уже невелики. Например, для времени климатического оптимума середины эоцена доказательства субтропического климата получены как для севера Тихого океана (данные глубоководного бурения), так и для районов Приморья, Сахалина, Камчатки и Аляски [1]. Правда, значительные ареалы распространения тропической и субтропической биоты этого возраста затрудняют установление широтных различий. Однако различия не устанавливаются и для более поздних этапов развития, имеющих сильнее выраженную дифференциацию климатов по широте.

Палеомагнитное изучение маастрихтских пород о-ва Шикотан позволяет оценить его перемещение за последние 70 млн. лет в $10 \pm 5^\circ$ к северу [2]. Сходные выводы были получены и на п-ове Немуро на Хоккайдо [30]. Перемещение Тихоокеанской плиты за это же время на основе магнитометрических данных оценивается примерно в 20° к северу [27]. Как видно, разница не очень велика, т. е. масштабы взаимных перемещений тихоокеанских и азиатских структур оказываются сравнительно ограниченными.

В то же время внутри Тихоокеанской плиты обнаруживаются признаки дислокаций и расслаивания литосферы, особенно значительные на окраинных валах, поднятиях Шатского, Хесса и др. Материал литосферы в каждом из элементов дислоцируется дисгармонично по отношению к окружающим пространствам; по границам их возникают крупные нарушения, как, например, на поднятии Шатского. Данные сейсмичности и драгирования по северу Тихого океана показывают, что глубинная слоенность и тектонические перемещения могут быть связаны с разными уровнями в коре и верхней мантии, а не только с подошвой литосферы [17, 20]. Наибольшую подвижность литосферного материала можно предполагать в поздней юре — раннем мелу. Заложение в палеогене современной системы разломов и линейной Императорской зоны, секущих предшествующие структуры, отвечает, по-видимому, возрастанию жесткости литосферы. Особенно значительные хрупкие деформации относятся к позднему кайнозою.

Таким образом, в результате геолого-геофизических исследований последних лет выявляется значительная неоднородность океанических структур и сложность их развития, противоречащая первоначально схематичным представлениям о Тихоокеанской плите как едином жестком монолите. Сопоставление данных по океану и континентальной окраине позволяет поставить вопрос об ограниченности их взаимных перемещений. Наметившиеся сейчас выводы требуют проверки и подтверждения более детальными материалами. В случае их правильности представляется необходимой модернизация ряда положений теории тектоники плит. Как следует из нашего обзора, только оценка перемещений внутри Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит и между плитами позволит обоснованно подойти к палинспастическим построениям, к суждению о полях напряжений, о типе глубинных деформаций и степени жесткости плит, об истинном характере процесса субдукции. Кроме неопределенности данных об общих масштабах сближения океанических и континентальных структур остаются неясными также соотношения процесса обдукции, на которую растрчивалась часть перемещения Тихоокеанской плиты и процесса поглощения плиты в зоне субдукции.

Синхронное проявление структурных перестроек во всем регионе Северо-Западной Пацифики устанавливается довольно уверенно. Необходимо, однако, их более точное датирование и корреляция с предполагаемыми глобальными тектоническими фазами [15]. При сравнении разновременных перестроек определяющим является правильное выделение однотипных структур в современном и древнем комплексах. В этом отношении меловые и кайнозойские структуры Северо-Западной Пацифики представляют удачный объект для исследования благодаря их хорошей сохранности, близости по возрасту и территориальному расположению.

Характер рассмотренных преобразований в Северо-Западной Пацифике определялся изменением положения границы океанической и континентальной плит и соответствующей перестройкой всей глубинной структуры. Этапам перемещения границы плит — 100—110 и 25—30 млн. лет назад — предшествовали явления сжатия и корообразования на континентальной окраине, затем деструкция и раздвиг в континентальной коре. Вслед за перестройкой границы плит устанавливается генерация большого объема известково-щелочных магм и активное корообразование в широкой полосе над новой зоной субдукции, приводящее в итоге к наращению Азиатского континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахметьев М. А.* О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным). XXV сес. МГК. Докл. сов. геол. «Палеонтология. Морская геология». М.: Наука, 1976, с. 138—146.
2. *Баженов М. Л., Буртман В. С., Шахмендян К.* Палеомагнетизм верхнемеловых пород о. Шикотан (Малая Курильская гряда). Тезисы докл. III Дальневосточного семинара по палеомагнетизму. Магадан, 1984, с. 59—60.
3. *Балакина Л. М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 5, с. 16—30.
4. *Балакина Л. М.* Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 4, с. 43—52.
5. *Гладенков Ю. Б.* Горизонты и зоны неогена Северо-Восточной Азии (пути корреляции и детализации). XXVII МГК, секц. С.01. Стратиграфия. Докл., т. 1. М.: Наука, 1984, с. 43—52.
6. *Гладенков Ю. Б., Маргулис Л. С., Савицкий В. О., Шанцер А. Е.* Корреляция геологических событий позднего миоцена — плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9, с. 5—19.
7. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
8. *Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны).— В сб.: Вопросы микропалеонтологии. Вып. 21. М.: Наука, 1978, с. 42—161.
9. *Крашенинников В. А.* Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982, 142 с.
10. *Ле Пишон К., Франито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
11. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 86—101.
12. *Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклиальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 242. М.: Наука, 1973. 174 с.
13. *Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М.* Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4, с. 72—87.
14. *Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 104—123.
15. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 340. М.: Наука, 1980. 220 с.
16. *Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О., Пейве А. А., Разницын Ю. Н., Рихтер А. В., Цуканов Н. В.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 30—45.
17. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н.* Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 3—22.
18. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974 г. Стратиграфические схемы и объяснительная записка к ним. Петропавловск-Камчатский, 1982. 134 с.
19. *Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
20. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.
21. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
22. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980, 281 с.
23. *Туренко Т. В.* Условия осадконакопления в пределах Главного мелового поля Южного Сахалина в сантон-датское время.— В сб.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Изв. СО Геогр. о-ва СССР. Л.: Недра, 1973, с. 5—11.
24. *Туренко Т. В.* Биофациальные особенности альб-коньякских отложений главного мелового поля Сахалина.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Изв. СО Геогр. о-ва СССР. Л.: Недра, 1977, с. 53—58.

25. Яскава К. Дрейф юго-западной Японии относительно Кореи с позднего мезозоя (по палеомагнитным данным).— В сб.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 66—71.
26. Berggren W. A., Hollister C. D. Plate tectonic and paleocirculation — commotion in the ocean.— *Tectonophysics*, 1977, v. 38, № 1, p. 11—48.
27. Cande S. C. A palaeomagnetic pole from Late Cretaceous marine magnetic anomalies in the Pacific.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1976, v. 44, № 3, p. 547—566.
28. Couillard R., Irvin E. Paleolatitude and reversals: evidence from the Cretaceous period.— *Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.*, 1975, № 13, p. 21—29.
29. Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy.— Pub. by JGCP-114. National Working group of Japan 1979. 156 p.
30. Fujiwara Y., Nagase M. Palaeomagnetic studies of the Cretaceous rocks in the Nemuro Peninsula, Hokkaido, Japan.— *Earth Sci.*, 1965, № 79, p. 42—46.
31. Haq B. U. Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited.— *Proc. 26-th IGC, Col. C4, Geology of Oceans, Oceanologica Acta*, 1981, suppl., au v. 4, p. 71—82.
32. Heezen B. C., Fornari D. J. Geological map of the Pacific Ocean, scale 1 : 35 000 000.— *Initial Rept. of DSDP. Wash. D. C.*, 1975, v. XXX.
33. Hilde Th. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific.— In: *Geophys. Pacif. Ocean Basin and Margin. Wash. D. C.*, 1976, p. 205—226.
34. Initial core descriptions, Deep Sea Drilling Project, leg 86. Western North Pacific. Univ Calif. Scripps Inst. Oceanogr. La Jolla, California, 1982. 112 p.
35. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. VI, XIX, XX, XXXII, LV, LXII. Wash. D. C., 1971—1981.
36. Keigwin L. D., Jr. Palaeoceanographic change in Oligocene boundary.— *Nature*, 1980, v. 287, № 5784, p. 722—725.
37. Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 12, p. 3627—3644.
38. Matthews J. L., Heezen B. C., Catalano R., Coogan A., Tharp M., Natland J., Rawson M. Cretaceous drawing of reefs on Mid Pacific and Japanese guyots.— *Science*, 1974, v. 184, № 4135, p. 462—464.
39. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region, north-west quadrangle, scale 1 : 10 000 000.— Circum-Pacific Council for Energy and Mineral resources, Circ. Pac. Map. Proj, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981.
40. Scholl D. W., Hein J. R., Marlow M., Buffington E. C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 11, p. 1567—1576.
41. Tsuchi R., Kuroda N. Erimo (Sysoev) Seamount and its relation to the tectonic history of the Pacific Ocean Basin.— In: *The Western Pacific Island arcs, marginal seas, geochemistry. Nedlands: Univ. Western Australia Press*, 1973, p. 57—64.

УДК 551.242.2(261/264)

КАЗЬМИН В. Г., ЛЕВЧЕНКО О. В., МЕРКЛИН Л. Р.,
НЕПРОЧНОВ Ю. П., СЕДОВ В. В.**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ
КОРЫ НА ПРИМЕРЕ БРАЗИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ**

Геолого-геофизической съемкой в северной части Бразильской котловины (Южная Атлантика) установлено, что океаническая кора имеет блоковое строение. Блоки ограничены нормальными сбросами, образовавшимися в борту рифтовой долины, причем плоскости сбросов сильно выположены. Последнее говорит о значительном вращении блоков при удалении от оси спрединга. Вращение блоков обусловило выход на поверхность дна пород 3-го слоя океанической коры, что подтверждено драгированием. Латеральная неоднородность океанической коры, хорошо известная по сейсмическим данным, также, вероятно, объясняется характером структуры: сейсмические профили пересекают не горизонтальные слои, а пакеты полого наклоненных моноклинальных блоков. В частности, профиль ГСЗ, пройденный на участке съемки, хорошо увязывается с предложенной структурной интерпретацией. Субгоризонтальная поверхность срыва, ограничивающая нормальные сбросы на глубине, возможно, совпадает с разделом Мохоровичича.

Структура океанической коры в пределах глубоководных котловин изучена сравнительно слабо. Это объясняется тем, что основная масса геолого-геофизических исследований в океане концентрируется вдоль активных границ литосферных плит, в то время как внутренние части последних рассматриваются как области с простой и достаточно однородной структурой. Действительно, как показывают реконструкции, выполненные путем совмещения изохрон океанической коры, внутриплитовая деформация мало затрагивает океанические части плит, удаленные от активных границ. Прекрасными примерами, иллюстрирующими это положение, являются реконструкции развития Южной и Северной Атлантики [12, 16], для которых невязки при совмещении изохрон не превышают первых десятков километров. Вместе с тем имеются определенные данные, не позволяющие рассматривать океаническую кору как недеформированную горизонтально-слоистую среду.

Известно, что вскоре после своего образования в рифтовой зоне океаническая кора рассекается сбросами на блоки, морфология которых определяется прежде всего устройством рифтовой зоны, зависящим в свою очередь от скорости спрединга. Особенно четко сбросовое строение выражено в рифтовых долинах хребтов атлантического типа, т. е. хребтов с медленной скоростью спрединга. Причины образования самой рифтовой долины остаются не вполне ясными. Она образуется либо в результате периодических проседаний дна на гребне хребта в периоды прекращающего подтока глубинного материала в расположенный под хребтом очаг, либо вследствие воздымания бортовых уступов [6], либо в результате совокупного действия обоих механизмов. Сами сбросы, по-видимому, образуются под действием силы тяжести, а их поверхности с глубиной выколачиваются, что придает им сходство с оползнями (листрические сбросы).

От гребня бортового уступа в сторону котловин происходит понижение поверхности дна, подчиненное известной закономерности Склейтера — Сорохтина [5]. Таким образом, на пути от борта рифтовой долины до дна котловин блоки океанической коры проходят по довольно сложной траектории. Нельзя быть уверенным, что при этом не происходят движения по сбросам, что блоковая структура остается как бы «замерзшей».

Скорее всего блоковое строение океанической коры обуславливает ее латеральную неоднородность. Данные глубинного сейсмического зондирования говорят об отсутствии непрерывной горизонтально-слоистой структуры в океанической коре, поскольку даже близко расположенные разрезы существенно отличаются друг от друга по мощности слоев, их скоростным характеристикам и т. д. [17]. Как будет показано ниже, эти и другие особенности строения коры могут быть интерпретированы в рамках закономерностей сбросовой тектоники, хорошо изученных в областях континентального рифтогенеза и на пассивных окраинах.

В 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1983—1984 гг.) проводились комплексные геолого-геофизические исследования глубоководных котловин в Центральной и Южной Атлантике и в Индийском океане. Главной целью исследований был сравнительный анализ сейсмических характеристик, магнитного поля и других геофизических параметров котловин, в том числе структуры их фундамента по данным непрерывного сейсмического профилирования и глубинного сейсмического зондирования. Геофизические исследования дополнялись небольшим объемом драгировок с целью сбора информации о коренных породах, главным образом вулканитов, связанных с внутриплитовым магматизмом.

В настоящей статье анализируются данные по структуре океанической коры Бразильской котловины — одной из котловин, изучавшихся в рейсе. Основной материал собран в ходе детальных работ на полигоне II в центральной части котловины (рис. 1).

Полигон представляет собой квадрат размерами $1 \times 1^\circ$ с центром в точке с координатами 12° ю. ш. и 24° з. д. Геофизическая съемка, включавшая непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), магнитометрию и гравиметрию, выполнялась по сетке ортогональных меридиональных и широтных галсов на скорости 12,5—14 узлов. Расстояния между галсами составляли в среднем 40 км. В северо-западной части полигона было проведено сгущение галсов с целью более достоверной расшифровки закономерностей строения рельефа дна и акустического фундамента, общих для всей изученной площади. В этой части полигона вдоль меридиональной долины был пройден профиль глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) общей протяженностью 74 км с расстановкой трех донных сейсмографов.

Полигон расположен на расстоянии 1200 км от оси Срединно-Атлантического хребта. Линейные магнитные аномалии в этом районе не известны, но прослеживаются южнее, к югу от протяженной зоны поперечных трещин. Учитывая смещение по соответствующему трансформному разлому, можно приблизительно определить положение полигона на простирации аномалии № 31 [2], т. е. в пределах океанической коры с возрастом 70—71 млн. лет (маастрихский век). Средняя отметка глубины поверхности акустического фундамента на полигоне по 200 замерам, снятым по всем профилям НСП равномерно с шагом 4 км, равна 5410 м. По расчету, выполненному с использованием формулы О. Г. Сорохтина [5], такая глубина характерна для литосферы, образовавшейся 69 млн. лет назад, что близко совпадает с возрастом, предположительно намеченным по магнитным аномалиям.

В прилегающей к полигону II части Атлантики в рельефе дна господствуют субширотные и север—северо-восточные простирации морфо-структур [3]. Первые связаны с зонами поперечных трещин, контролирующих размещение подводных гор, по-видимому, вулканов, а вторые отражают грядовый рельеф фундамента, сформированный сбросами в бортовых уступах рифтовой долины. На полигоне гряды в рельефе фундамента имеют меридиональное или север—северо-восточное простира-ние и иногда слабо изогнуты (см. рис. 1). Ширина гряд 5—10 км, они разделены V-образными долинами. Превышение гребней над дном долин (по фундаменту) составляет 300—600 м, углы склонов варьируют от 5—15 до 20—25°. Маломощные (до 100—200 м) осадки развиты лишь местами в долинах между грядами, поэтому рельеф дна и рельеф акустического фундамента на большей части полигона совпадают.

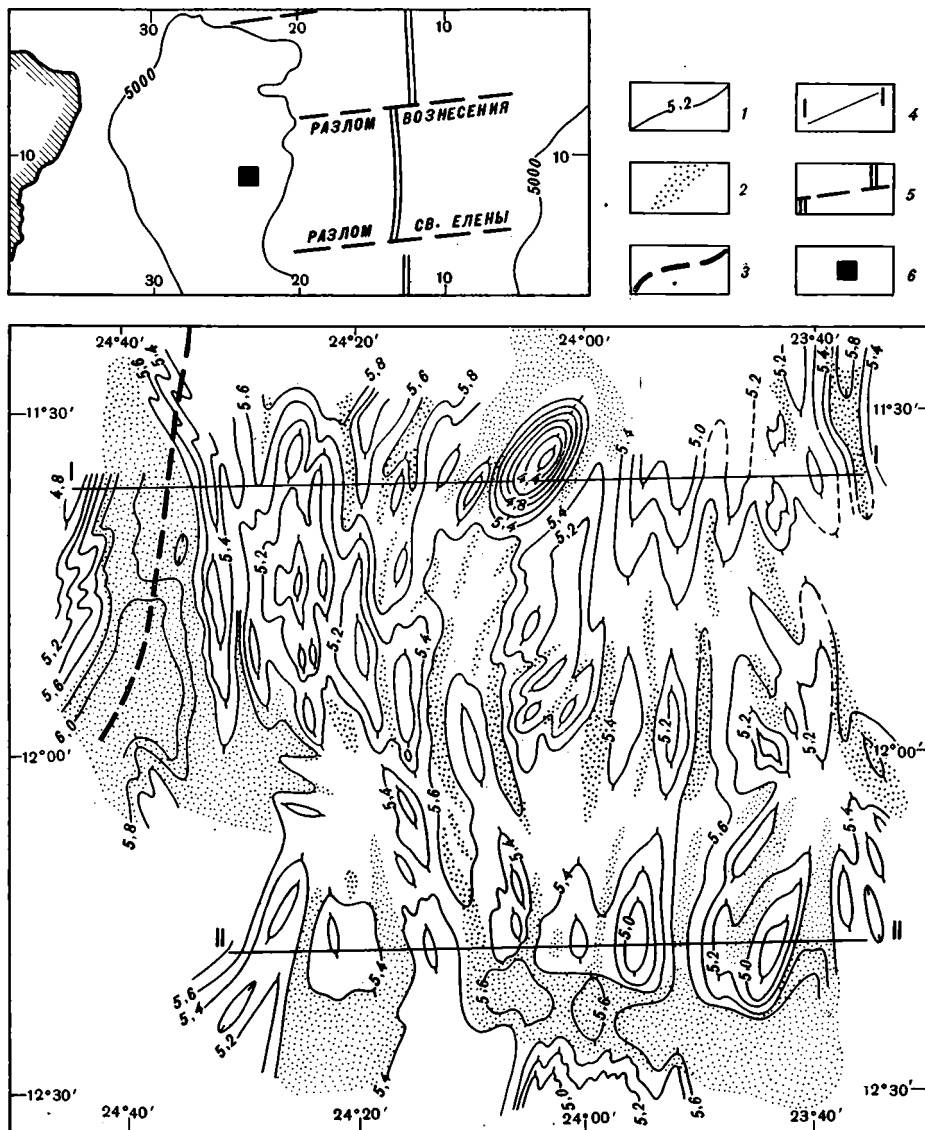


Рис. 1. Карта поверхности акустического фундамента на полигоне II (с использованием карты рельефа дна, составленной Ю. Д. Евсюковым)

1 — изолинии рельефа акустического фундамента (глубина в км); 2 — маломощные осадки; 3 — линия профиля ГСЗ; 4 — линия профиля НСП. На врезке: 5 — рифтовая долина и трансформные разломы; 6 — положение полигона II. На врезке проведена изобата 5 км

Наиболее крупные гряды с превышением до 1200 м над дном долины наблюдаются на северо-западе полигона. Между ними здесь расположена меридиональная депрессия, дно которой заполнено осадками мощностью до 400 м. Следует подчеркнуть, что депрессия не является двусторонним грабеном, а образована комбинацией разновысоких моноклиналиных блоков.

Для того чтобы расшифровать блоковую структуру, обратимся к широтным профилям НСП, пересекающим гряды фундамента строго вкрест простираения (рис. 2). Поскольку вертикальный масштаб записей таких профилей увеличен примерно в 28 раз по сравнению с горизонтальным, прежде всего необходимо перестроить профили с меньшим искажением, а затем и с отношением масштабов 1 : 1 (рис. 3 и 4). При этом становится ясно, что каждая гряда представляет собой моноклиналиный блок, ограниченный двумя пологими поверхностями, одна из которых накло-

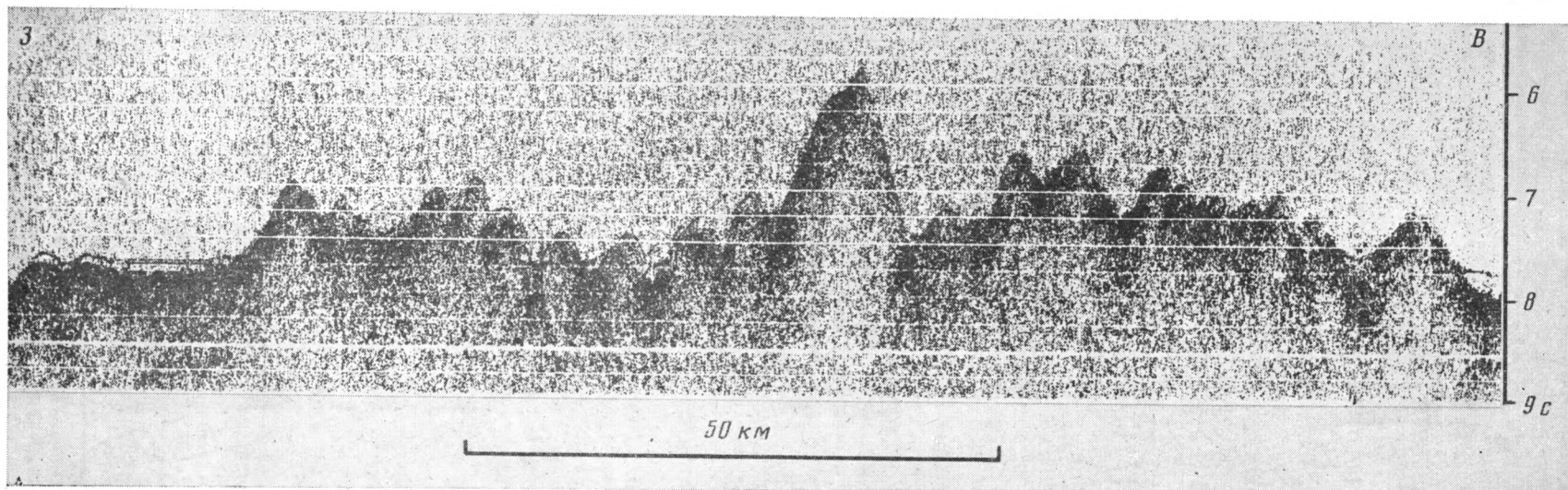


Рис. 2. Пример записи НСП по профилю *I—I* на полигоне II. Положение профиля показано на рис. 1

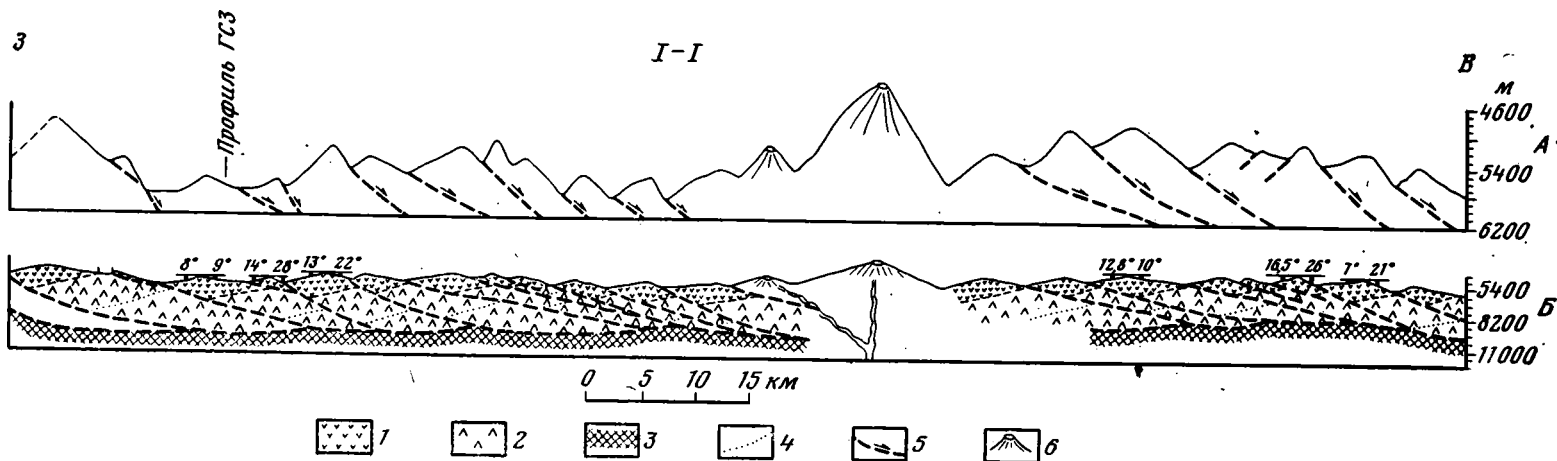


Рис. 3

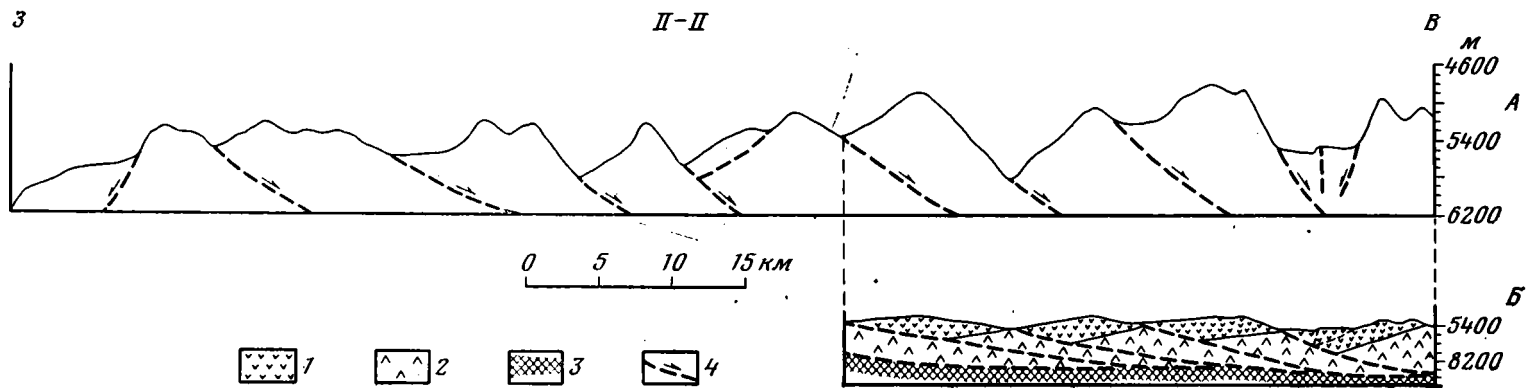


Рис. 4

нена в сторону хребта. Как показывают наблюдения, в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов подавляющее большинство сбросов наклонено в сторону оси спрединга [1, 15]. По данным А. Лаутона и Р. Сирля, собранным с помощью сонара бокового обзора «Глория» на Срединно-Атлантическом хребте, на 50 сбросов, наклоненных в сторону рифтовой долины, приходится лишь один с противоположным наклоном [11]. Следовательно, на наших разрезах поверхность, обращенная к востоку, является скорее всего поверхностью сброса, тогда как противоположная поверхность представляет собою древнюю поверхность дна, наклоненную при смещении по сбросу.

Угол наклона поверхности сброса на профилях варьирует от 10 до 26°. В то же время известно, что в бортовых уступах рифтовых долин падения плоскостей сбросов значительно более крутые — не менее 45—50°, а возможно, и более. Приходится допускать, что при отодвигании сбросовых блоков от оси спрединга происходило их вращение и выполаживание.

Возможны два механизма такого выполаживания (рис. 5): 1 — блоки соскальзывают по криволинейным поверхностям листрических сбросов; 2 — происходит наклон блоков и плоскостей сбросов (механизм наклона книг на полке). Скорее всего оба механизма участвуют в выполаживании блоков. В результате (независимо от характера действующего механизма) происходит значительное проскальзывание каждого вышележащего блока по нижележащему, а первоначально горизонтальные слои приобретают заметный наклон.

Геометрия структуры, формирующейся при вращении моноклиналиных блоков, зависит во многом от глубины проникновения сбросов. Обычно считают (и это подтверждено наблюдениями), что в континентальной коре сбросы проникают на глубину 8—10 км, а ниже хрупкая деформация сменяется пластической [8, 9]. В сильно утоненной континентальной коре пассивной окраины переход к пластической деформации происходит, по-видимому, на глубинах около 8—10 км от уровня моря [13], и одновременно происходит выполаживание плоскостей сбросов до 10—15°. Механизм вращения предполагает, что выположенные плоскости сбросов сливаются на глубине в единую субгоризонтальную поверхность — поверхность срыва, совпадающую с упомянутой зоной перехода между разными типами деформаций.

Если в океанической литосфере сбросы проникают хотя бы на 5—6 км ниже поверхности дна, т. е. пронизывают хрупкую кору, то поверхность срыва должна скорее всего совпадать с сейсмическим разделом М. Именно такой вариант изображен на рис. 3 и 4.

Основываясь на приведенных выше посылках, можно попытаться построить геологический разрез исследованного нами участка океанической коры. Для этого нужно задаваться мощностью хотя бы ее 2-го слоя. Эта мощность была принята равной 1,6 км по данным ГСЗ на профиле вдоль меридиональной долины в северо-западном углу полигона (рис. 6). Было принято также, что слои океанической коры параллельны древней поверхности дна (западный склон моноклиналиного блока), т. е. наклонены так же, как эта поверхность.

Рис. 3. Стрoение фундамента по профилю НСП I—I на полигоне II. Западная часть профиля достроена по профилю эхолотного промера. А — профиль рельефа фундамента с искажением вертикального масштаба в 7 раз. Б — профиль без вертикального искажения, показывающий строение океанической коры. Мощность базальтового слоя 1,6 км, по данным ГСЗ, на полигоне II. В западной части профиля обозначено место возможного выхода 3-го слоя на поверхность. 1 — второй слой; 2 — третий; 3 — мантия; 4 — предполагаемая граница между слоями 3А и 3Б со скоростями 6,7 и 7,2 км/с (возможно, градиентная); 5 — сброс; 6 — вулкан

Рис. 4. Стрoение акустического фундамента по профилю НСП II—II на полигоне II. А — профиль рельефа фундамента с искажением вертикального масштаба в 7 раз. Б — часть профиля без вертикального искажения. 1 — второй слой; 2 — третий слой океанической коры; 3 — мантия; 4 — сброс

На разрезе, представленном на рис. 4, видно, что на склоне крупной гряды в северо-западном углу полигона могут обнажаться породы 3-го слоя. Драгировка, проведенная в средней и верхней частях склона еще до составления разреза, действительно обнаружила выходы габбро и серпентинитов на глубине примерно 5200 м. Легко понять, что при общем превышении гряды над дном долины (по фундаменту) около 1200 м и мощности базальтового слоя 1600 м выход пород 3-го слоя по крутопадающему сбросу вообще невозможен, не говоря уже о выходе в верхней половине склона. Более того, существование крутопадающих сбросов с амплитудой более 1600 м крайне мало вероятно. В то же время при вращении и выполаживании блоков такой выход закономерен (сравните рис. 3 и 5).

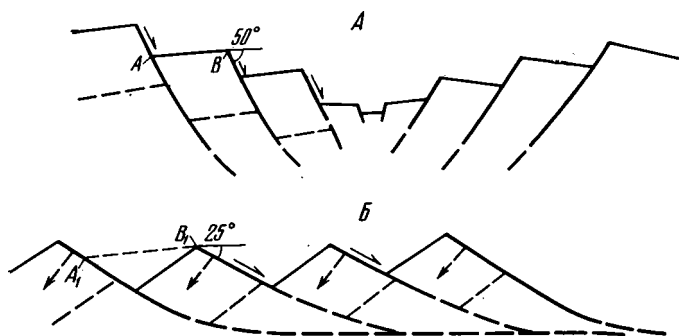


Рис. 5. Механизм выполаживания сбросовых блоков. *A* — сбросовые уступы в борту рифтовой долины; *B* — выположенные сбросовые блоки. Сплошная стрелка указывает направление проскальзывания блоков, пунктирная — направление вращения плоскостей сбросов. *AB* — расстояние между двумя точками до вращения блоков, *A₁B₁* — расстояние между теми же точками после вращения блоков, *A₁B₁/AB* — степень растяжения коры. Пунктирная линия — граница слоев внутри коры (произвольная)

Проскальзывание блока или пакета блоков мощностью 4—5 км по пологой поверхности создает на ней *P—T*-условия, близкие к существующим на поверхности шарьяжа. Здесь можно ожидать проявления динамометаморфизма, идущего при достаточно высокой температуре (200° С и более). Действительно, породы, драгированные на сбросовом уступе, обнаруживают признаки интенсивного дробления, перекристаллизации и зеленосланцевого метаморфизма. В частности, в них широко проявлена серпентинизация.

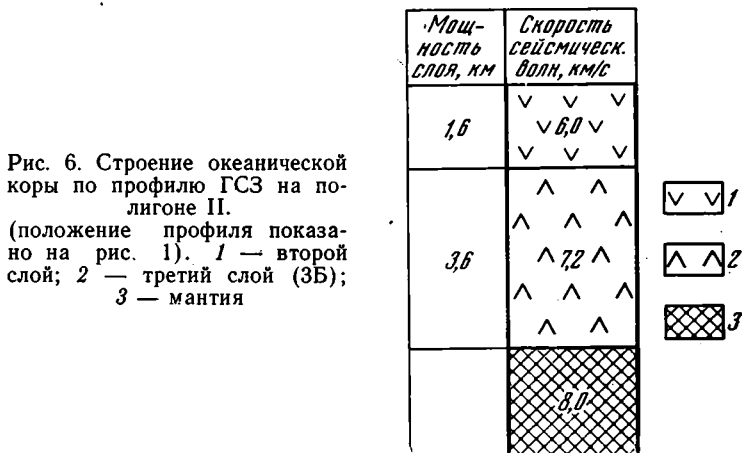
Не менее интересна интерпретация с предложенных структурных позиций результатов ГСЗ. В разрезе на уже упоминавшемся профиле под слоем со скоростью сейсмических волн 6,0 км/с залегают породы со скоростями 7,2 км/с. В стандартном разрезе океанической коры [17] породы с подобными сейсмическими характеристиками слагают нижнюю часть 3-го слоя (слой 3Б), в то время как верхняя его часть (слой 3А) имеет скорость распространения сейсмических волн 6,5—6,8 км/с. В разрезе на полигоне слой 3Б имеет мощность 3,6 км и подстилается мантийными породами со скоростями более 8,0 км/с.

Судя по разрезу (см. рис. 3), под меридиональной долиной, вдоль которой пройден профиль ГСЗ, верхняя часть 3-го слоя отсутствует и непосредственно под базальтами располагается его нижняя (высокоскоростная (?)) часть. При этом базальты и породы 3-го слоя принадлежат к разным моноклинальным блокам. Таким образом, специфический разрыв коры, по данным ГСЗ, хорошо увязывается со структурной интерпретацией.

Наконец, следует отметить, что положительная магнитная аномалия (до 100 нТ), приуроченная к меридиональной долине, вдоль которой пройден профиль ГСЗ, может быть связана не только с породами базальтового слоя. Можно предположить, что аномалия обусловлена близпо-

верхностным залеганием высокомагнитных пород, возможно, серпентинитов с высоким содержанием магнетита.

Рассматриваемая модель строения океанической коры позволяет сделать два интересных предположения. Во-первых, можно объяснить резкий характер сейсмической границы М в отличие от границ внутри коры, имеющих скорее градиентный характер [11, 19]. Резкость границы обусловлена тем, что она является поверхностью горизонтального срыва в зоне перехода от хрупких деформаций к пластическим. При этом тектонический характер поверхности обуславливает ту резкую смену литологии, которая, судя по скачку скоростей, на ней происходит. Можно, вероятно, рассматривать эту поверхность срыва как проявление горизонталь-



ной тектонической расслоенности литосферы в плане известных представлений А. В. Пейве [4, 7].

Во-вторых, можно попытаться найти объяснение латеральным неоднородностям океанической коры. Уже упоминалось, что сопоставление близко расположенных сейсмических разрезов обнаруживает изменчивость слоев океанической коры по скоростным характеристикам и мощности. Если кора имеет блоковое строение, как показано выше, то каждый конкретный разрез пересекает не горизонтально-слоистый комплекс, а субгоризонтальный пакет наклоненных блоков. Естественно, что скоростные разрезы и мощности отдельных слоев будут меняться на небольшом расстоянии, хотя общая последовательность слоев, как правило, сохраняется. Предложенное объяснение латеральной изменчивости легко подтвердить или опровергнуть. Для этого необходимо проверить правильность разрезов, подобных изображенным на рис. 4 и 5, серией параллельных профилей ГСЗ и сравнить результаты с предсказанными на основании графических построений. Такое исследование легко может быть выполнено на любом полигоне с хорошо выраженным грядовым рельефом океанического фундамента.

Конечно, латеральные неоднородности океанической коры не следует сводить лишь к эффектам сбросово-блоковой структуры. Установлено, что в базальтовом слое существенные скоростные неоднородности зависят от количества прослоев вулканических брекчий или осадков. В то же время отмечаются довольно резкие изменения в строении лавовой толщи на коротком расстоянии, вероятно, из-за смещений по разломам [18].

Можно также предполагать, что в различных спрединговых центрах (или в одном центре, но в разные периоды времени) мощности слоев формирующейся коры варьируют в значительных пределах. Последнее зависит от конфигурации магматической камеры под хребтом, скорости спрединга и, возможно, каких-то иных факторов. Вероятно, такие различия должны носить региональный характер, тогда как блоковая структура обуславливает неоднородности сейсмических разрезов в пределах небольшой площади.

Изучение структуры океанической коры в Бразильской котловине ставит несколько вопросов.

1. Насколько широко распространены в океане системы полого наклоненных блоков? Ответа без специальных исследований дать нельзя, но, судя по просмотру отдельных профилей НСП, в частности в Южной Атлантике, полого наклоненные сбросовые блоки обычны в океанической коре.

2. Когда происходит выполаживание блоков? Маломощный осадочный слой на полигоне не деформирован. Возраст осадочных пород остается неизвестным. Таким образом, можно только утверждать, что деформация произошла до накопления осадков, т. е. скорее всего на сравнительно небольшом расстоянии от оси спрединга.

3. Какова величина вращения? Если считать, что до образования сбросов поверхность дна была горизонтальной, то угол поворота составит $7-16^\circ$. Таков угол, образованный западной поверхностью блоков с горизонтальной плоскостью. Однако в момент образования сбросов поверхность дна могла быть наклонена в сторону рифтовой долины, что связано с флексурным изгибом, предшествующим образованию сбросов. Такие формы залегания обычны в бортовых уступах континентальных рифтов. В этом случае угол поворота может значительно превышать 16° . Если считать, что в бортовых уступах рифтовой долины углы падения плоскостей сбросов равны $40-50^\circ$, то угол поворота блоков должен достигать $25-30^\circ$, так как наблюдаемые углы падения этих плоскостей не превышают $10-26^\circ$. Величина растяжения коры, связанная с вращением блоков, легко определяется графически (см. рис. 5). В данном случае растяжение было приблизительно двукратным.

В целом наблюдаемая структура очень похожа на структуры, распространенные в областях растяжения континентальной литосферы, в частности в рифтовых зонах и на пассивных окраинах [13, 14]. Сходство проявляется в размерах блоков, параметрах их вращения, конечных очень пологих углах наклона сбросовых плоскостей. Как известно, в континентальной литосфере подобные структуры формируются в условиях растяжения, причем, как уже упоминалось, образование системы полого наклоненных блоков характерно для хрупкого слоя коры, тогда как на более глубоких уровнях идет пластическая деформация. Возникает вопрос: не происходит ли то же самое в рифтовых зонах океана? В срединно-океаническом хребте тонкая и горячая литосфера находится в условиях растяжения. Разрыв и образование открытых трещин происходят, естественно, в осевой зоне, где мощность литосферы минимальна, в прилежащих же участках деформация, возможно, выражена в вытягивании и утонении. В то же время с удалением от оси спрединга мощность литосферы, как известно, наращивается за счет кристаллизации глубокого материала, и этот процесс является, по-видимому, преобладающим. В результате на некотором удалении от рифтовой долины литосфера охлаждается и достигает значительной мощности ($50-60$ км) и прочности, так что структуры, связанные с растяжением, в ней уже не проявляются. В этом гипотетическом процессе фактически утоняется только хрупкая кора с ее сбросовой деформацией, тогда как мантийная часть литосферы, наоборот, все время утолщается, хотя и медленнее, чем если бы растяжение не происходило. Следует подчеркнуть, что предложенное объяснение больших вращений сбросовых блоков в океанической коре не выходит за рамки предположения и не подтверждено пока специальными наблюдениями в срединно-океанических хребтах.

ВЫВОДЫ

1. Фундамент Бразильской котловины сложен испытанными значительное вращение наклоненными блоками океанической коры, сформированной в борту рифтовой долины. Проскальзывание блоков по пологим поверхностям сбросов при вращении обуславливает в отдельных случаях выходы пород третьего слоя на поверхность дна в глубоководных котловинах.

2. Неоднородности океанической коры, фиксирующиеся сейсмическими методами, обусловлены тем, что сейсмические профили пересекают не горизонтально-слоистую толщу коры, а пакеты полого наклоненных слоистых блоков, разделенных выположенными сбросами.

3. Поверхность М, возможно, является субгоризонтальной поверхностью срыва, по которой происходит выполаживание сбросов. Этим объясняется ее резкость в сравнении с другими сейсмическими границами.

4. Блоковая структура океанической коры сходна со структурами коры континентальных рифтовых зон и пассивных окраин, формирующихся в условиях растяжения и утонения литосферы. Кажется вероятным, что и в океане образование подобной структуры связано с растяжением в срединно-океаническом хребте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
2. Карасик А. М., Сочеванова Н. А. Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового океана (по состоянию на 1 января 1981 г.).— В кн.: Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН СССР, 1981, с. 205—213.
3. Мировой океан. М-б 1: 10 000 000. М.: Гл. упр. навигации и океанографии Министерства обороны СССР, 1977.
4. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
5. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 6, с. 1338—1341.
6. Сорохтин О. Г., Зоненшайн Л. П. Модель образования рифтовых зон. Тез. докл. 5-го Всес. вулканол. совещ. «Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли». Тбилиси, 1980, с. 83—84.
7. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
8. Шерман С. И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 89—99.
9. Bott M. P. H. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins.— Tectonophysics, 1971, v. 11, p. 319—327.
10. Ewing J., Houtz R. Acoustic stratigraphy and structure of the oceanic crust.— In: Deep drilling results in the Atlantic Ocean crust. M. Ewing Series. V. 1. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1979, p. 1—14.
11. Laughton A. S., Searle R. C. Tectonic process on slow-spreading ridges.— In: Deep drilling results in the Atlantic Ocean crust. M. Ewing Series. V. 1. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1979, p. 15—32.
12. Le Pichon X., Sibuet J.-C., Francheteau J. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean.— Tectonophysics, 1977, v. 38, p. 169—209.
13. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № B5, p. 3708—3720.
14. Morton W. H., Black R. Crustal attenuation in Afar.— In: Afar Depression of Ethiopia/Eds Pilger A., Rosler A./Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag., 1975, p. 55—65.
15. Needham H. D., Francheteau J. Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48' N.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22, p. 29—43.
16. Rabinowitz P. D., La Brecque J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B11, p. 5973—6002.
17. Report of the Conference on scientific ocean drilling. Nov. 16—18, 1981. Wash. D. C.: JOIDES Inc., 1982, p. 20.
18. Robinson P. T., Hall J. M. Leg 37 cruise synthesis: the lithology structure, petrology and magnetic history of layer 2.— In: Init. Report of DSDP. V. 37. Wash.: US Gov. Print. Off., 1977, p. 987—997.
19. Whitmarsh R. B. Seismic refraction studies of the upper igneous crust in the North Atlantic and porosity estimates for layer 2.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 37, p. 451—464.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
11.1.1985

УДК 551.24.031 + 546.291

ЩЕРБАКОВ А. В., КОЗЛОВА Н. Д.

**РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВОДОРОДА В ПОДЗЕМНЫХ
ФЛЮИДАХ И СВЯЗЬ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ
ЕГО СОДЕРЖАНИЙ С ГЛУБИННЫМИ РАЗЛОМАМИ
НА ТЕРРИТОРИИ СССР****ВВЕДЕНИЕ**

Исследованы региональные и генетические особенности проявления водорода в подземных флюидах типовых структурных элементов земной коры. Установлено, что фоновые содержания водорода свойственны флюидам стабильных структур, вне зон позднейшей тектоно-магматической активизации. Аномальные концентрации водорода имеют прямую связь с подвижными структурами, приурочиваясь, как правило, к региональным разломам. Геолого-исторический смысл аномальных проявлений водорода показывает, что их величины обусловлены процессом тектогенеза, количественно характеризуя его термогеохимические следствия.

Проблема изучения и картирования водородных проявлений в подземных флюидах имеет огромное значение как для познания геохимической эволюции Земли и генерации природных углеводородов, так и для создания метода научного прогнозирования поисков месторождений водородных газов. Интерес к свободному водороду в народном хозяйстве не случаен, поскольку он является самым чистым энергетическим топливом, которое впервые удалось использовать для машин с электрическими моторами.

Благодаря открытию в нашей стране и за рубежом (Япония, Исландия, США и другие страны) крупных газовых скоплений, паровых и газовых струй, содержащих водород, возникла проблема добычи из них водорода. К настоящему времени в отдельных точках земного шара выявлены мощные струи водородного состава, причем некоторые из них с очень высоким дебитом (например, из скв. 42 в пределах кимберлитовой трубки Удачная в Восточной Сибири дебит водорода достигал 10^5 м³/сут [23], а в Исландии на одном месторождении Наумафьядль вынос водорода определяется цифрой 10^3 м³/сут [10]). Водород стал ценным компонентом для промышленного извлечения. Теперь можно с определенностью говорить о том, что в будущем добыча и переработка газов, содержащих водород, явится самостоятельной отраслью промышленности.

В последние 10—15 лет получен новый богатый фактический материал по содержанию водорода в подземных флюидах территории СССР, вскрытых глубокими и сверхглубокими скважинами (3—5 км и более), главным образом при изысканиях на нефть, газ и парогидротермы. Материал этот подвергался частичному рассмотрению. О генезисе свободного водорода высказаны разноречивые гипотезы, вызывающие большие дискуссии. Так, В. И. Вернадский [4] связывает генерацию водорода с процессами глубинной дегазации Земли, отводя при этом особое место активным тектоническим поясам, высокой сейсмичности и вулканизму. Это представление получило широкое развитие в работах П. Н. Кропоткина [14, 15], А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука [18, 19], В. Н. Ларина [17], В. И. Кононова [10].

Другой гипотезы придерживаются В. В. Красинцева [13] и В. И. Молчанов [20], экспериментально показавшие эффективность восстановления водорода воды в зоне гипергенеза окисляющимся минеральным веществом, активизированным тонким измельчением. Некоторые ученые

[6, 8] отдадут предпочтение гипотезе техногенного образования свободного водорода за счет коррозии металлических труб скважин.

В настоящее время нет пока критериев, которые могли бы позволить объективно оценить долю водорода, образовавшегося тем или иным путем. Однако можно с определенностью говорить, что обобщению и научному синтезу данных по водородным проявлениям, полученным опытным путем при освоении месторождений полезных ископаемых, уделяется пока мало внимания. Разработка научных основ для картирования водородных проявлений находится еще в стадии становления. Только в самое последнее время в нашем институте сделана первая попытка составить карту водородных проявлений в подземных флюидах СССР в масштабе 1 : 8 000 000 (рис. 1). Эта карта была составлена в соответствии с планом работ Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР [34]. В основу карты современной тектонической активности должна быть положена совокупность геологических, геофизических и геохимических данных, дающих информацию о современных тектонических движениях и других современных эндогенных процессах. О них мы можем судить либо непосредственно по деформациям на земной поверхности, либо косвенным путем — по выделяемой в ходе этих процессов энергии (тепловые потоки) или дегазации Земли (H_2 , CO_2 и др.).

Для составления карты использовано более 2000 газовых анализов с наличием данных о водородных проявлениях в свободных подземных флюидах — пластовых газоводных растворах, трещинно-жильных парагидротермах, газовых струях, вулканических эманациях. О количестве и распространении использованных анализов газа на водород в исследованных квадратах территории СССР дает представление рисунок 2.

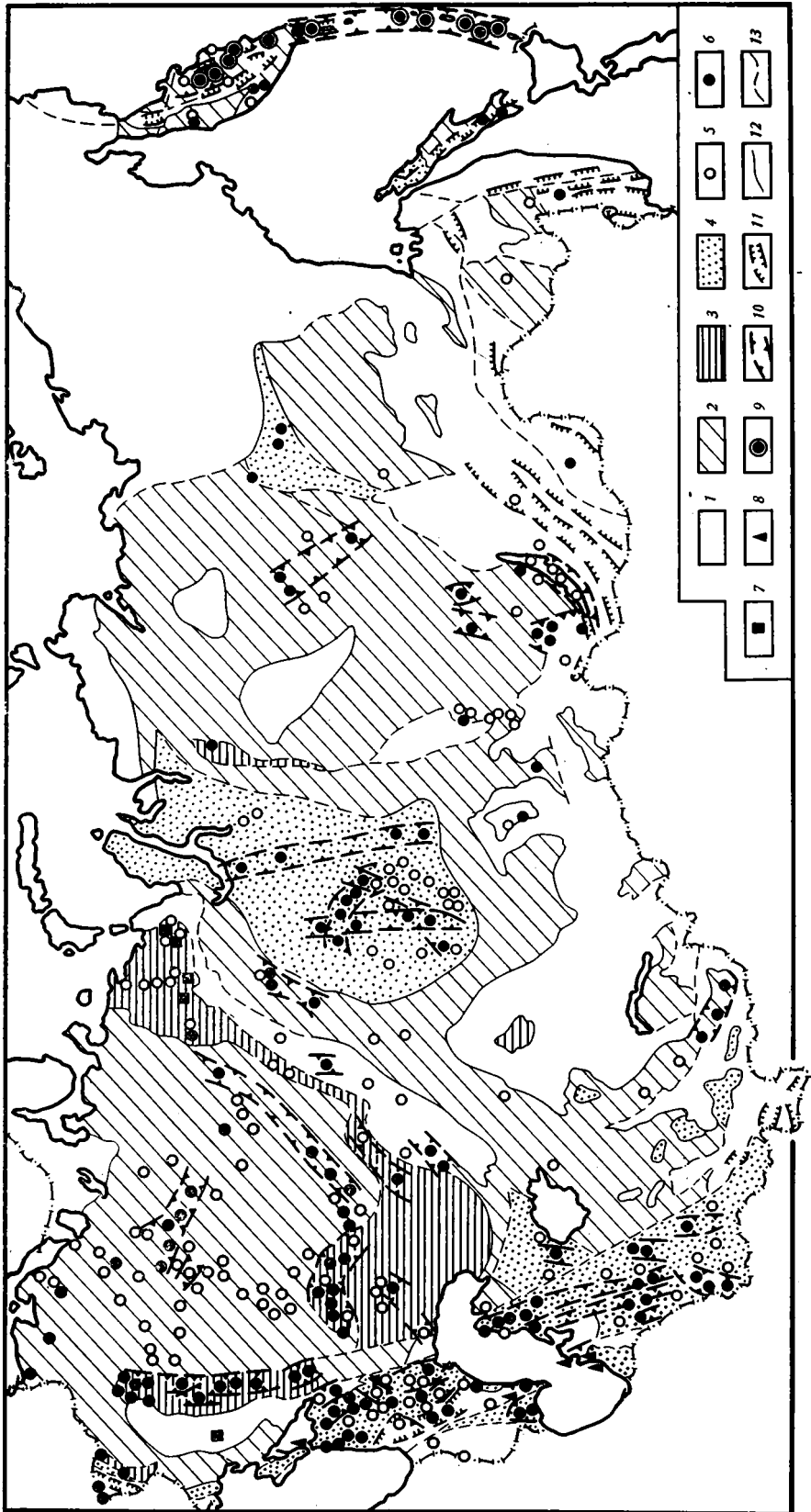
В связи с тем что территория СССР в отношении водородных проявлений пока еще изучена крайне неравномерно, степень достоверности картирования различных частей карты неодинакова. Региональный фон водородных проявлений отдельных районов закартирован по аналогии со смежными изученными и на основании теоретических предположений.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ДАННЫХ

Составленные по геотектоническим признакам выборки величин концентраций водорода, растворенного в подземных флюидах, были обработаны методами математической статистики. Полигоны распределения данных изображены на рис. 2. Проверка моделей распределения показала, что по критерию Пирсона в достаточных по объему частных выборках распределение величин согласуется с логнормальным законом. Проведенный анализ позволил объективно оценить фоновые значения концентраций водорода (в мл/л) при толерантных пределах, охватывающих 85% возможных значений каждой индивидуальной совокупности и средние их величины.

Статистический анализ показал (таблица), что в большинстве структур с достаточным количеством выборок (от 140 до 1084) распределение концентраций водорода более или менее однородно по логнормальному закону распределения с соответствующими параметрами \bar{x}_{op} и σ . К таким структурам относятся докембрийская Восточно-Европейская платформа, эпигерцинские платформы (Скифская, Туранская, Западно-Сибирская плиты) и альпийские структуры Средиземноморского пояса (предгорные прогибы, межгорные впадины). В целом этот анализ подтвердил представления о связи региональных фоновых величин содержания водорода с тектонической спецификой исследуемых регионов, выявив закономерный их рост в подземных флюидах по мере уменьшения возраста тектонической активности.

Для остальных регионов, таких, как дорифейская Сибирская платформа, наложенные впадины эпиплатформенного орогенеза и альпийские структуры Тихоокеанского пояса ввиду недостаточно представительных по объему выборок (от 20 до 50) фоновые значения водорода приводят-



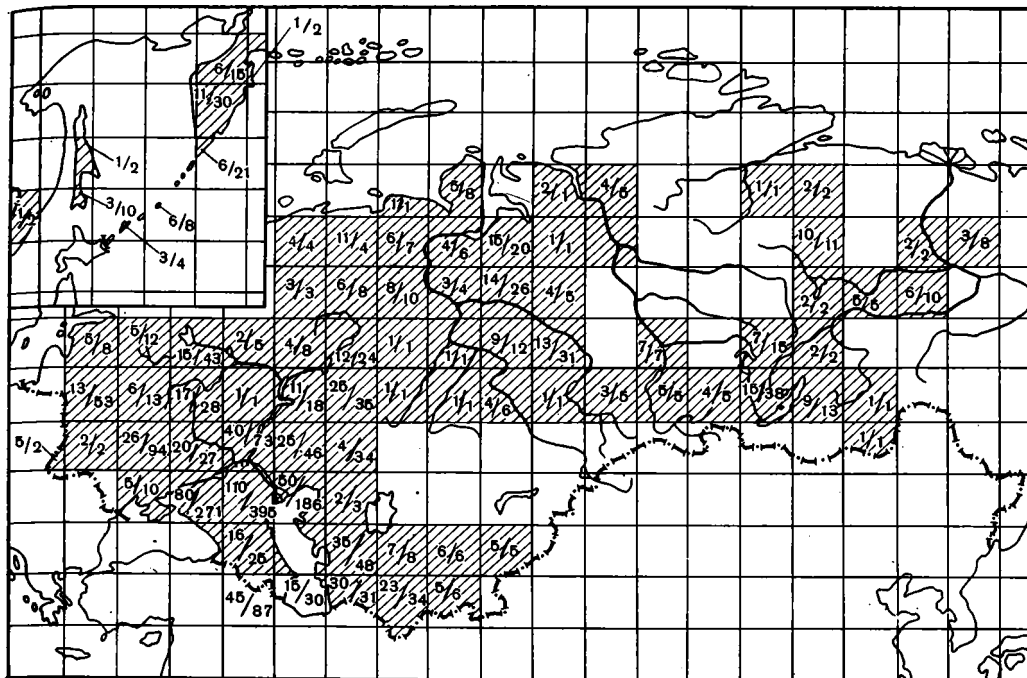


Рис. 2. Изученность состава H_2 в подземных флюидах СССР. В исследованных квадратах дробями показано количество изучавшихся флюидопроявлений (месторождений нефти, газа, термальных источников эруптивных и грязевых вулканов и т. п. — числитель) и общее число определений водорода во флюидах данного квадрата (знаменатель)

ся по аналогии (таблица) с соответствующими другими, более изученными тектоническими структурами.

Имеющиеся данные показали, что фоновые содержания водорода свойственны подземным флюидам преимущественно стабильных частей структур, вне зон позднейшей тектоно-магматической активизации. Они имеют региональное распространение на территории.

Совершенно по-другому прослеживаются аномальные концентрации водорода в подземных флюидах. Они, как правило, приурочены к мобильным тектоническим зонам. Для них характерны планетарные и региональные дизъюнктивные тектонические нарушения (разломы и системы разломов), нередко отличающиеся большой амплитудой и наличием оперяющихся трещин.

Особый интерес в отношении аномальных водородных проявлений в подземных флюидах представляют открытые региональные тектонические нарушения, образовавшиеся в поздние фазы складчатости. Эти нарушения имеют преимущественно сдвиговый или сбросовый характер и часто делят тектонические структуры на систему блоков, придавая им ступенчатое строение. Протяженность тектонических нарушений, вместе с сопряженными с ними трещинами, нередко достигает десятков и сотен километров. Они служат хорошими путями движения напорных флюидов. Большая часть этих разломов существовала еще на доплатформенном

Рис. 1. Карта водородных проявлений в подземных флюидах территории СССР (схематизированный вариант)

Фоновые содержания H_2 , мл/л: 1 — от 0,1 до 0,4; 2 — от 0,3 до 6; 3 — от 1 до 18; 4 — от 3 до 50; 5 — опорные скважины с фоновым содержанием H_2 ; 6 — опорные скважины с аномальным содержанием H_2 , мл/л — от 50 до 1500 и более. Дополнительные обозначения: 7 — шхты; 8 — грязевые вулканы; 9 — фумаролы, гейзеры; 10 — границы зон с аномальным содержанием H_2 ; 11 — линии крупных тектонических разломов; 12 — границы горно-складчатых областей, щитов; 13 — границы между районами с различным фоновым содержанием H_2

Региональные оценки концентраций водорода в подземных флюидах различных геотектонических структур

Тектонические регионы	Параметр распределения выборки		Региональные величины концентраций H ₂ , мл/л					
	n	σ	фооновая			аномальная		
			мин. 0,15	макс. 0,85	среднее	мин.	макс.	среднее
Древние платформы: Восточно-Европейская и Сибирская	67	1,7	0,1	0,4	0,28	0,5	10	2,0
Стабильные щиты, массивы: Анабарский, Украинский, Балтийский								
Синеклизы: Прибалтийская, Московская, Прикаспийская, Вилюйская	140	4,6	0,3	6,0	1,35	10	90	14,0
Антеклизы: Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская								
Активизированные структуры-авлакогены: Припятский, Днепровско-Донецкий	335	3,7	1,0	18	4,0	20	340	45
Герциниды— эпигерцинские платформы: Скифская, Туранская, Западно-Сибирская	1084	4,2	3	50	13	55	1530	140
Наложённые впадины областей эпиплатформенного орогенеза: Восточно-Чуйская, Иссык-Кульская, Ферганская, Кузнецкая, Байкальская	20		3	50	13	55	1500	
Альпиды, структуры Средиземноморского пояса: Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский прогибы; Куринская, Западно-Туркменская впадины	253	4,4	2,7	48	12	55	850 и более	125
Структуры Тихоокеанского пояса								
Структуры зоны перехода, ранние: Сахалин, Западная Камчатка	30		2,7	48	12	55	150	75
Структуры зоны перехода, поздние: Восточная и Центральная Камчатка, Курильская дуга	43		2,7	48	12	55	1500	

этапе развития Земли. Рассмотрим результаты проведенного анализа водородных проявлений в подземных флюидах основных геоструктурных регионов.

ВОДОРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Наиболее низкие фоновые (0,1—0,4 мл/л) значения H₂ характерны для подземных флюидов в изверженных и метаморфических породах Украинского и Балтийского кристаллических щитов (рис. 3). Лишь в некоторых зонах региональных разломов установлено незначительное увеличение концентраций водорода. Так, в Криворожских рудниках на Украинском щите и Хибинском и Печенгском — на Балтийском содержание водорода в газовой фазе достигает 10—35 об.%, или, учитывая низкую газонасыщенность вод (10—20 мл/л), от 0,5 до 10 мл/л.

В других тектонически стабильных на современном этапе структурах Восточно-Европейской платформы — в Прибалтийской, Московской синеклизах и Белорусской, Воронежской и Волго-Уральской антеклизях, по данным статистической обработки выборок (n=140), фоновые регио-

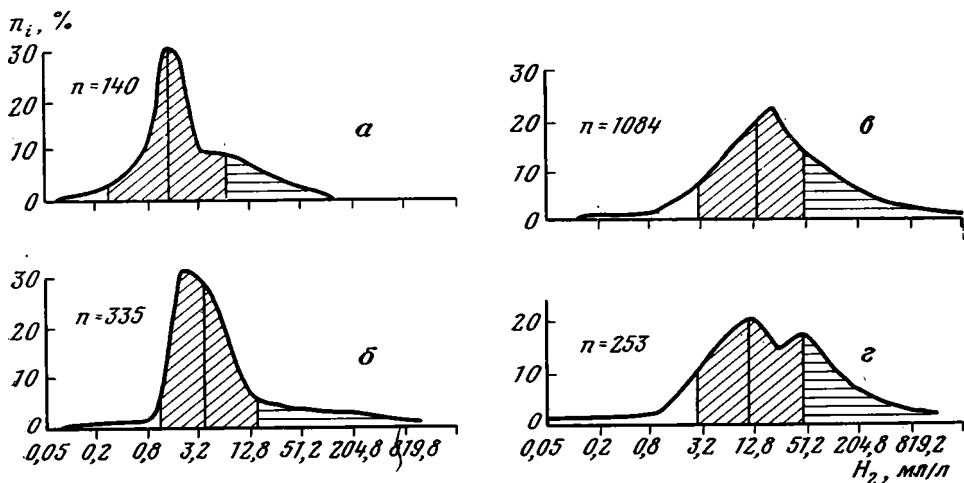


Рис. 3. Полигоны распределения величин H_2 во флюидах различных геотектонических структур
 а — синеклизы и антеклизы; б — авлакогены; в — эпигерцинские плиты; г — краевые прогибы и впадины

нальные содержания водорода изменяются от 0,3 до 6,0 мл/л (рис. 3, а). В пределах этих структур отдельными буровыми скважинами, по данным Ю. В. Мухина [21], вскрыты флюиды с аномальными концентрациями водорода, от 10 до 90 мл/л при общей газонасыщенности от 50 до 360 мл/л. Максимальные концентрации H_2 приурочены к Ярославско-Солигаличскому разлому и прослеживаются на глубинах от 1050 м в терригенных и карбонатных отложениях девона — карбона (г. Рыбинск, скв. 5р) до 2000—3000 м в терригенных отложениях протерозоя (Любим, скв. 3л; Переяславль-Залесский, скв. 1р). Температура флюидов 30—90°С.

В мобильных структурах Восточно-Европейской платформы, подвергшихся в мезозое — кайнозое тектоно-магматической активизации, по данным статистической обработки значительного числа определений ($n=335$), фоновые содержания водорода в подземных флюидах изменяются от 1 до 18 мл/л (рис. 3, б). К таким структурам относятся Припятский и Днепровско-Донецкий авлакогены, Предуральский прогиб и северо-западный борт Прикаспийской синеклизы. В их пределах выявлены аномальные концентрации водорода, от 20 до 340 мл/л, приуроченные к зонам региональных глубинных разломов.

Наиболее повышенные концентрации водорода в подземных флюидах (100—340 мл/л) приурочены, по данным А. В. Кудельского и др. [16], к зоне Северо-Припятских разломов. Здесь они вскрыты на Речицко-Березинской, Давыдовской и других площадях на глубинах 3000—3500 м под водоупорной соленосной толщей в терригенно-карбонатных отложениях верхнего девона. Общая газонасыщенность флюидов колеблется в пределах от 250 до 400 мл/л. Температура 60—74°С.

В пределах восточной и юго-восточной частей Восточно-Европейской платформы аномальные концентрации водорода в подземных флюидах (20—250 мл/л) тяготеют преимущественно к системе Предуральских и Приволжских разломов. Эти флюиды вскрыты скважинами под соленосной толщей в терригенно-карбонатных отложениях нижней перми — среднего девона на глубине от 1000 до 4000 м (Вуктыльская, Чесноковская, Оренбургская и другие площади). Температура 33—75°С.

Сибирская платформа характеризуется сравнительно немногочисленными ($n=70$) определениями водорода флюидов. Здесь фоновые содержания водорода колеблются от 0,1 до 0,5 мг/л. Аномальные концентрации водорода отмечены только в Иркутском и Предверхоанском прогибах, Вилюйской синеклизе и юго-восточном склоне Анабарского массива.

В Иркутском прогибе аномальные концентрации водорода колеблются от 20 до 70 мл/л при общей газонасыщенности от 100 до 250 мл/л. Они выявлены в зонах Каймоновско-Котуйской и Таймыро-Байкальской систем разломов и прослеживаются в терригенных отложениях верхнего протерозоя — нижнего кембрия на глубинах 2500—2960 м (Нукутская, Тыретская, Тыптинская площади), а также в кимберлитовой трубке взрыва Тубинская в бассейне р. Илим. Температура флюидов 50—60° С.

В Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе аномальные концентрации водорода от 20 до 130 мл/л вскрыты в юрских и нижнемеловых терригенных отложениях Кемпендяйско-Вилюйской зоны разломов на глубинах 1000—2600 м (Китчанская, Бахынайская площади и др.). Температура флюидов 50—100° С.

Значительно большие концентрации водорода установлены лишь в кимберлитовых трубках взрыва южного склона Анабарского массива (Удачная, Юбилейная, Айхал, Мир), приуроченных к системе глубинных субмеридиональных разломов Вилюйско-Котуйской зоны, а именно к Анабарско-Мирнинской зоне разломов древнего заложения (рифей, ранний палеозой), активизированных в позднем палеозое.

Особенно интенсивные выделения водородно-метановых газов известны в трубке Удачная (Долдынский р-н). Здесь в процессе бурения из скв. 42 (глубина 367,9 м) сначала поступал водяной пар, а через несколько дней начался самоизлив флюидов с горящим газом с напором 5—8 атм. В составе свободного газа (в об. %) преобладает H_2 — 53,6; CH_4 — 36,4; N_2 — 10. Дебит водорода достигал, по данным Д. Г. Осики [23], 10^5 м³/сут (1150 л/с). Газовое скопление образовалось за счет дегазации флюидов, поднимающихся из более глубоких горизонтов.

ВОДОРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ОБЛАСТЕЙ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ.

Области глубокопогруженных (до 2—4 км) герцинских складчатых сооружений изучены наиболее хорошо ($n=1084$). Достаточным количеством данных охарактеризована каждая из трех эпигерцинских плит СССР: Скифская ($n=530$), Туранская ($n=308$) и Западно-Сибирская ($n=246$).

На эпигерцинских плитах региональные фоновые величины содержания H_2 в подземных флюидах колеблются от 3 до 50 мл/л, среднестатистическая величина фона (\bar{x}) составляет 13 мл/л (рис. 3, в). В пределах этих структур многие скважины вскрыли флюиды с чрезвычайно широкими вариациями аномальных концентраций водорода, от 55 до 1500 мл/л, редко более.

На Скифской и Туранской плитах водородные аномалии приурочены в основном к отдельным звеньям межзональных и внутризональных глубинных разломов. Эти разломы были заложены в среднем — позднем палеозое и возрождены в мезозое, а некоторые из них — в кайнозое при тектонической активизации эпигерцинских плит.

На Скифской плите наиболее значительные концентрации водорода (124—1513 мл/л), при общей газонасыщенности флюидов от 900 до 5630 мл/л, установлены многочисленными скважинами на отдельных участках этой системы разломов. Например, на Красногвардейском участке в Азово-Кубанской впадине, а также Кумском и Андрей-Курганском — в Терско-Каспийской впадине. В Азово-Кубанской впадине максимальные водородные аномалии прослеживаются в терригенно-карбонатных отложениях мела на глубинах от 3140 до 3770 м (Кавказская, скв. 4; Митрофановская, скв. 5). В Терско-Кумской впадине они приурочены, по данным В. Н. Корценштейна [11] и А. В. Щербакова, Н. Д. Козловой и др. [32], к карбонатно-терригенным отложениям юры и мела на глубинах 2990—4230 м (Кочубеевская, скв. 1; Октябрьская, скв. 2; Буйнакская, скв. 1; Восход, скв. 3 и др.). Температура флюидов 110—162° С.

На Туранской плите меньшие величины аномальных концентраций H_2 (100—300 мл/л) связаны с Южно-Мангышлакско-Унгузской и Аму-

дарьинской зонами тектонических нарушений. Здесь водородсодержащие флюиды с T 85—115°С вскрываются в терригенных отложениях юры на глубинах от 200 до 3300 м [12].

На Западно-Сибирской плите высокотемпературные (85—145°С) подземные флюиды приурочены к терригенным отложениям нижней и верхней юры. Наибольшие концентрации водорода (100—800 мл/л), при общей газонасыщенности подземных флюидов около 1000 мл/л, отмечены в зоне центрального субмеридионального Гыдан-Омского разлома доплатформенного заложения, активизированного неоднократно в мезозое — кайнозое. Эти флюиды вскрыты на площадях Северная, Охтеурьевская и др. на глубинах от 2200 до 3250 м [20, 25].

Зона с меньшими аномальными концентрациями водорода приурочена к Байдарацкой системе Омано-Уральского разлома. Максимальные концентрации водорода (от 65 до 350 мл/л), при общей газонасыщенности 1000—5000 мл/л, встречаются на Шаимской, Толумской, Перегребинской и других площадях на глубинах 1400—2030 м.

Кроме того, аномальные концентрации H_2 (150—580 мл/л) в подземных флюидах отмечаются в центральных приобских районах (Локосовская, Сургутская, Салымская и другие площади), где они вскрыты на глубинах 2700—3100 м. Эта зона связана с тектоническими нарушениями небольшой амплитуды, проявившимися в эпоху неотектогенеза в местах пересечения их системой субмеридиональных флюидопроводящих разломов.

ВОДОРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ВПАДИН ОБЛАСТЕЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНЕЗА

В наложенных впадинах Тянь-Шаня (Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской) аномальные концентрации водорода в количестве 13,6—20 об. % отмечаются единичными скважинами [27]. Водородсодержащие флюиды приурочены к терригенным отложениям нижнего карбона, палеогена и неогена на глубинах 1130—4150 м, T флюида 70—130°С. Наиболее четко аномальные концентрации водорода прослеживаются здесь вдоль флюидопроводящих разломов дугообразного Притяньшаньского разлома в местах пересечения его поперечными Восточно-Муюнкумским, Чилико-Кеминским глубинными разломами.

В Кузнецкой впадине Саян водородные флюиды вскрыты, по данным П. И. Зеленовского [7], в терригенных отложениях карбона на глубинах 2270—2320 м (Абашевская площадь, скв. 5р) и связаны с системой Мундыбашского глубинного разлома. Концентрация H_2 составляла в газовых струях 3,9 об. %, при этом общий расход H_2 — 1 л/с (>500 мл/л).

В Байкальской зоне новейшего (континентального) рифтогенеза — Селенгинской (Корсаковская, Истокская, Степная площади) и Тункинской впадинах аномальные концентрации водорода в газах фонтанирующих скважин достигали 78—95 об. % [1], или превышали 500 мл/л. Аномальные концентрации водорода в флюидах здесь приурочены к терригенным неоген-четвертичным отложениям на глубинах 600—2487 м и связаны с системой Прибайкало-Патомского и Хамар-Дабанского глубинных древних разломов, активизированных в кайнозое.

ВОДОРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ АЛЬПИЙСКИХ И ТИХООКЕАНСКИХ СТРУКТУР

В отрицательных структурах Средиземноморского пояса — Индоло-Кубанском, Терско-Кумском и Предкопетдагском краевых прогибах, в Куринской и Западно-Туркменской впадинах фоновые содержания водорода подземных флюидов колеблются в пределах от 2,7 до 48 мл/л (рис. 3, з). Их распределение связано, как правило, с ненарушенными блоками пород. Аномальные же концентрации H_2 , наоборот, приурочены преимущественно к следующим поясам флюидопроводящих разломов: Крымско-Таманскому, Ахтырскому, Пшешиш-Тырныаузскому, Орджоникидзевскому и Предкопетдагскому, заложенным в среднем — позднем па-

леозое и активизированным в мезозое — кайнозое. Наибольшие концентрации водорода (165—850 мл/л), при общей газонасыщенности флюидов от 1000 до 6000 мл/л, отмечаются в Ахтырском и Семигорском источниках, а также в скважинах площадей — Ловлинской, Новоалексеевской Хаян-Чирли и др. в терригенно-карбонатных отложениях юры — палеогена на глубинах 2000—4300 м.

Еще большие концентрации водорода, по данным Е. Ф. Шнюкова и др. [31] более 1000 мл/л, отмечаются в газах грязевых вулканов в периоды их активизации в эпохи сейсмоактивных движений (Булганакский, Карабетовский вулканы на Керченском и Таманском полуостровах, Набур — в Шемахинском районе, Баладжарский и Отманбоздагский — в Кыбыстано-Апшеронской области). Эти вулканы приурочены к наложенным поперечным прогибам, образованным отдельными звеньями перечисленных поясов разломов и поперечными разломами, такими, как Восточно-Азовский, Ждановский, Пальмиро-Апшеронский, Алладах-Месерианский.

Аналогичная зона аномальных концентраций водорода выделяется и в отрицательных структурах Тихоокеанского пояса — Макаровском поперечном прогибе Сахалина (вулканы Южно-Сахалинский и Пугачевский, приуроченные к Южно-Сахалинскому и Тымь-Поронайскому разломам).

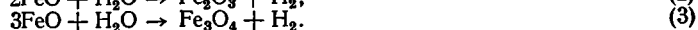
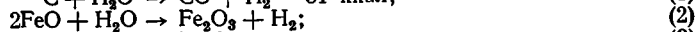
В вулканических районах Курило-Камчатского звена Тихоокеанского пояса альпид аномальные проявления водорода, достигающие 10—20 об.%, отмечаются лишь в зоне современного вулканизма юго-восточной Камчатки и Курильских островов. Они приурочены преимущественно к поясу глубинного субмеридионального Курило-Камчатского разлома. Аномальные концентрации водорода установлены в азотно-углекислых флюидах высокотемпературных (100—280°С) гидротермальных систем (Узон-Гейзерной, Семьячической, Северо-Мутновской, Паужетской, Кошелевской и др.). Однако наибольшие концентрации H_2 (до 40—60 об.%) в пределах Камчатки и Курильских островов установлены, по данным С. И. Набоко [22] и А. М. Чиркова, Л. Н. Барабанова и др. [30], в газах, выделяющихся из лавовых потоков и из кратеров вулканов Камчатки (Ключевского, Авачинского, Толбачика, Шивелуча) и Курильских островов (Черного, Чирпой и др.).

По мнению В. И. Кононова [10], не исключено, что в названные системы водород поступает из магматических очагов, где он является обычным компонентом (о чем свидетельствует состав газовых эманаций в кратерах действующих вулканов и на свежензлившихся лавовых потоках).

Рассматривая особенности проявления водородных флюидов в глобальном плане, следует особо отметить их приуроченность к системе океанических рифтовых зон. В подводных условиях «водородные» термы приурочены к базальтам. Они образуют крупные высокотемпературные (до 350°С) гидротермальные системы, разгружающиеся на дневную поверхность в виде мощных газопаровых струй [35]. Так, например, активная гидротермальная деятельность с водородными проявлениями отмечается на дне нескольких впадин (Гуаймас, Фараллон и др.) в зоне Калифорнийского рифта. Кроме того, девять термальных струй обнаружено на Восточно-Тихоокеанском поднятии между 20 и 35° ю. ш. на дне Красного моря и др.

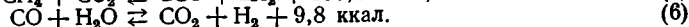
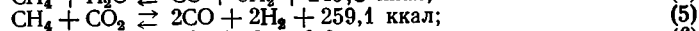
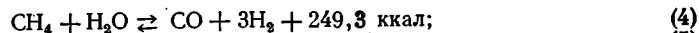
В заключение следует подчеркнуть, что исключительная полигенность свободного водорода в земной коре создает определенные трудности в использовании «водородной метки» для литологической, геоструктурной и геохимической интерпретаций. Генерация водорода в земной коре может быть обусловлена различными реакциями, в которых вода выступает в роли его донора. Фоновые содержания водорода обусловлены преимущественно процессами радиолиза подземных вод и разложения нефтеорганических веществ под воздействием водородвыделяющих бактерий и повышающихся с глубиной температур. Образование аномальных концентраций водорода в земной коре происходит главным образом в ре-

зультате взаимодействия воды с нижним углеродом, железом и его солями и окислами при $T=500^{\circ}\text{C}$ и выше по схемам:



Реакции (2), (3) могут протекать при любых T и P . В частности, они характерны для рудных тел Северного Кавказа (Худесск, Тырнауз и др.), в которых генерируется значительное количество H_2 .

Конверсия метана различными окислителями при наличии катализаторов при $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$ может быть описана следующими уравнениями:



При температуре, превышающей указанные величины, происходит полный распад газов на углерод (сажа, кокс) и водород. В присутствии алюмосиликатов термический распад углеводородных газов протекает при более низких температурах.

Наконец, аномальные концентрации водорода в природных флюидах могут быть следствием дегазации внутренних частей Земли. Данные о преимущественно водородном составе флюида в верхней мантии имеются [17].

Научный анализ установленных эмпирически фактов позволил нам показать на графике (рис. 4) зависимость резкого увеличения содержания водорода в подземных флюидах от пластовой температуры.

Изучение пространственного размещения водородных проявлений в подземных флюидах на территории СССР показало, что аномальные концен-

трации свободного молекулярного водорода в флюидорастворенных и свободных газах, достигающих при вскрытии скважинами значительных дебитов, приурочены преимущественно к зонам глубинных региональных разломов. Они привлекают внимание ученых и практиков. При заложении новых глубоких скважин, которые должны вскрыть водородсодержащие флюиды и свободные газовые залежи, особое внимание нужно уделять поискам оптимальных геологических структур. К таким структурам можно отнести активизированные региональные разломы и сопряженные с ними горсты и приподнятые блоки с наличием надежных литологических покровов, являющиеся очагами максимального подтока тепловой энергии и легколетучих веществ из глубоких недр Земли.

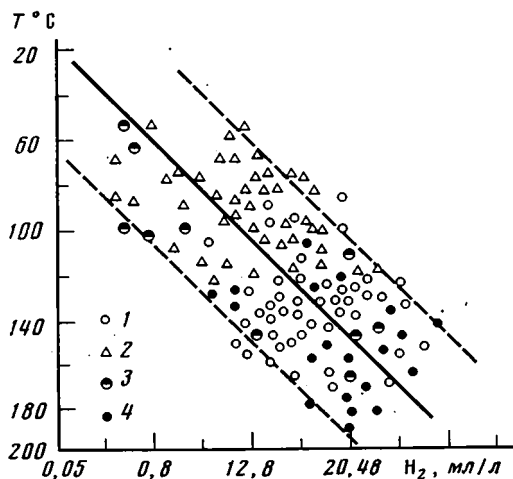


Рис. 4. Зависимость содержания H_2 в подземных флюидах от пластовой температуры скважин в пределах структур

Плиты: 1 — Скифская, 2 — Туранская, 3 — Западно-Сибирская; 4 — прогибы

ЛИТЕРАТУРА

1. Бодунов Е. И., Остергаз Р. Н. Геохимическая характеристика газов южной части Восточной Сибири.— *Новости нефт. и газ. техники*, 1961, № 12, с. 13—22.
2. Вакин Е. А., Кутыев Ф. Ш.— Глубинные генерации флюидной составляющей современного гидротерма.— В сб.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 15—25.
3. Валяев Б. М. Зональность нефтегазоаккумуляции в аспекте глубинной дегазации Земли.— В сб.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 169—188.

4. Вернадский В. И. История минералов земной коры. М., Л.: ГОНТИ, 1933, т. 2, ч. 1. 562 с.
5. Грачев А. Ф., Мартынова М. А. О вероятном составе воды первичного океана.— Вестн. ЛГУ, 1980, № 12, с. 17—25.
6. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 179 с.
7. Зеленовский П. И. Состав растворенных газов в подземных водах центрального Кузбасса.— Геохимия, 1969, № 4, с. 501—505.
8. Зингер А. С. Газогидрогеохимические критерии нефтегазоносности локальных структур.— Тр. Нижневолжск. НИИГГ. М.: Недра, 1966, вып. 5. 475 с.
9. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, м-б 1:2 500 000/Под ред. Беляевского Н. А., Пейве А. В. Всес. НПО Аэрогеология МГ СССР. М.: МГ СССР—АН СССР, 1978.
10. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг).— Тр. ГИН, 1983, вып. 379, 213 с.
11. Корценштейн В. Н., Кирьяшин В. М., Филин А. С., Фомин Ю. Д. Новые данные по гидрогеологии мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкавказья.— Тр. ВНИИГаз. М.: Недра, вып. 33/41, 1970, с. 317—507.
12. Корценштейн В. Н. Гидрогеология нефтегазовых месторождений и разведочных площадей южного Мангышлака и сопредельных районов Устбурта. М.: Недра, 1972. 349 с.
13. Красинцева В. В. Выделение водорода в водных вытяжках из пород, размолотых на шаровой мельнице.— Тр. Гидрохимического ин-та (Новочеркасск). Гидрохимические материалы. Т. XVIII, Л.: Гидрометеиздат, 1948, с. 11—13.
14. Кропоткин П. Н. Проблема происхождения нефти.— Сов. геология, 1955, сб. 47, с. 104—125.
15. Кропоткин П. Н. Дегазация Земли и геотектоника.— В сб.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 7—13.
16. Кудельский А. В., Бурак В. М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и Техника, 1982. 173 с.
17. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
18. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Первый междунар. геохим. конгресс. Т. 3, кн. 1. М.: Наука, 1972, с. 3—14.
19. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1973, с. 102—130.
20. Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе.— Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1981, вып. 471. 143 с.
21. Мухин Ю. В. Основные результаты глубинных гидрогеологических исследований в Среднерусском седиментационном бассейне в связи с оценкой перспектив его газонефтеносности.— Тр. ВНИИГаз. М.: Недра, 1970, вып. 33/41, с. 157—296.
22. Набоко С. И. Вулканические эксгалляции и продукты их реакций.— Тр. Лаб. вулканологии. М.: Наука, 1959, вып. 16. 303 с.
23. Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 203 с.
24. Поляк Б. Г., Толстихин И. Н., Якуцени В. П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 3—23.
25. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
26. Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 334 с.
27. Суббота М. И., Сардонников Н. М. О генезисе газа, состоящего из азота, окиси углерода и водорода, некоторых межгорных впадин Северного Тянь-Шаня.— Геохимия, 1968, № 5, с. 612—617.
28. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000/Под ред. Пушаровского Ю. М. М.: ГУГК, 1970.
29. Тектоническая карта фундамент территории СССР. М-б 1:5 000 000. АН СССР—МГ СССР. НПО «Аэрогеология» МГ СССР, 1974.
30. Чирков А. М., Барабанов Л. Н., Башарина Л. А., Зеленов К. К. Состояние некоторых вулканов Курильских островов летом 1970 г.— Бюл. вулканол. станций (Ин-т вулканологии Дальневосточного научн. центра АН СССР), 1972, № 48, с. 33—39.
31. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 332 с.
32. Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974. 220 с.
33. Яншин А. Л. (гл. ред.). Тектоническая карта Евразии. М-б 1:5 000 000. М.: ГУГК МГ и ОН СССР, 1966.
34. Guschenko O. I., Khain V. E., Kononov V. I., Kozlova N. D., Leonov Yu. G., Poliak B. G., Scherbakov A. V., Smirnov Ya. B. Map of tectonic activity. Commission for the geological map of the world. P., 1983, bul. 32, p. 117—129.
35. Welhan J. A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids.— Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, № 11, p. 829—831.

УДК 551.242.3(234.852)

ЖИВКОВИЧ А. Е., ЧЕХОВИЧ П. А.

**СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УФИМСКОГО
АМФИТЕАТРА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

Охарактеризованы складчатые и покровные структуры Уфимского амфитеатра и предложена новая модель их формирования. Структура района интерпретируется как результат «тектонического вклинивания» на нижних уровнях чехла (в автохтоне) и гравитационного скольжения надвиговых пластин на верхних уровнях (паравтохтон и аллохтон). Оба механизма функционировали независимо друг от друга, но были взаимосвязанными, поскольку являлись следствием глубинного поддвига Восточно-Европейской платформы под складчатое сооружение Урала.

Уфимским амфитеатром еще со времен Э. Зюсса называют дугообразный изгиб западного склона Урала, находящийся между 54 и 58° с. ш. Структуры внешней складчатой зоны отклоняются здесь от меридионального простирання, описывая плавную дугу радиусом примерно 300 км. Тектоническое строение этой территории на протяжении многих десятилетий являлось предметом острых дискуссий. Все высказывавшиеся до сих пор точки зрения в сущности сводятся к трем моделям: складчато-блоковой, складчато-надвиговой и шарьяжно-складчатой. Первая из них нашла отражение на всех средне- и мелкомасштабных картах, составленных в 50—60-е годы. Структура Уфимского амфитеатра рассматривалась в то время как система моноклиналей; важными элементами которых признавались зоны глубинных разломов и связанные с ними интрузии основных и ультраосновных пород. Площади развития ордовикско-нижнедевонских отложений трактовались как поднятые блоки, ограниченные крутыми разрывами. В последние годы идея о складчато-блоковом строении Уфимского амфитеатра в значительной мере трансформировалась в сторону сближения со складчато-надвиговой и отчасти шарьяжно-складчатой моделями [3]. Тем не менее надвигам и покровам по-прежнему отводится второстепенная роль, а общая структура региона и его тектоническая эволюция объясняются с фиксированных позиций [1—3].

Интерпретация структуры западного склона в качестве области со складчато-надвиговым строением восходит к представлениям М. М. Тетяева, который еще в 1912 г. рассматривал Урал как сложный веерообразный антиклинорий с опрокинутыми крыльями, осложненными складками и надвигами [4]. В 30-х годах эти представления применительно к структуре Уфимского амфитеатра конкурировали с идеей о его шарьяжно-складчатом строении. С наибольшей полнотой складчато-надвиговая модель отражена в работе Е. А. Кузнецова [10].

Г. Н. Фредерикс, первым высказавший идею о шарьяжной природе Урала, связывал дугообразный изгиб структур Уфимского амфитеатра с существованием здесь поперечного антиклинального «вздутия», в ядре которого тектонические покровы оказались размытыми и на поверхность были выведены автохтонные породы перми [32, 33]. Более подробно структура центральной части Уфимского амфитеатра охарактеризована О. Ф. Нейман-Пермяковой [14, 15]. Она выделяла в Нижнесергинском районе три крупные тектонические пластины, последовательно надвинутые друг на друга в северо-западном направлении. Эти взгляды нашли отражение практически во всех более поздних вариантах шарьяжно-складчатой модели. В частности, в настоящее время очень похоже трактуется структура этой территории Г. А. Смирнов [26]. Представления о широком развитии покровов в Уфимском амфитеатре в последние годы

развивали К. П. Плюснин [16—18], М. А. Камалетдинов [7—9], В. Н. Пучков [20] и др.

Несмотря на все еще сохраняющиеся различия во взглядах на структуру амфитеатра, существование здесь надвигов и тектонических покровов уже не вызывает сомнений. Становится достаточно очевидным, что наиболее конструктивная модель должна учитывать сложное многообразие складчато-надвиговых и сочетающихся с ними покровных дислокаций. Весьма важно решить принципиальный вопрос о том, каким образом следует толковать сами покровы внешней складчатой зоны — считать ли их крупными чешуями, уходящими на глубину и непосредственно связанными с глубинными частями складчатого сооружения, или же рассматривать их в качестве «эпидермальных» структур, сформировавшихся на верхних уровнях коры.

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Палеозойская история внешней складчатой зоны Урала рассматривается в настоящее время как эволюция пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента [6, 19, 21, 30, 39, 40 и др.]. В позднем палеозое фрагмент этой окраины, располагавшийся на месте Уфимского амфитеатра, был захвачен деформацией и в качестве области экстернид включен в состав орто тектонического орогена Урала.

Изученный сегмент протяженностью около 150 км находится в центральной части амфитеатра, на отрезке пос. Новоуткинск — г. Нязепетровск. Именно здесь в полосе, заключенной между структурами Центрально-Уральского поднятия и восточного борта Предуральского прогиба, сосредоточены разнообразные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, относящиеся к трем типовым формационным рядам Урала: Бельско-Елецкому (континентальный шельф), Зилаиро-Лемвинскому (континентальный склон и подножие) и Тагильскому (океанические и островодужные комплексы).

Структурные зоны. В центральной части амфитеатра экстерниды можно разделить на три структурные зоны (с востока на запад): внутреннюю, центральную и внешнюю. Их границами служат региональные надвиги. В соотношении с традиционной схемой тектонического районирования [29 и др.] и в масштабе всего Урала внутренняя зона отвечает синклинальным структурам Центрально-Уральского поднятия, центральная — Западно-Уральской зоне линейной складчатости, внешняя — восточному борту Предуральского краевого прогиба.

Внутренняя зона отчасти замещает по простиранию допалеозойские ядра централид (Кваркушский и Уфалейский антиклинории) и, таким образом, не продолжается за пределы описываемого сегмента. В северо-западной части (Билимбаевский синклинорий) она отделяется от интернид узкой полосой докембрийских метаморфитов, южнее на нее надвинуты централиды северного окончания Уфалейского антиклинория. Западным органичением зоны является взброснадвиг Коноваловского увала. Региональный разрез представлен преимущественно нижнепалеозойскими терригенными породами и вулканитами, отвечающими ранним стадиям развития рифтогенной окраины. Среднепалеозойские осадки, выраженные в фациях карбонатного шельфа и континентального склона, сохранились здесь в виде отдельных фрагментов. Все отложения в зоне смяты в узкие линейные складки и разорваны многочисленными взбросами и надвигами с восточными падениями смесителей.

Центральная зона занимает большую часть рассматриваемой территории. На широте г. Нижние Серги она имеет максимальную ширину (до 30 км) и, несколько сужаясь к северу и к югу, прослеживается за пределы района. В сложении зоны преобладают среднепалеозойские шельфовые и гемипелагические формации зрелых стадий развития окраины. Структура зоны, подробно обсуждаемая ниже, представляет собой комбинацию складчато-надвиговых и покровно-складчатых дис-

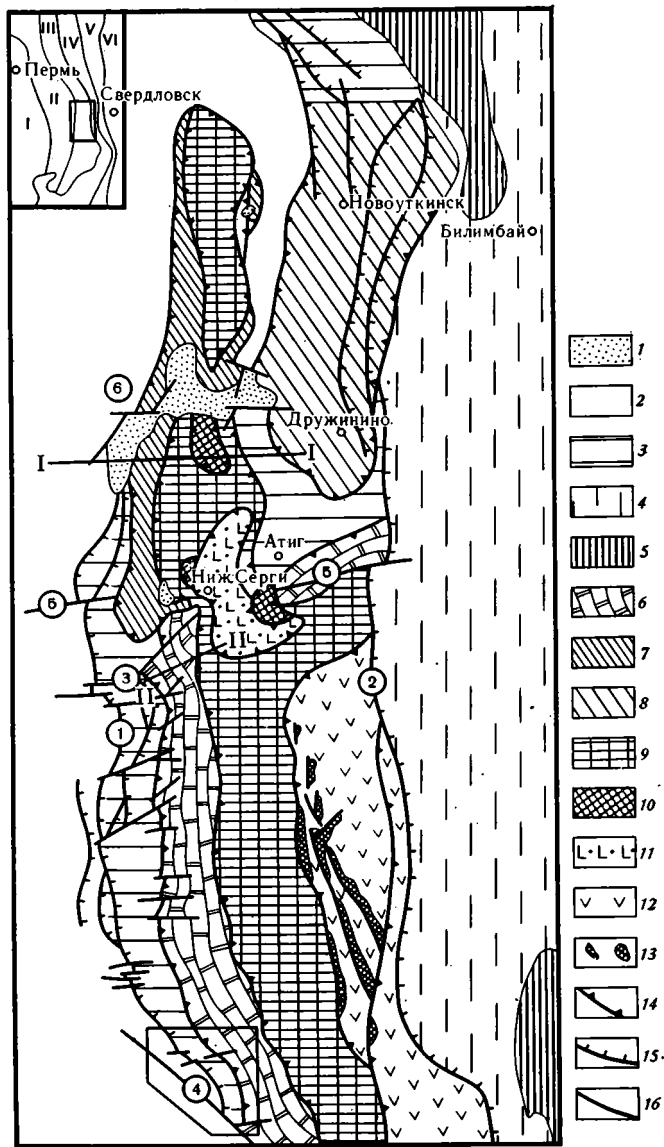


Рис. 1. Главные структурные элементы центральной зоны экстернид
 1 — неоавтохтон (чеботаевская свита, верхний кунгур); 2 — ороавтохтон (флишонд-ная и нижнемолассовая формации, верхний палеозой); 3 — палеоавтохтон центральной зоны (шельфовые формации, силур — нижний карбон); 4 — палеоавтохтон внутренней зоны (рифтогенные и шельфовые формации, нижний палеозой); 5 — рифейско-вендовское основание; 6—8 — паравтохтон: 6 — элемент g1 (преимущественно рифовые формации, силур — средний девон), 7 — элемент g2 (шельфовые формации эпиконтинентальных морей средней девон — нижний карбон), 8 — элемент g3 (то же); 9—13 — аллохтон: 9 — элемент d3 (гемипелагические кремнистые формации, субаркозовые и кварцевые турбидиты, лландовери — фран), 10 — элемент d2 (осадочный меланж: глинистые и туфогенные сланцы, туфы, базальты, кремни), 11 — элемент d1 (диабазы, полевошпатово-кварцевые турбидиты, нижний девон); 12 — элемент d4 (формации тагильского типа); 13 — серпентиниты; 14 — границы покровных пластин; 15 — важнейшие надвижки; 16 — прочие разрывы. Главные разрывы палеоавтохтона (цифры на схеме): 1 — Уфимско-Демидовский региональный надвиг; 2 — надвиг Коноваловского увала; 3 и 4 — компенсирующие диагональные сдвиги: правый (3) и левый (4); 5 — зона правосторонних широтных сдвигов; 6 — Киргишанская широтная зона сбросов. I—I и II—II — линии сейсмических профилей (см. рис. 2 и 5); сплошной линией обведен участок, показанный на рис. 3.

Вверху слева — схема расположения района работ. I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III — Западно-Уральская внешняя зона складчатости; IV — Центрально-Уральское поднятие; V — Тагило-Магнитогорская зона; VI — Восточно-Уральское поднятие

Распределение главных структурных элементов по зонам экстернид

Индекс	Структурный элемент	Зона экстернид		
		внешняя	центральная	внутренняя
<i>e</i>	Неоавтохтон	++	++	
<i>д1—д4</i>	Аллохтон	++	++	
<i>з1—з4</i>	Паравтохтон	++	++	
<i>в2</i>	Ороавтохтон	++		
<i>в1</i>	Палеоавтохтон	+	++	++
<i>б</i>	Рифейско-вендское основание	+	+	++
<i>а</i>	Кристаллический фундамент	+	+	+

Примечание. «+» — погребенные; «++» — распространенные на поверхности.

локаций, причем в аллохтонных элементах присутствуют также формации, характерные для палеоокеанической области Урала.

Внешняя зона в основном соответствует полосе передовых складок Урала, отвечающей приподнятой части восточного борта краевого прогиба. В пределах описываемого сегмента разрез зоны складается флишидными и молассовыми формациями среднего карбона — нижней перми, образующими сложную чешуйчато-надвиговую структуру и местами перекрытыми тектоническими покровами. Восточной границей зоны служит региональный надвиг, в аллохтоне которого залегают среднепалеозойские карбонатные отложения центральной зоны. Западная граница выражена у поверхности в виде полосы развития пологих, нередко субгоризонтальных (последних) надвигов [17]. На глубине общий характер этой границы остается невыясненным и трактуется различно [7, 17 и др.].

Структурные элементы. Главными структурными элементами являются: дорифейский кристаллический фундамент (элемент *а*), рифейско-вендское основание (*б*), палеозойский автохтонный чехол, разделяющийся на доорогеническую (палеоавтохтон — *в1*) и синорогеническую (ороавтохтон — *в2*) части, паравтохтон (элементы *з1, з2, з3, з4*), аллохтон (*д1, д2, д3, д4*) и неоавтохтон (*е*). Кристаллический фундамент находится на глубине 4—5 км и выходит на поверхность в Тараташском антиклинории, примерно в 40 км юго-восточнее г. Нязепетровска. Рифейско-вендское основание залегает на глубинах порядка 2—3 км и обнажается только в древних ядрах центридов, северо-восточнее и юго-восточнее изученного района. Остальные структурные элементы развиты на поверхности, и их соотношения показаны на рис. 1; распределение элементов по зонам экстернид приведено в таблице.

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Границы зоны и важнейшие разрывы. Субмеридиональный Уфимско-Демидский (Михайловский) региональный надвиг (разрыв 1 на рис. 1) отделяет центральную зону экстернид от внешней. Наиболее отчетливо он выражен на отрезке между г. Нижние Серги и районом устья р. Табуски, где у поверхности по нему соприкасаются различные стратиграфические единицы силура — среднего девона (палеоавтохтон центральной зоны) и карбона (ороавтохтон внешней зоны). Амплитуда горизонтального перекрытия составляет здесь не менее 5 км. Главный сместитель разрыва падает на восток под углом 30—35° и осложнен ответвляющимися от него более мелкими надвигами, по которым из-под основной поверхности разрыва выдвинуты небольшие (по-видимому, субавтохтонные) пластины нижнекаменноугольных известняков. Севернее широты г. Нижние Серги надвиг выражен в виде сложной системы пологих разрывов, которые рассекают толщи палеоавтохтона и рифейско-вендского основания, но не всегда выходят на поверхность. На глубинах 4,0—

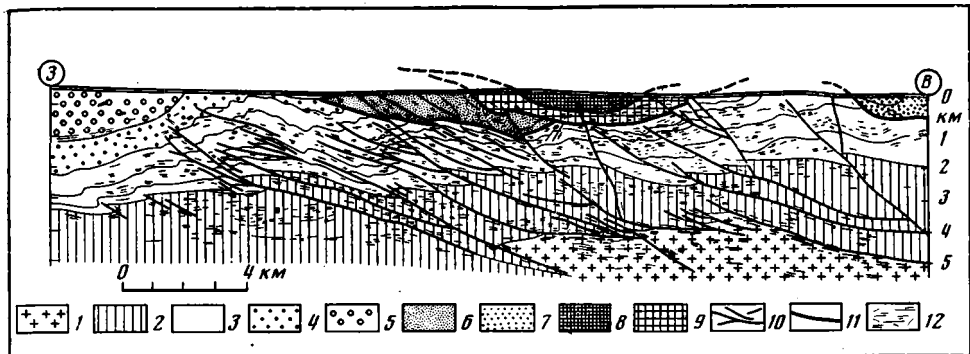


Рис. 2. Геологический разрез по линии сейсмического профиля пос. Бисерть — гора Кукан — ст. Дружинино (линия I—I на рис. 1; составлен по материалам Баженовской геофизической экспедиции)

1 — кристаллический фундамент (элемент *a*); 2 — рифейско-вендское основание (*b*); 3 — палеоавтохтон (*a1*); 4—5 — ороавтохтон (*a2*): 4 — флишоидная формация (средний — верхний карбон), 5 — нижняя моласса (нижняя пермь); 6—7 — паравтохтон: 6 — Каменско-Демидская пластина (*a2*), 7 — Уткинская пластина (*a3*); 8—9 — аллохтон: 8 — зона осадочного меланжа (*a2*); 9 — нижняя пластина (*a3*); 10 — разрывы; 11 — подошвы покровных элементов; 12 — отражающие площадки

4,5 км эти нарушения постепенно выполаживаются, переходя в срывы по кристаллическому фундаменту (рис. 2). К северу от широты д. Киргишаны надвиг, скрытый здесь под тектоническими покровами, отклоняется в северо-восточном направлении и сливается затем с надвиговой системой р. Чусовой.

Восточная граница центральной зоны также обычно интерпретируется как надвиг («надвиг Коноваловского увала»; разрыв 2 на рис. 1). Пологое падение его сместителя наиболее достоверно установлено южнее г. Нязепетровска, где из-под отложений нижнего палеозоя выходят породы зилаирской серии [22]. В целом же для него характерны более крутые (обычно около 60°) падения сместителя, чем для Уфимско-Демидского надвига. На севере рассматриваемой территории палеоавтохтон внутренней зоны надвинут по этому разрыву на паравтохтонный элемент *a2* (Уткинский паравтохтон), а южнее — на Атигский блок палеоавтохтона и Цыбихинский блок паравтохтона *a1*. Далее к югу, на отрезке пос. Верхние Серги — г. Нязепетровск палеоавтохтон внутренней зоны надвинут на аллохтонные элементы *a1* и *a4*.

Надвиговая амплитуда Уфимско-Демидского разрыва скомпенсирована в диагональных сдвигах. Юго-западнее г. Нижние Серги правый сдвиг (разрыв 3 на рис. 1) разделяет различные блоки палеоавтохтона и затрагивает также фронтальный край паравтохтонного элемента *a1*, смещая его не менее чем на 3,5 км. В окрестностях Нижнесергинского курорта сдвиг скрыт под аллохтонными пластами. Юго-западное окончание разрыва переходит, по-видимому, в горизонтальную флексуру. Сопряженный с Уфимско-Демидским надвигом левый сдвиг прослеживается на юге района (разрыв 4). На широте г. Нижние Серги кинематическая пара разрывов 1 и 3 осложнена еще одним поперечным нарушением (5) на рис. 1, выраженным в виде системы эшелонированных правосторонних сдвигов. Она состоит из серии кулисообразно расположенных прямолинейных разрывов и сопряженных с ними нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Как и диагональные сдвиги, этот разрыв является «допокровным» и смещает только структуры палеоавтохтона и паравтохтона *a1*. К западу от г. Нижние Серги амплитуда рассматриваемого сдвига оценивается не менее чем в 2,5 км, восточнее этого пункта составляет от 4,5 до 7,0 км. Ширина зоны нарушения достигает 1,5—2,0 км. В ее пределах развиты зоны тектонического брекчирования и расланцевания мощностью в несколько десятков метров.

Еще одна крупная зона поперечных нарушений (6) на рис. 1 устанавливается на широте д. Киргишаны. По ней резко обрывается полоса

выходов силурийско-девонских пород палеоавтохтона, слагающих западное крыло антиклинали Атигского блока. Непосредственно севернее палеозойский чехол представлен уже только своей синорогенической частью (флишоидные отложения ороавтохтона), вследствие чего амплитуда смещения по Киргишанским сбросам оценивается не менее чем в 1 км. Большой частью сбросы Киргишанской зоны скрыты под пластинами паравтохтона и аллохтона, но проектируются на поверхности в виде разрывов, которые ограничивают субширотные звенья сбросовой депрессии, заполненной породами неавтохтона.

Палеоавтохтон. Характерной особенностью палеоавтохтона является его структурная неоднородность, которая в значительной мере контролируется резкими различиями в степени компетентности пород. Охарактеризованные выше продольные и поперечные разрывы разделяют палеоавтохтон на несколько блоков, различающихся стилями деформаций. Наиболее крупными являются Атигский и Михайловский блоки.

В пределах Атигского блока выделяется фрагмент крупной пологой антиклинали (отношение амплитуды к ширине 1 : 2). К западу от нее, под Киргишанским увалом, где формации палеоавтохтона фиксируются на глубинах от 0,2—0,3 до 2—3 км и перекрывают паравтохтонными и аллохтонными пластинами, интенсивность дислокаций резко усиливается: появляется большое число опрокинутых на запад складок и пологих (20—30°) разрывов, осложняющих лежащие крылья антиклиналей. Напряженность дислокаций возрастает с востока на запад, постепенно мигрируя из нижних горизонтов чехла в верхние. Анализируя данные профилирования МОВ, можно заключить, что эти складчатые и разрывные нарушения наложены на более крупные и пологие складки, морфологически сходные с антиклиналью Атигского блока.

Михайловский блок протяженностью около 45 км и шириной до 5,5 км у поверхности сложен преимущественно карбонатными отложениями нижнего силура — среднего девона. Особенности морфологии развитых здесь складчатых деформаций устанавливаются по маркирующим толщам или пачкам компетентных пород (горизонтам-реперам), в качестве которых обычно выступают доломитизированные известняки верхнего лландовери, доломиты и доломитовые известняки нижнего девона и толстослоистые известняки эйфельского яруса. Разрывы, осложняющие крупные складки шириной в сотни метров и более, фиксируются по стратиграфическим соотношениям и, как правило, сопровождаются зонами смятия, рассланцевания, брекчирования и т. п. Мелкие разрывы и складки (метры, реже первые десятки метров) наблюдаются непосредственно в обнажениях и особенно многочисленны вблизи крупных разрывов и в толщах некомпетентных пород (например, в тонкослоистых глинистых известняках верхнего силура и среднего девона).

Общая приповерхностная структура Михайловского блока может интерпретироваться как изоклиально-чешуйчатая псевдомоноклинал (рис. 3). Ее основными структурными формами являются складконадвиги со срезанными замками. В пределах блока слои в целом характеризуются согласным залеганием и сохраняют нормальную стратиграфическую последовательность. Зеркало складчатости полого погружается на восток. Столь интенсивно сжатая структура должна была сформироваться в результате взаимодействия призмы слоистых преимущественно некомпетентных пород с расположенным восточнее «жестким» паравтохтонным блоком массивных рифогенных известняков.

Приведенная характеристика структуры палеоавтохтона показывает, что преобладающим распространением в этом элементе пользуются различные модификации сильно сжатых линейных складок. Более ранние крупные пологие складки, близкие по морфологии к брахискладкам, в значительной степени переработаны интенсивной линейной складчатостью и чешуйчатыми надвигами и сохранились лишь в виде редких фрагментов.

Паравтохтон. Паравтохтонные пластины образуют нижнюю группу покровных элементов. В их сложении участвуют породы силура, девона,

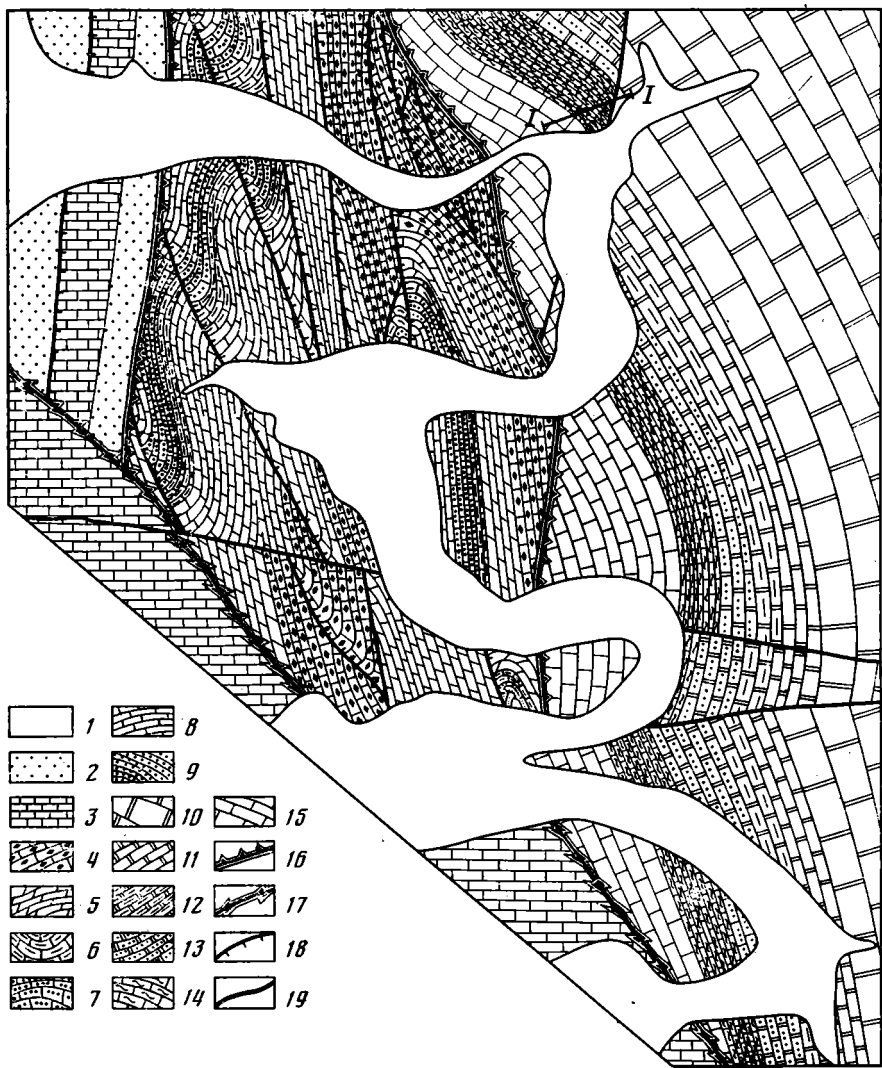


Рис. 3. Геологическая карта долины р. Уфы между устьями рек Табуски и Мельничной I—I — четвертичные отложения речных долин. Внешняя зона экстернид; 2 — флишонд-ная формация (средний карбон); 3 — платформенная формация слонстых карбонатов (нижний карбон). Центральная зона экстернид. Михайловский блок палеоавтохтона: 4 — битуминозные известняки (верхний эмс — эйфель); 5 — доломиты и доломитизи-рованные известняки (жедин — эмс); 6 — органогенные известняки (нижний жедин); 7 — макрокомковатые и брекчиевидные известняки (пржидоли); 8 — известняки (луд-лов); 9 — субаркозовые песчаники, глинистые известняки, доломиты (венлок) — толь-ко на разрезе. Сергинский паравтохтон: 10 — массивные водорослевые биолититы (верхний зиген — нижний эмс); 11 — слоистые водорослевые биолититы и биоклас-товые известняки (нижний — средний зиген); 12 — криноидные биоспариты и биору-диты (жедин); 13 — битуминозные микриты, глинистые сланцы, интракластовые па-рабрекчии (лудлов — пржидоли); 14 — битуминозные известняки с банками пентамерид (лудлов); 15 — водорослевые биолититы и биокластовые известняки (нижний лудлов); 16 — зоны крупных надвигов; 17 — зона диагонального левостороннего сдвига; 18 — прочие надвиги; 19 — разрывы с крутыми сместителями. I—I — линия разреза, пока-занного на рис. 4

нижнего и отчасти среднего карбона. В формационном отношении эти отложения типичны для палеоавтохтона (содержат главным образом формации шельфового ряда), но залегают в виде тектонических пластин, которые испытали относительно небольшие горизонтальные перемеще-ния и для которых уверенно намечается область их первоначального распространения. Паравтохтон обычно подстилается среднедевонскими, а иногда и более древними отложениями палеоавтохтона. Фронтальные части некоторых паравтохтонных пластин перекрывают среднекаменно-

угольно-нижнепермские породы ороавтохтона. Таким образом, нижний возрастной предел заключительной фазы становления паравтохтона находится в нижнепермском интервале разреза и скорее всего соответствует какому-то отрезку времени в позднем сакмаре или артинском веке. Наиболее крупными единицами паравтохтона являются Сергинская, Каменско-Демидская и Уткинская пластины.

Сергинский паравтохтон (элемент $\delta 1$, длина около 65 км, ширина до 7 км) во многих отношениях сильно отличается от других паравтохтонных единиц. Его большая по мощности часть сложена преимущественно массивными рифогенными известняками (силур — нижний девон). Характер деформаций в паравтохтоне крайне неоднороден и обусловлен литологией слагающих его толщ. В массивных известняках складчатые деформации продольного изгиба практически отсутствуют, тогда как разделяющие их слоистые пачки, нередко содержащие прослой глинистых сланцев, дислоцированы исключительно интенсивно и в ряде случаев превращены в разлинзованные зоны. Такая ситуация наблюдается, в частности, в районе устья р. Мельничной, где нами закартированы сильно сжатые опрокинутые на запад складки и будинаж в верхнелудловском интервале разреза (рис. 4). Сейсмические данные показывают, что до глубины примерно 1,5 км структура паравтохтона $\delta 1$ имеет синклиналеподобную форму (рис. 5). Его фланги нарушены диагональными сдвигами, а сам элемент надвинут на Михайловский блок палеоавтохтона.

Каменско-Демидский паравтохтон (элемент $\delta 2$) расположен севернее. Его передний край четко очерчен в плане и протягивается вдоль западного подножия Киргишанского увала. Контакт с автохтоном вскрыт скважинами на Ключевском и Каменском участках, на Киргишанском увале и в окрестностях Нижнесергинского пруда. На поверхности этот пологий контакт наблюдается в долине р. Крутихи. Пластина образована серией чешуй, разделенных пологими (20 — 40°) разрывами восточного падения. Их сместители, постепенно выполаживаясь с глубиной, сливаются в общую субгоризонтальную, слабоизгибающуюся зону срыва. Внутри чешуй слои сматы в опрокинутые на запад складки, осевые поверхности которых ориентированы согласно с разделяющими их нарушениями. На широте г. Нижние Серги фронт паравтохтона $\delta 2$ разворачивается на юго-запад; в известняковых чешуях Нижнесергинского курорта складки и разрывы имеют уже субширотную ориентировку. Контакт с автохтоном выражен здесь в виде крутопадающих зон расщепления шириной в первые десятки метров. По ним контактируют литологически мало контрастные, но разновозрастные блоки известняков, что, в частности, подтверждается находками фауны [1]. Мощность Каменско-Демидского паравтохтона во внутренних частях составляет 800—900 м.

В качестве Уткинского паравтохтона (элемент $\delta 3$) рассматривается полоса выходов нижнекаменноугольных отложений в бассейне р. Утки на отрезке пос. Новоуткинск — ст. Дружинино. Внутренняя структура пластины выглядит достаточно напряженной [10] и сходна со структурой паравтохтона $\delta 2$. Основными структурными формами являются моноклиналильные и складчатые чешуи с западной вергентностью. Более пологие падения разрывов отмечаются в южной части паравтохтона. Севернее пос. Новоуткинска он сливается с палеоавтохтоном — базальная поверхность срыва трансформируется в серию чешуйчатых надвигов, и меридиональные структуры паравтохтона сменяются автохтонными дислокациями северо-западного простирания (бассейн р. Чусовой). Мощность Уткинского паравтохтона, по-видимому, не превышает 1,5 км. Его небольшой эрозионный останец вскрыт скважинами к югу от пос. Атиг.

Аллохтон. В сложении аллохтона участвуют образования древнего континентального склона, подножия и палеоокеанической области. Главными единицами аллохтона являются Бардымо-Киргишанский и Полуденнобардымский офиолитовый покровы. Первый из них состоит из трех элементов — $\delta 1$, $\delta 2$ и $\delta 3$.

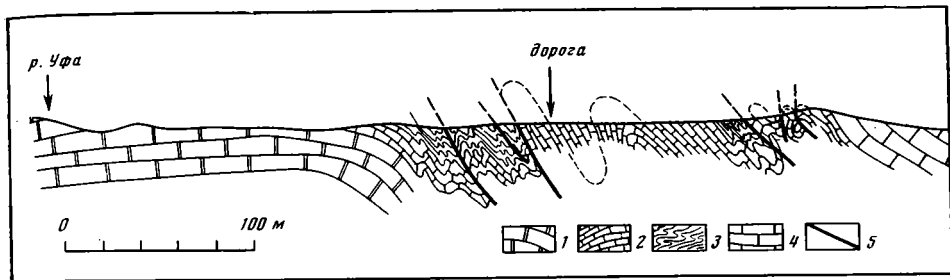


Рис. 4. Геологический разрез на правом берегу р. Уфы, в районе устья Мельничной (линия I—I на рис. 3).
 1 — водорослевые рифогенные известняки и доломиты (нижний и верхний силур); 2 — темно-серые до черных битуминозные микритовые известняки (верхний силур); 3 — глинистые сланцы с будинами известняков (верхний силур); 4 — слоистые и массивные рифогенные известняки (нижний девон); 5 — разрывы

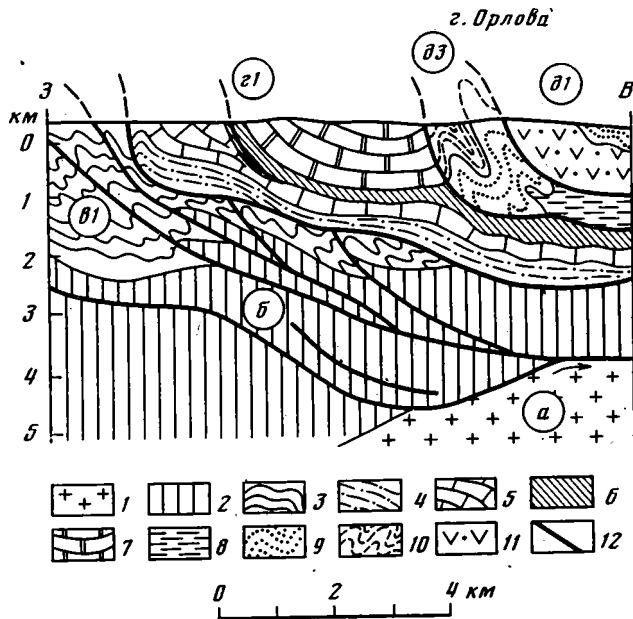


Рис. 5. Геологический разрез по линии сейсмического профиля устье р. Сикильды — гора Орлова (линия II—II на рис. 1; составлен по материалам Баженовской геофизической экспедиции)

1 — кристаллический фундамент; 2 — рифейско-вендское основание; 3 — слоистые карбонаты силура — девона (Михайловский блок палеоавтохтона); 4—7 — Сергинский паравтохтон: 4 — песчаники, слоистые известняки (нижний силур), 5 — рифогенные известняки (нижний — верхний силур); 6 — слоистые известняки и сланцы (верхний силур); 7 — слоистые и массивные рифогенные известняки (нижний девон); 8—12 — Бардымо-Киргишанский покров: 8 — черные кремнистые сланцы, кремни, фтаниты (силур — нижний девон), 9 — субаркозовые и кварцевые турбидиты, кремневые брекчи, кремни (средний девон), 10 — светлые кремни, фтаниты, кремневые брекчи (верхний девон), 11 — шаровые и массивные диабазы, турбидитные песчаники (нижний девон), 12 — надвиги

Нижняя, существенно кремнистая пластина (δ3) обнажена в Бардымском хребте и наиболее высоких участках Киргишанского увала. Она перекрывает паравтохтонные элементы г1 и г2 и принадлежащие палеоавтохтону слоистые карбонаты нижнего — среднего девона (Атигский блок). Севернее д. Киргишаны кремнистая пластина переходит на ороавтохтон. Описанные соотношения наблюдаются в окрестностях Нижнесергинского курорта, по р. Серге (выше Нижнесергинского пруда),

в ряде пунктов Киргишанского увала (долина р. Крутихи, район горы Кукан и др.), а также установлены по данным структурного и поисково-разведочного бурения и крупномасштабного профилирования МОВ. Стратиграфический объем отложений, составляющих элемент $d3$, соответствует интервалу лландовери — фран [20]. Основными структурными формами являются изоклинальные лежачие складки с амплитудами от нескольких десятков сантиметров до первых метров, иногда до 15—20 м. Характерны также внутривулкановые разрывы, разделяющие пластину на серию тектонических чешуй. Подошва элемента $d3$ изогнута в виде синклинали и хорошо прослеживается на сейсмическом профиле благодаря отчетливо проявленному срезанию интенсивных дислокаций в подстилающих образованиях.

Верхний элемент ($d1$) Бардымо-Киргишанского покрова развит фрагментарно и занимает обычно пониженные участки рельефа на склонах Киргишанского увала и отдельные возвышенности в окрестностях г. Нижние Серги (горы Аптечная и Кабацкая). Пластина сложена нижне- и среднедевонскими турбидитными песчаниками полевошпат-кварцевого и кварцевого состава. В нижнедевонском интервале с ними ассоциируют субщелочные базальтоиды, представленные шаровыми и массивными диабазами, а в среднедевонском — горизонты обвально-оползневых кремневых брекчий. Для элемента $d1$ характерны сравнительно крупные (десятки метров) лежачие складки, сопровождающиеся многочисленными разрывами.

Элемент $d2$, разделяющий пластины $d1$ и $d3$, обнажен по берегам Нижнесергинского пруда. Этот комплекс представляет собой тектонизированную смесь осадочных и вулканогенных образований с включенными в нее отторженцами кремнистых пород из подстилающего аллохтона $d3$. Пестрый состав и необычайно широкий возрастной спектр (ордовик — верхний девон) отложений, слагающих элемент $d2$, позволяет трактовать его как типичный осадочный меланж. В сложении меланжа преобладают сильно перемятые глинистые и туфогенно-глинистые сланцы. Они образуют «бесструктурную» массу, почти полностью утратившую элементы слоистости. В некоторых случаях, однако, в сланцах все же удается различить фрагменты сильно сжатых складок. Помимо отторженцев из нижней пластины в меланже присутствуют фрагменты турбидитных пластов из элемента $d1$, мелкие закатыши граувакк, будины и блоки разнообразных известняков, а также довольно разнообразный набор вулканических пород: массивные плагиофировые, миндалекаменные и шлаковые базальты, гналокластиты. Вулканы датированы средним — верхним ордовиком [28].

Офиолитовый элемент $d4$ (Полуденно-Бардымский покров) располагается к востоку от долины р. Полуденный Бардым и прослеживается на юг, в пределы Нязепетровского района. На большей части площади своего развития этот покров залегает на аллохтонной пластине $d3$. В районе г. Нязепетровска он представляет собой синформу, простирающуюся в субмеридиональном направлении [25], и залегает на разнообразных осадочных породах в стратиграфическом диапазоне от силура до среднего карбона включительно [7]. Южнее г. Нязепетровска, за пределами рассматриваемой территории, под элементом $d4$ находится аллохтонная пластина кремнистых пород и подстилающие ее паравулканогенные чешуи ($d4$) известняков среднего и верхнего девона. Таким образом, общая покровная структура приобретает здесь известное сходство со структурой покровного пакета, развитого в районе Киргишанского увала. На рассматриваемой территории в подошве элемента $d4$ находятся тела серпентинитов, имеющие ясно выраженные тектонические контакты, описанные Г. А. Смирновым [24]. И. И. Мархилевич [13], подробно изучавший эти породы, указывал на широкое развитие в них многочисленных признаков динамометаморфизма. С выходами серпентинитов в долине Полуденного Бардыма пространственно связаны надвиговые дислокации, зоны рассланцевания и брекчирования. Тыловая часть аллохтона $d4$ срезается надвигом Коноваловского увала.

Неоавтохтон и верхний возрастной предел покровообразования. К неоавтохтону отнесена 250-метровая толща кремнистых конгломератов и брекчий, развития восточнее и южнее пос. Бисерть, где она выделяется Б. И. Чувашовым [36] под названием чеботаевской свиты. Характерной особенностью этой толщи является ее залегание на самых различных по возрасту породах — от силура до нижней перми, в связи с чем время ее накопления трактовалось чрезвычайно широко — от раннего девона до юры и даже неогена. Данные спорово-пыльцевого анализа позволили Б. И. Чувашову считать чеботаевские отложения верхнекунгурскими. Поскольку они формировались, безусловно, за счет размыва тектонических пластин и перекрывают наиболее верхние из них, то этот возраст определяет верхний временной предел эпохи покровообразования для района к северу от широты г. Нижние Серги.

Основные черты структуры центральной зоны и ее обрамления, важные для дальнейшей интерпретации, сводятся к следующему.

1. Палеоавтохтон вместе с подстилающим его рифейско-вендским основанием разделен региональными надвигами и взбросонадвигами на серию тектонических чешуй, из которых две наиболее крупные выражены на поверхности в виде центральной и внутренней зон экстернид. Надвиги, как правило, выполаживаются на глубине и переходят в срывы по поверхности кристаллического фундамента или вблизи нее. Это, по-видимому, не относится к разрывам восточной части территории, которые уходят в глубь фундамента.

2. Во внутренней зоне экстернид, где обнажаются наиболее древние отложения (нижний палеозой), преобладают взбросы и взбросонадвиги, а слои смяты в узкие асимметричные складки, осевые поверхности которых круто падают на восток.

3. В центральной зоне, где развиты более молодые отложения (главным образом, среднепалеозойские), наиболее распространены чешуйчатые надвиги и асимметричные линейные складки с полого наклоненными осевыми поверхностями. В направлении с востока на запад углы наклона надвигов постепенно уменьшаются. Общая напряженность деформаций в этом же направлении нарастает и мигрирует из основания автохтонного чехла в его верхние горизонты.

4. Внешняя зона экстернид, представляющая собой область перехода к краевому прогибу, в пределах рассматриваемого сегмента не выражена в виде самостоятельной чешуи, хотя надвиги чешуйчатого типа здесь, очевидно, широко развиты. Насколько можно судить по строению аналогичных единиц в других районах Урала, для внешней зоны должны быть характерны очень пологие (часто субгоризонтальные) разрывы, смещающие наиболее молодые отложения, вплоть до синорогенных моласс.

5. Севернее широты г. Нижние Серги (район Киргишанского увала) параавтохтонные и аллохтонные элементы расположены на самых верхних уровнях разреза, структурно не связаны с пологими разрывами в автохтоне и, следовательно, формировались независимо от них в течение завершающих фаз деформации.

СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЭКСТЕРНИД

Чтобы удовлетворительно объяснить неодинаковый характер дислокаций, возникающих на различных структурных уровнях, внешних складчатых зон, требуется привлечение по крайней мере двух механизмов, которые, будучи взаимосвязанными, могли бы хоть в какой-то мере функционировать независимо друг от друга. Охарактеризованная выше структурная ситуация может рассматриваться как результат: а) «тектонического вклинивания» на нижних уровнях осадочного чехла и б) гравитационного скольжения надвиговых пластин на верхних уровнях. Механизм «тектонического вклинивания» предложен Д. Р. Сили с соавторами [23] в целях истолкования генезиса складчато-надвиговых дислокаций на внутренних склонах глубоководных желобов. Справедливость

этой модели подтверждена при изучении позднекайнозойских структур на континентальной окраине Орегона [11]. Очевидно, что механизм «вклинивания», являющийся следствием литосферной субдукции, вполне пригоден и для интерпретации структур, которые образовались в обстановке интенсивного тангенциального сжатия во внешних зонах складчатых поясов. Процесс субдукции («коровой субдукции» в понимании Р. Трюмпи [38]) уже неоднократно использовался при объяснении особенностей структуры экстернид. В частности, с этих позиций еще О. Амферером и Г. Штилле трактовалось строение Альп и Карпат. В отличие от складчато-надвиговых дислокаций в автохтоне покровно-складчатые элементы Уфимского амфитеатра возникли без непосредственного участия глубинного сжатия и рассматриваются нами как выражение «эпидермальной тектоники».

Становление структур палеоавтохтона. Начало тектонических деформаций в палеоавтохтоне следует связывать с зилаирским временем (поздний девон — ранний карбон), когда пассивная окраина Восточно-Европейского материка пришла во взаимодействие с блоками относительно консолидированной (переходного типа) коры, находившимися на внешнем крае встречной литосферной плиты [30]. Движение континентальной коры на восток привело к образованию клиньев кристаллического фундамента, надвигавшихся по пологим сместителям на более молодые породы. Естественно предположить, что при подобном надвигании преимущественно использовались древние разрывные зоны, существовавшие здесь еще на ранних стадиях эволюции континентальной окраины. В течение этих наиболее ранних фаз деформации в структуре палеоконтинентального сектора обособилась клинообразная чешуя внутренней зоны экстернид. Складчатые формы начальных фаз сжатия в современной структуре автохтона не установлены, однако не исключено, что их реликты присутствуют в аллохтонных элементах.

По мере дальнейшего нарастания тангенциального сжатия (флишевая стадия, средний карбон — ассель) процесс формирования новых клиньев чехла распространялся в западном направлении. Новообразованные клинья срывались по поверхности кристаллического фундамента и вдвигались под более древние чешуи внутренней зоны, вызывая постепенное увеличение углов наклона ограничивающих их разрывов. В результате более ранние надвиги трансформировались во взбросонадвиги и взбросы. Развитие этого процесса во времени, вплоть до завершающих фаз деформаций орогенного этапа (ранняя пермь) привело к тому, что во внутренней, максимально приподнятой зоне экстернид, отвечающей Центрально-Уральскому поднятию, ныне наблюдаются самые крутые падения разрывов и осевых поверхностей складок, тогда как для центральной и внешней зон характерна тенденция к последовательному выколаживанию указанных элементов структуры с востока на запад.

Конкретным фазам деформаций должны соответствовать поверхности несогласий внутри флишеидных толщ и нижней молассы. Период наиболее интенсивного образования линейных складок и надвигов в центральной зоне экстернид приходится скорее всего на предстерлитамакский перерыв, предшествовавший на рассматриваемой территории накоплению нижней молассы.

Становление покровно-складчатых элементов. В качестве механизма шарьирования тектонических пластин, локализованных в области экстернид Урала, обычно привлекаются различные варианты взаимодействия литосферных плит [6, 7, 17, 18, 21 и др.]. Анализ фактических данных показывает, что в случаях Уфимского амфитеатра некоторые покровные элементы его структуры, по крайней мере на завершающей стадии становления, могли быть сформированы и без прямого участия глубинного сжатия, на гораздо более высоких уровнях коры. Вполне правдоподобной представляется гипотеза, согласно которой движение большинства из описанных выше покровных единиц определялось гравитационным скольжением внутри палеозойского осадочного чехла. Это явление было связано с глубинным сжатием лишь опосредованно, по-

сколькx возникновение Центрально-Уральского поднятия, по склону которого двигались тектонические пластины, представляло собой структурное выражение глубинного поддвига. Гравитационная природа тектонических покровов Уфимского амфитеатра представляется весьма вероятной в силу следующих обстоятельств.

1. *Структурный уклон.* Палеогеографическая обстановка в главную эпоху структурообразования (артинский и кунгурский века) определялась существованием горного сооружения и сопряженной с ним моласовой депрессии. Такое контрастное сочетание форм древнего рельефа наряду с имевшей, очевидно, место сейсмической активностью неизбежно должно было приводить к гравитационному соскальзыванию пластин. Наиболее вероятным временем прихода первых покровов следует считать артинский век, когда произошло максимальное прогибание в области молассового бассейна, скомпенсированное накоплением 2-километровой толщи осадков. На основании данных, имеющихся в работе А. В. Хабакова [35], среднюю крутизну артинского палеосклона можно оценить величиной около 7°. Хорошо известно, что даже более пологие уклоны вполне достаточны для реализации процесса гравитационного скольжения. Сложение мощностей тектонических пластин, скользивших под дном молассового бассейна, и мощностей синаллохтонных осадков позволяет определить, что глубина залегания основного горизонта срыва была не менее 1,5—2,0 км. Такие глубины были недоступны для эрозии, и поэтому способствовавший движению склон мог существовать достаточно долгое время в виде единой плоской поверхности. Путем несложных подсчетов можно оценить и среднюю скорость движения — она составляла около 1—2 мм/год. Данные по гравитационным покровам мезозойско-кайнозойских складчатых поясов свидетельствуют о том, что их скорость была такой же или на порядок выше [12, 27, 31]. Можно, следовательно, предположить, что время, за которое описываемые покровные единицы преодолели весь путь, могло занять всего 10% (или еще меньше) от общей продолжительности артинского и кунгурского веков, т. е. примерно 2 млн. лет. Это обстоятельство в известной мере снимает те жесткие ограничения, которые накладываются на рассматриваемый процесс условием, требующим длительного существования структурного уклона.

2. *Синаллохтонные элементы молассы.* Прямым признаком того, что под дном молассового бассейна в артинском веке существовал структурный уклон, является развитие крупных подводно-оползневых дислокаций, которые уже давно известны в долине р. Бисерть [5, 34]. Они выражены в виде выдержанных горизонтов смятия, имеющих в подошве и кровле ненарушенные породы и приуроченных к определенным интервалам разреза внутри артинской толщи. Пространственная ориентировка оползневых структур свидетельствует о том, что уклон дна был обращен к западу. Широкое распространение подобных образований на Среднем Урале, их сосредоточение в строго фиксированной зоне молассового бассейна, а также развитие в артинских отложениях многочисленных послонных надвигов, описанных К. П. Плюсниным [17], — все это заставляет предположить наличие парагенетической связи между указанными дислокациями и тектоническими покровами, перед фронтом которых они формировались. Косвенным подтверждением длительного существования структурного уклона может служить отмеченное Б. И. Чувашовым [36] обилие грубообломочных плохосортированных образований в разрезе нижней молассы (верхний сакмар — кунгур) на территории междуречья Бисерти и Уфы.

3. *Тектоническая денудация в тылу покровов.* Полоса выходов нижнесилурийско-среднедевонских пород в бассейне р. Атиг (Атигский блок палеоавтохтона) может рассматриваться как участок тектонической денудации. Б. И. Чувашов [36], изучавший петрографический и возрастной состав валунно-галечного материала сакмарских и артинских конгломератов, указывает, что на территории междуречья Бисерти и Уфы размыты подвергались известняки в стратиграфическом диапазоне от

тастубского горизонта нижней перми до верхнего девона включительно. В количественном отношении преобладают визейские известняки, хотя в артинских конгломератах ощущается сдвиг в сторону некоторого преобладания древних (верхнедевонско-нижнекаменноугольных) карбонатных пород. Сказанное свидетельствует о том, что районы ближней денудации слагались преимущественно карбонатными образованиями и что прогрессирующая эрозия в сакмарско-артинское время не затронула горизонты глубже верхнего девона. Между тем Уткинский паравтохтон перекрывает значительно более древние образования, которые могли быть вскрыты только в результате удаления залегающих выше пород, слагающих ныне южные звенья Каменско-Демидского паравтохтона. Его место было занято пластинами Уткинского паравтохтона, частично прикрывшими образовавшееся зияние. Подобные соотношения говорят в пользу того, что позади продвинувшихся пластин Каменско-Демидского паравтохтона не существовало сколько-нибудь значительных элементов чехла или какого-либо другого геологического объекта, которые были бы в состоянии создавать напор в тыл покрова, инспирируя его движение. Поэтому соскальзывание под действием собственного веса следует признать единственно возможным способом перемещения, по крайней мере для Каменско-Демидского паравтохтона. Сходные структурные соотношения привлекались для обоснования гравитационной модели в других складчатых областях [37 и др.].

4. *Дивертикуляция.* В сложении паравтохтона и аллохтона участвуют все основные единицы регионального разреза, причем в каждом из элементов наблюдается в целом нормальная стратиграфическая последовательность. Вместе с тем нижние элементы покровной структуры всегда представлены более молодыми отложениями, тогда как перекрывающие их пластины состоят из более древних пород. Отчетливее всего это фиксируется в разрезах глубоких скважин, пробуренных на Киргизанском увале и в окрестностях г. Нижние Серги (рис. 6). Отложения, содержащие верхнеордовикскую фауну, встречены здесь на меньших глубинах, чем осадки, датированные силуром. Еще ниже (под базальной поверхностью аллохтона) залегают паравтохтонные элементы, сложенные известняками среднего и верхнего девона. Сходным образом устроен развитый юго-восточнее г. Нязепетровска пакет покровов, верхним элементом которого служит южное окончание офиолитового аллохтона *д4*. Охарактеризованные особенности покровной структуры района отражают явление дивертикуляции, которое не может быть объяснено иначе, чем последовательным соскальзыванием покровов с воздымающегося поднятия.

5. *Положение базальной поверхности срыва.* Обычным для западного склона Урала считается погружение сместителей шарьяжей к востоку [17, 21 и др.]. Однако результаты буровых и геофизических работ, проведенных на территории центральной части Уфимского амфитеатра, свидетельствует о том, что под Киргизанским увалом поверхности срывов в основании тектонических пластин постепенно выполаживаются с запада на восток, а затем приобретают западные падения. Такие участки обратного падения сместителей могут интерпретироваться как деформированные фрагменты первичного склона, по которому двигались покровные единицы. Сходные очертания имеет и подошва Полуденно-Бардымского шарьяжа в окрестностях г. Нязепетровска, где гравиметрическими исследованиями О. В. Беллавина [25] показано, что толща эффузивов и включенные в нее габбро залегают в виде плоской субгоризонтальной линзы максимальной мощностью от 600 до 1500 м.

6. *Внутреннее строение пластин.* Существенную роль в сложении покровов играют различные по составу и мощности горизонты тектонических брекчий и зоны меланжа, которые иногда составляют до 50% от толщины пластины (см. рис. 6), а в случае элемента *д2* — слагают его целиком. Очевидно, что такие хаотично построенные, «разрыхленные» и к тому же сравнительно тонкие (обычно не более 1 км) покровные единицы были не в состоянии передавать какое-либо давление сзади. Поэто-

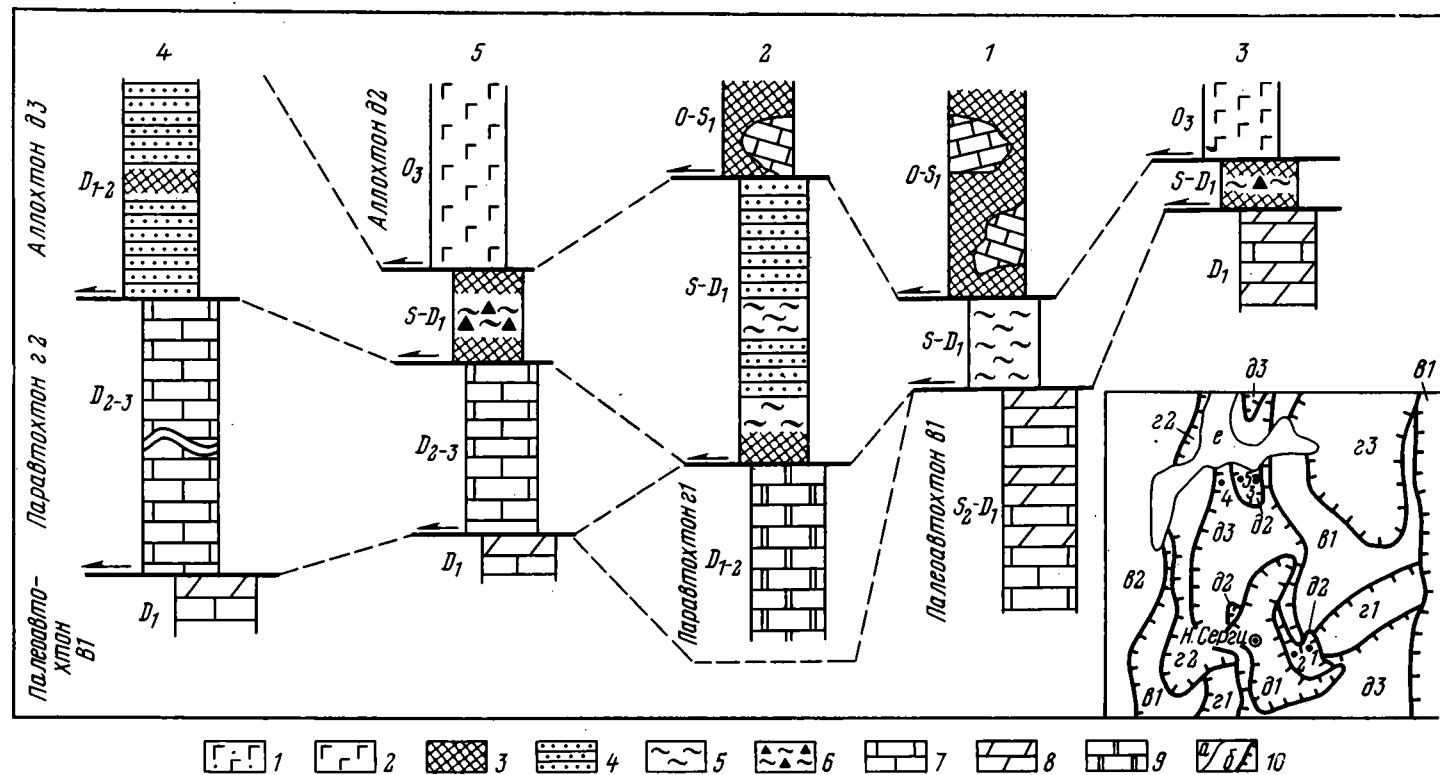


Рис. 6. Разрезы структурных скважин (обозначены цифрами) и схема их расположения
 1 — основные эффузивы и их туфы; 2 — основные эффузивы;
 3 — тектонически сильно нарушенные интервалы (зоны меланжа брекчирования и т. д.); 4 — песчаники, алевролиты; 5 — кремни,

фтаниты, сланцы; 6 — кремневые брекчии; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — рифовые известняки; 10 — (на схеме справа) — геологические контакты: стратиграфические (а) и тектонические (б)

му наиболее вероятным способом их перемещения надо, по-видимому, признать гравитационное скольжение.

Корневые зоны пластин. Области первоначального распространения пород паравтохтона и аллохтона намечаются на основании анализа формационных рядов и палеореконокструкций ранне- и среднепалеозойской континентальной окраины. Наименьшее перемещение испытал Уткинский паравтохтон, происходящий из северо-западной части Билимбаевского синклинория, в пределах которой некогда располагалась южная оконечность Староуткинской моноклинали. Ныне этот фрагмент моноклинали мы видим перемещенным в виде Уткинского паравтохтона. Его амплитуда составляет, таким образом, максимально 8—10 км. Указанная величина характеризует перемещение южного фланга паравтохтона. К северу амплитуда постепенно уменьшается и в районе пос. Новоуткинк полностью угасает. Паравтохтонный останец в окрестностях пос. Атиг происходит из той же области и первоначально составлял единое целое с Уткинским паравтохтоном. Амплитуда перемещения Атигской пластины оценивается величиной от 14 до 16 км. Каменско-Демидский паравтохтон, имеющий амплитуду порядка 18—20 км, перемещен из более западных участков, которые располагались на месте, занятом сейчас тыловой частью Уткинского паравтохтона. Близкими величинами горизонтального перемещения характеризуются арьергардные звенья Каменско-Демидского паравтохтона, развитые в окрестностях г. Нижние Серги.

Породы Сергинского паравтохтона первоначально находились не менее чем в 30 км восточнее своего нынешнего места залегания. Их корневой зоной скорее всего является восточная часть внутренней зоны экстернид. Косвенным подтверждением этому служат некоторые особенности состава аллотигенной примеси в рифогенных известняках верхнего эмса, которые содержат терригенные компоненты, определенно указывающие на связь источников сноса с допалеозойскими комплексами Центрально-Уральского поднятия.

Корнями пластин d_2 и d_3 (Бардымо-Киргишанский покров) также является внутренняя зона экстернид, где известны образования, формационно близкие породам этих элементов. Их амплитуда (без учета сокращения автохтона) оценивается первыми десятками километров. Для элемента d_1 достоверно указать корневую зону невозможно. Не исключено, что она скрыта в главном глубинном разломе («офиолитовой сутуре») Урала. Наиболее значительное перемещение (>30 км) испытал Полуденно-Бардымский аллохтон, который происходит из Западно-Тагильской зоны интернид, где на поверхность было выведено древнее океаническое основание.

Подытоживая изложенное, следует отметить, что рассмотренная модель в ряде существенных моментов отличается от высказывавшихся ранее представлений о структуре Уфимского амфитеатра, и в частности от тех из них, согласно которым на рассматриваемой территории выделялся мощный пакет шарьяжей, содержащих практически все структурные комплексы уральского разреза [7]. Анализ структуры показывает, что наблюдающиеся соотношения конкретных элементов вполне могут быть интерпретированы иначе. Сказанное в первую очередь относится к так называемому Михайловскому (по К. П. Плюснину), или Нижнесергинскому (по М. А. Камалетдинову) шарьяжу. Подошва этого «шарьяжа», как было показано выше, представляет собой сложнопостроенный региональный надвиг, который рассекает толщи палеозоя и рифея, постепенно погружается на восток и затухает, сливаясь с поверхностью кристаллического фундамента (Уфимско-Демидский надвиг). Сходным образом можно истолковывать и надвиг Коноваловского увала (подошва Крыласовско-Вильвенского шарьяжа К. П. Плюснина, или Бардымского шарьяжа М. А. Камалетдинова). В то же время единицы, которые, без сомнения, должны трактоваться как покровные элементы, располагают-

ся в палеозойском чехле структурно выше крупных пологих разрывов в автохтоне, что находит свое объяснение в гравитационной породе тектонических пластин.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варганов В. Г.* Геологические предпосылки бокситоносности Нижнесергинского района.— Разведка и охрана недр, 1977, № 6, с. 43—50.
2. *Варганов В. Г.* О природе Уфимского амфитеатра.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 3, с. 39—48.
3. *Варганов В. Г.* Тектоника центральной части Уфимского амфитеатра.— Сов. геология, 1982, № 6, с. 63—75.
4. Геологическая изученность СССР. Т. 14. М.: Наука, 1977. 170 с.
5. *Иванов А. А.* Явления подводных оползней в отложениях артинского яруса.— Изв. ГГРУ, 1931, вып. 36, с. 36—45.
6. *Иванов С. И., Перфильев А. С., Нечехин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б.* Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 13—39.
7. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 231 с.
8. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Деменев А. П.* Строение Нязепетровского шарьяжа Уфимского амфитеатра.— В кн.: Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. Уфа: Ин-т геологии БФАН СССР, 1980, с. 11—22.
9. *Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В.* Особенности строения шарьяжей Уфимского амфитеатра.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 3, с. 34—44.
10. *Кузнецов Е. А.* Тектоника Среднего Урала. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 358 с.
11. *Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А.* Структура и стратиграфия оregonской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 291—316.
12. *Лемуан М. О.* О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 207—222.
13. *Мархилевич И. И.* Геологические исследования в округах Сергинско-Уфалейских заводов на Урале.— Тр. ВГО. М.—Л.: Геол. изд-во Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 162, 125 с.
14. *Нейман-Пермякова О. Ф.* Силурийские отложения западного склона Среднего Урала.— Изв. ГГРУ, 1931, № 57, с. 83—97.
15. *Нейман-Пермякова О. Ф.* Геология Нижнесергинского района.— В кн.: Тез. докл. XVII сессии Межд. геол. конгр. М.: ОНТИ НКТП, 1937, с. 50—51.
16. *Плюснин К. П.* Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 64—80.
17. *Плюснин К. П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 1971. 195 с.
18. *Плюснин К. П.* Зональность и стадийность развития складчатых структур Урала и роль тектонических покровов.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 59—66.
19. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
20. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфитеатра. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 55 с.
21. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 276 с.
22. *Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гоголан А. М.* О пологих надвигах на западном склоне Урала.— Геотектоника, 1971, № 3, с. 60—65.
23. *Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 276—290.
24. *Смирнов Г. А.* Уфимский амфитеатр. Стратиграфическое описание.— Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. Свердловск: 1956, вып. 25, 175 с.
25. *Смирнов Г. А., Беллавин О. В.* К познанию главнейших особенностей тектонической структуры центральной части Уфимского амфитеатра.— В кн.: Ежегодник-1972. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1973, с. 80—89.
26. *Смирнов Г. А., Беллавин О. В.* Покровные структуры в Уфимском амфитеатре.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 976—980.
27. *Спенсер А.* Анализ собранных материалов.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2, с. 426—455.
28. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 228 с.
29. Тектоника Европы и смежных складчатых областей. Варисиды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. 785 с.
30. Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала). М.: Наука, 1977. 95 с.
31. *Трюмпи Р.* Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 233—256.
32. *Фредерикс Г. Н.* Вопросы тектоники Урала.— Вестн. Геолкома, 1927, № 4. 77 с.
33. *Фредерикс Г. Н.* Тектоника Урала.— В кн.: Тр. III Всесоюз. геол. съезда в Ташкенте. Ташкент, 1929, с. 34—40.

34. Хабаков А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 6, с. 950—954.
35. Хабаков А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности.— В кн.: Литологический сборник 1 (ВНИГРИ). Л.: Гостоптехиздат, 1948, с. 45—54.
36. Чувашов Б. И., Дюпина Г. В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 220 с.
37. Эльтер П., Тревизан Л. Олнстостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 183—195.
38. Atwater T. M., Dennis J. G. Terminology of Geodynamics.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, v. 58, № 1, p. 48—60.
39. Dymkin A. M., Puchkov V. N. Ancient Ural — New Problems.— Episodes, 1984, v. 7, № 1, p. 33—37.
40. Hamilton W. The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian Platforms.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, № 9, p. 2553—2576.

Институт литосферы
АН СССР

Поступила в редакцию
26.VI.1984

УДК 551.242.7(569.1)

ЛЕОНОВ Ю. Г., МАКАРЕМ Х., ЗАЗА Т.

К ВОПРОСУ ОБ ОЛИСТОСТРОМОВОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОРОД В ЯДРЕ АНТИКЛИНАЛИ АБД-ЭЛЬ-АЗИЗ (СИРИЯ)

Показано олистостромовое происхождение толщи хаотического строения в ядре платформенной антиклинали Абд-эль-Азиз в северо-восточной Сирии. Время формирования олистострома — кампан — маастрихт согласуется с данными по смежным районам южного фронта альпийского пояса, где в кампан-маастрихтское время в результате движения масс горных пород в южном направлении происходило формирование тектонических покровов и толщ олистостромового происхождения.

Статья основана на наблюдениях, сделанных авторами в 1984 г. в ходе работ по программе научного сотрудничества между Академией наук СССР и Министерством нефти и минеральных ресурсов Сирийской Арабской Республики. Авторы благодарны руководству Сирийской нефтяной компании, в особенности докт. М. Мафуду, обеспечившему возможность проведения исследований.

Антиклиналь Абд-эль-Азиз находится на северо-востоке Сирии (см. рис. 3 — врезка). Наряду с несколькими другими, близкими ей по морфологии складками, она входит в состав полосы субширотных поднятий и пологих дислокаций, известной под названием Синджарского вала, или вала Абд-эль-Азиз [3]. В современной структуре вал отделяет Евфратский прогиб от внутренней зоны Месопотамского прогиба [1]. По характеру разреза мезозойских и кайнозойских отложений этот район мало чем отличается от более южной платформенной части Сирии. Но иногда, исходя в основном из наличия упомянутых складок, его рассматривают в качестве передовых цепей альпийской складчатой области [3] или включают в систему структур передового Месопотамского прогиба, в широком понимании. Как бы то ни было, антиклиналь Абд-эль-Азиз находится в области, расположенной заметно южнее фронта альпийских надвигов, по существу внутри Аравийской платформы. Но на общем фоне платформенного режима тектонических движений и осадконакопления сюда, как мы увидим ниже, проникали отголоски процессов покровообразования в альпийском поясе. Именно это придает особое значение изучению строения разреза антиклинали Абд-эль-Азиз.

Район антиклинали Абд-эль-Азиз был детально изучен в ходе геологической съемки 1 : 200 000 масштаба. Хорошее описание интересующих нас толщ приведено в работе [6], на данные которой мы опираемся в этой статье, давая им, однако, другую интерпретацию. В том же году была опубликована работа [5], в которой дано биостратиграфическое обоснование возраста верхнемеловых отложений района антиклинали Абд-эль-Азиз.

В ядре антиклинали Абд-эль-Азиз в районе населенных пунктов Шейх-Абд-эль-Азиз и Беер-эль-Хазна на поверхности вскрываются породы, стратиграфическое положение и седиментационная природа которых из имеющихся описаний [6] не вполне понятны. Среди них установлены отложения неокома и карбона; считается, что они залегают в нормальной стратиграфической последовательности; их выход на поверхность объясняют поднятием по субвертикальным разрывам блока фундамента. Наши исследования показали, что эта интерпретация, вероятно, нуждается в пересмотре; положение указанных толщ в разрезе оказывается не таким, как предполагалось раньше.

Антиклиналь в целом представляет собой простую складку с крутым (до 50°) северным крылом, плоским, практически горизонтальным сво-

дом и очень пологим южным крылом. Вдоль северного крыла складки по данным геологической съемки проводится субширотный продольный разрыв; он подчеркивается градиентом гравитационного поля. По нашим наблюдениям, разрыв на поверхности возможно не является сплошным и не вызывает крупного вертикального смещения слоев в приповерхностных горизонтах. Выход на поверхность в ядре складки, т. е. в южном крыле разрыва, пород карбона и неокома не свидетельствует о большом смещении, так как они, как будет показано дальше, залегают, по-видимому, не в нормальной стратиграфической последовательности, а в виде включений (глыб, пластин) в толще верхнего мела.

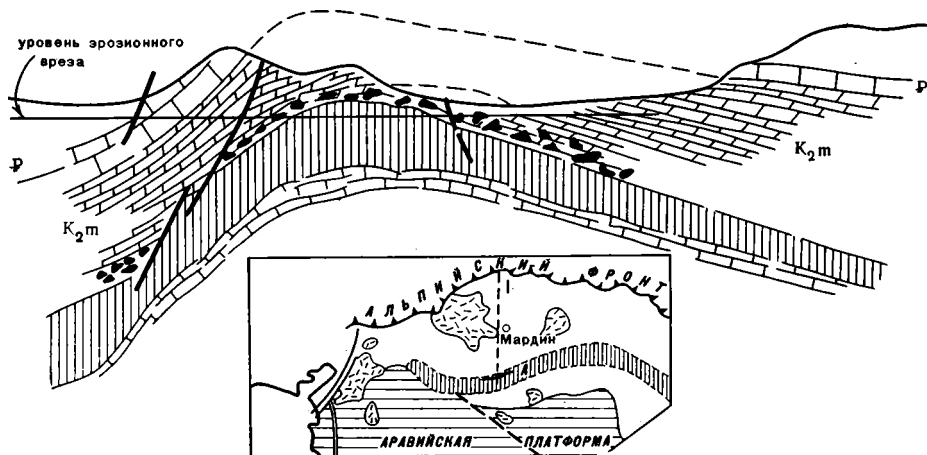


Рис. 1. Схема строения ядра антиклинали Абд-эль-Азиз

Вертикальной штриховкой предположительно показана главная масса олистострома, заключающая глыбы и пластины экзотических пород и вверх переходящая в мергели и известняки с обломками экзотических пород (черные треугольники) и выше — чистые мергели (K_2m). На врезке — местоположение района антиклинали Абд-эль-Азиз (вертикальная штриховка — вал Абд-эль-Азиз — Синджар, А — антиклиналь Абд-эль-Азиз, I — линия схематических профилей рис. 3)

Указанная форма складки хорошо вырисовывается по верхним слагающим ее горизонтам, особенно наглядно — по толще известняков палеогена (эоцена — олигоцена — по [6], палеоцена — эоцена — по [5]), которые бронируют северное крыло и местами свод антиклинали (рис. 1). В какой-то мере эту антиклинальную форму повторяют и наиболее древние из обнажающихся в ядре складки слои. Но они отличаются более сложным внутренним строением.

Породы, участвующие в строении вскрытой части антиклинали Абд-эль-Азиз, можно разделить на две толщи. Нижняя толща включает отложения от наиболее древних до кампана — маастрихта, верхняя — отложения, начиная от более высоких горизонтов маастрихта (или кампана — маастрихта, по [5]) и выше.

Верхняя толща состоит из трех пачек, разделенных перерывами: а) маастрихт (или кампан — маастрихт), б) палеоген, в) неоген. Для сравнения с нижней толщей важно отметить, что вся верхняя толща сложена обычными, совершенно неизменными, спокойно залегающими и четко стратифицированными отложениями, которые полностью сохранили свой «свежий» облик, свойственный нормальным платформенным отложениям молодого возраста.

Подчеркнем еще одну, ранее не отмечавшуюся особенность отложений кампана — маастрихта. Они представлены обычным для этой части разреза (формация Шираниш) однообразными светло-серыми мергелями с прослоями глинистых известняков и кремней. Отложения охарактеризованы органическими остатками, в том числе микрофауной; их мощность около 200—300 м. Но в этих мергелях на разных уровнях, вплоть до верхней трети пачки, имеются горизонты и линзы с угловатыми об-

ломками экзотического материала. Иногда обломков так много, что образуется настоящая брекчия. Примером может служить горизонт, описанный в нескольких десятках метров ниже кровли мергельной толщи маастрихта в 300 м к востоку — юго-востоку от высоты 686. Здесь в мергелях с характерными стяжениями темно-коричневых кремней находится горизонт (линза?) мощностью 2—3 м, состоящий из таких же мергелей, но наполненных угловатыми обломками посторонних пород, в основном серых, крепких пелитоморфных известняков и зеленоватых слоистых песчаников; размер обломков от самых мелких до 10 см. Конседиментационное поступление этого грубого и неокатанного материала в открытый морской бассейн следует, по-видимому, связывать либо с деятельностью мутьевых потоков, либо с процессами подводного оползания, сопровождавшегося полной дезинтеграцией оползавших масс.

Образования этого типа, встречающиеся в отложениях верхней толщи спорадически, значительно шире распространены в нижней толще, составляя одну из наиболее характерных ее особенностей.

Отложения нижней толщи обнажаются на небольшой площади (около 2,5 на 0,7 км) в наиболее поднятой и наиболее глубоко размытой части ядра антиклинали. Толща сложена мергелями и известняками верхнего мела и сложным сочетанием отложений более древнего возраста, немых или охарактеризованных фауной (неоком, карбон). Выходы нижней толщи местами ограничены разрывами, но на значительном протяжении она имеет и стратиграфические контакты с отложениями верхней толщи, переход к которым происходит, по-видимому, без перерыва. Граница между ними проводится по массовому появлению (сверху вниз по разрезу) брекчий и брекчированных или полностью дезинтегрированных пород.

Породы нижней толщи в целом также смяты в антиклинальную складку, конформную антиклинали по более молодым горизонтам. Но внутреннее строение и внешний облик пород существенно иные. Для них характерно:

1. Общее дробление, которое проявляется в разной степени — от стресскивания пород или их брекчирования (без относительного смещения обломков и при сохранении слоев) до полного разрушения и дезинтеграции породы, когда первоначальная порода по существу исчезает, превращаясь в осадочную брекчию.

2. Присутствие пачек хаотического строения, в которых перемешаны обломки пород разного состава и размера, погруженные в матрикс, состоящий из того же, но более измельченного материала.

3. Объединение в одной толще фрагментов разновозрастных пачек. Они имеют вид пластин и относительно изометричных блоков от крупных, мощностью в десятки метров, до мелких обломков пластин и отдельных глыб. Эти фрагменты местами разграничены разрывами (иногда с хорошо выраженными зонами тектонического дробления и милонитизации на контактах), местами, несмотря на более или менее беспорядочное залегание, на их контактах не обнаруживаются признаков разрывных нарушений, что позволяет предполагать первичный — седиментационный характер таких контактов. В составе нижней толщи установлены пластины и блоки пород следующего возраста (по работе [6]) авторы которой, в отличие от нас, описывают их как части нормальной стратиграфической последовательности, включая и породы карбона, которые рассматриваются как выход на поверхность палеозойского фундамента: а) нижний карбон — серые глины, коричневатые-серые известняки, песчаники; мощность 30 м. Указанными авторами и ранее Л. Дюбертре в них были обнаружены ископаемые, надежно обосновывающие их каменноугольный (турнейский) возраст. Заметим, что кроме крупной (закартированной) пластины отдельные, в том числе крупные глыбы этих пород встречаются в виде включений непосредственно среди мергелей кампана — маастрихта; б) неоком — апт — породы этого возраста раздроблены и перетерты, но сохранили свою последовательность и образуют единую, разделенную на слои пластину. К неокому в ней от-

несены сильно разрушенные породы, по сути дела превращенные в хаотическую брекчию видимой мощностью около 50 м (ее низы не вскрыты), и вышележащая пачка кварцевых крупнозернистых песчаников красного и фиолетового цвета. По заключению В. Шохиной, эти породы датируются неокочом на основании находок *Cyclamina aff. greisi* Henson, *Pseudocyclamina aff. grandis* Romanova, *P. sp.*, *Orbitolina sp.*; возможно, сейчас требуется пересмотр этих данных. К апту отнесены более высокие горизонты пластины, сложенные желтыми и желто-зелеными глинами с прослоями известняков. Из них собраны остатки двустворок (*Btauris cf. praelongum* Sharpe, *B. aff. praelongum* Sharpe, *Ceratostreon aff. tysiptiona* Coq.), указывающие, по мнению Н. А. Чельцовой, на аптский возраст. Как и в случае с каменноугольными породами, более мелкие глыбы этих отложений (судя по внешнему литологическому сходству) встречаются в форме включений среди мергелей верхнего мела; в) пачка доломитизированных известняков мощностью около 30 м, без фауны, не имеющая первичных стратиграфических контактов с окружающими породами. Ее относят к альбу, но в сущности без каких бы то ни было оснований; г) пачка доломитов и доломитизированных известняков, мощностью около 50 м, относящаяся, по заключению Н. Н. Бобковой, к сенману (на основании находки *Gryphaea ex gr. vesiculosa* Sow.).

4. Наконец, еще одна характерная особенность нижней толщи: образования описанного типа сочетаются в ней с нормальными, неизменными отложениями верхнего мела, практически не отличающимися от мергелей верхней толщи.

Перечисленные особенности придают нижней толще своеобразный облик, резко контрастирующий с внешним видом неизменных, «свежих» отложений верхней толщи.

Этот контраст между толщами несомненно свидетельствует о разной обстановке их накопления (или последующего преобразования). Выбирать приходится, по-видимому, из двух вариантов объяснения. Нижнюю толщу можно рассматривать либо 1) как часть доверхнемелового деформированного складчатого основания (которое должно быть в этом случае отделено от отложений верхней толщи крупным несогласием, отвечающим эпохе деформации), либо 2) как толщу с образованиями олистостромовой природы. В последнем случае обе толщи могут залегать в виде стратиграфически единой последовательности. Наблюдаемые особенности свидетельствуют, на наш взгляд, скорее в пользу олистостромового происхождения.

Ряд признаков действительно указывает на тектоническую переработку пород (тектоническое дробление, милонитизация). Однако примечательно, что она не затрагивает входящих в состав толщи верхнемеловых мергелей. В то же время другие признаки свидетельствуют о седиментационной природе данного хаотического скопления разнородного материала. Сочетание этих признаков типично для образований олистостромовой природы, когда в бассейн с нормальной седиментацией (в данном случае мергели верхнего мела) сползают массы пород, оторвавшиеся от фронтальных частей тектонических покровов. Этот процесс обеспечивает конседиментационное отложение и захоронение в осадках бассейна хаотических скоплений экзотического материала, тектоническое перетирание которого произошло или началось во время перемещения надвиговой пластины.

В пользу предположения об олистостромовой природе хаотических образований нижней толщи говорит также характер соотношения экзотических включений с вмещающими отложениями верхнего мела.

Основная часть экзотических пород залегает в видимом основании разреза антиклинали в форме более или менее компактной массы, в которой почти не остается места мергелям. Последние появляются в основном в стратиграфически более высоких горизонтах по мере того как экзотические включения вверх по разрезу распадаются на отдельные крупные глыбы и горизонты брекчий; среди них, как указывалось выше,

встречаются глыбы и неокомских, и каменноугольных пород. Их конседиментационная природа не вызывает сомнений. Приведем два примера.

В восточной из двух крупных промоин, находящихся между высотами 682 и 686 м, в северном крыле антиклинали «чистые» мергели вниз постепенно переходят в (1) мергели, наполненные обломками разных пород, среди которых преобладают крепкие пелитоморфные известняки серого цвета, песчаники, а также рыхлые слоистые зеленые глинистые породы (которые не могли бы выдержать переноса в водной среде в виде гальки), мощность 2—3 м; количество грубообломочного материала вниз постепенно возрастает и породы переходят в (2) толщу хаотического строения, сложенную угловатыми обломками разнообразного состава (мергелями, зеленоватыми и красными глинами, красными пес-

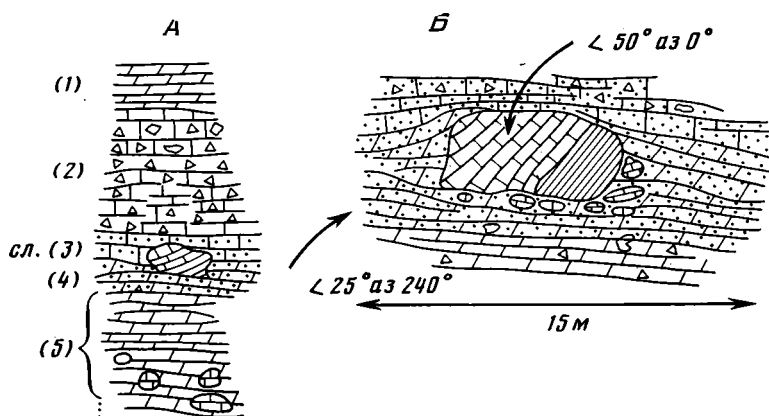


Рис. 2. Схематическая зарисовка обнажения толщи мергелей с рассеянными экзотическими включениями. А — разрез, Б — фрагмент разреза (слой 3). Описание см. в тексте

чаниками и пр.) и размера (от мелких обломков до крупных фрагментов пластов), мощность 15—20 м. Эта порода представляет собой типичную осадочную брекчию (а не продукт тектонического дробления).

Другой пример — обнажение в сухом русле западной из указанных двух промоин — в южном крыле антиклинали (рис. 2). Здесь сверху вниз по разрезу залегают: 1) мергели светло-серого цвета, постепенно переходящие в 2) осадочную брекчию хаотического строения, состоящую из обломков разных пород с преобладанием серых пелитоморфных известняков, мощность 15 м; 3) горизонт песчанистого известняка, заключающего в себе глыбу размером около 6 м в поперечнике; глыба — маленький фрагмент слоистой пачки — сложена известняком и слоистой глинисто-мергельной породой зеленоватого цвета (неком?); слои в глыбе наклонены под углом 50° по аз. 240° при залегании вмещающих пород — угол 25° по аз. 0° . Вмещающие слои песчанистого известняка обволакивают глыбу, а вблизи нее переполнены более мелкими обломками известняка. Внизу этот горизонт постепенно переходит в 4) пачку чередования крупных и грубозернистых кварцевых песчаников и мергелей, мощностью 1—2 м, которые в свою очередь также постепенно сменяются 5) мергелями с рассеянными в них обломками серых пелитоморфных известняков и в меньшем количестве других пород, мощность 40 м.

Аналогичных примеров можно было бы привести множество. Они показывают, что обломки и крупные глыбы посторонних пород поступали в бассейн извне одновременно с накоплением мергелей. По-видимому, это верно и для всей остальной — более монолитной массы экзотических пород, залегающих в основании разреза антиклинали и, вероятно, представляющих собой главную массу олистострома.

Время формирования олистострома определяется по возрасту мергелей нижней толщи, вмещающих описанные глыбы и вверх сменяющихся мергелями верхней толщи.

В работе [6] их возраст определяется как «сенон без верхней части маастрихта». Это заключение продиктовано не столько палеонтологическими данными, сколько вытекает, по-видимому, из представления о наличии здесь непрерывного разреза от апта — альба (или даже неокма) до маастрихта включительно. Но наличие нормальной стратиграфической последовательности вызывает, как мы говорили выше, серьезные сомнения: апт-альбские отложения залегают скорее всего в виде экзотических включений. Это же касается палеонтологического обоснования, то из рассматриваемой толщи не указывается форм, специфически характерных для коньяка, сантона или кампана; определены лишь виды с широким возрастным диапазоном (верхний мел, сенон в целом) и виды, характерные только для маастрихта. Иначе говоря, по этим данным лишь маастрихтский возраст мергелей считается доказан.

Немного иначе трактуется возраст горизонтов, о которых идет речь, в работе [5]. Основываясь на специальном изучении ископаемых, в основном довольно богатой микрофауны, авторы этой работы пришли к заключению о наличии здесь отложений кампана (70 м) и нижнего маастрихта (220 м). Эти данные позволяют уточнить стратиграфический объем толщи, заключающей олистостромовые тела, приняв ее возраст как кампан-нижнемаастрихтский.

Таким образом, имеются основания рассматривать нижнюю толщу отложений в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз в качестве крупного олистостромового тела, заключенного в толще мергелей верхнего мела (рис. 3). Возраст мергелей и соответственно время формирования олистострома: кампан — середина маастрихта. Во всяком случае палеонтологически сейчас достаточно надежно подтвержден кампан-маастрихтский возраст пород, вмещающих и перекрывающих верхнюю часть олистостромовой массы.

Допустив олистостромовое происхождение описанной толщи, залегающей внутри толщи верхнего мела, можно предположить, что под ней идет еще разрез более низких горизонтов верхнего мела, нижнего мела и т. д. — т. е. весь нормальный для северных районов Сирии разрез, включающий в наиболее полном варианте формации Сухне (Массив), Гуна, Камшука и т. д. Данные сейсмопрофилирования дают, кажется, основания предполагать сильное увеличение (раздув) мощности пород верхнего мела под антиклиналью по сравнению с более северными и более южными площадями, что согласуется с предположением о наличии в толще верхнего мела олистострома.

Маастрихтский или кампан-маастрихтский возраст олистостромовой толщи хорошо согласуется с фактом широкого проявления процессов покрово- и олистостромообразования в это время (в кампане — маастрихте) в южных цепях альпийского пояса на стыке его с Аравийской платформой. Аналогичные явления отмечаются в разных районах по крайней мере от Омана [4] и Загроса [8] на востоке и до Восточного Тавра [2, 7] и района Хатай — Латакия [7, данные А. Л. Книппера] на западе. Заслуживает внимания присутствие олистостромовой толщи так называемого олистострома Бесни кампан-маастрихтского возраста в районе, расположенном к северу от антиклинали Абд-эль-Азиз, непосредственно севернее Мардина, т. е. уже внутри собственно альпийского пояса [2]. Олистостром Бесни (с серпентинитовым меланжем) и олистостром Абд-эль-Азиз (не содержащий продуктов разрушения серпентинитов и других пород офиолитовой ассоциации) образовались, вероятно, в процессе одной эпохи покрово- и олистостромообразования в результате движения и оползания масс горных пород в южном направлении из зоны Тавра в сторону морского бассейна Аравийской платформы — во впадину между районом поднятий Мардин-Камышлы и валом Дейр-эз-Зор.

Описанные нами явления вписываются таким образом в общую картину истории тектонических движений данного отрезка альпийского

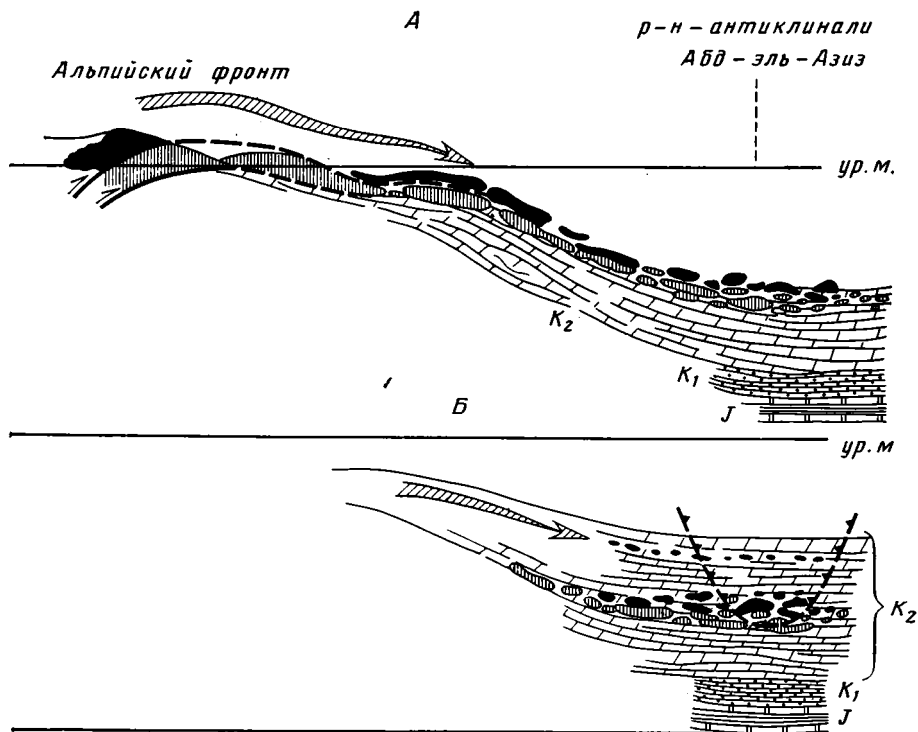


Рис. 3. Предполагаемая схема формирования олистострома Абд-эль-Азиз. Стрелкой показано направление поступления экзотического материала (с севера). Разрез ниже олистострома — гипотетический; K_2 — формации Шираних, Сухне; K_1 — формация Гуна, J — формация Камшука
 А — кампан — ранний маастрихт (этап перемещения тектонических покровов во фронтальной части альпийского пояса и формирования олистостромов); Б — маастрихт (продолжение осадконакопления в районе антиклинали Абд-эль-Азиз после образования толщи с олистостромами); линией с зубчиками выделена часть разреза, обнаженная в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз

пояса. На особое — принципиальное значение района антиклинали Абд-эль-Азиз состоит в том, что в отличие от остальных районов, где олистостромы практически не выходят за пределы фронтальных альпийских надвигов и покровов, здесь олистостромовая толща находится внутри платформы на значительном расстоянии от указанного фронта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов В. В., Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Дюбертре Л. Альпийская плита. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкальды, каледониды. М.: Наука, 1978, с. 301—308.
2. Логинова Г. А. Меловые отложения Юго-Восточной Турции. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 10, с. 63—69.
3. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей, м-б 1 : 25 000 000; изд. 2-е. М.: ГУГК, 1981.
4. Glennie K. W. Outline of the geology of Oman. — Mem. h. ser. Soc. geol. France, 1977, № 8, p. 25—31.
5. Plumhoff F., Schumann H. Zur Biostratigraphie der höheren Oberkreide in Djebel Abbel-Aziz, NO Syrien. — Neues Jb. Geol.—Pal., Abhandl., 1966, B. 125, H. 1—3, p. 345—362.
6. Ponomarev B. Ya., Bivshv A. S. The geological Map of Syria, Scale 1 : 200 000, Sheets J-37-V, XI (Al-Hasakeh). Damascus: Explonatory Notes, 1966.
7. Ricou L.-E. Relations entre stades paleogeographiques et phases tectoniques successifs sur l'exemple des Zagrides. — Bull. Soc. geol. France, 7e serie, 1973, t. XV, № 5—6, p. 612—623.
8. Ricou J.-E., Braud J., Brunn J. H. Le Zagros. — Mem. h. ser. Soc. geol. France, 1977, № 8, p. 33—52.

УДК 552.321.5/6 : 551.243(479.24)

ГАСАНОВ Т. А. Б.

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ
ЗОНЫ МАЛОГО КAVКАЗА**

Начиная с ранней юры на Малом Кавказе происходила резкая смена тектонических условий, связанная с процессами растяжения. Именно в этот момент здесь происходит деструкция коры континентального типа, приводящая в средней юре к образованию сложной эвгеосинклинальной системы — прогиба с корой океанического типа, с одной стороны, и зон с интенсивным известково-щелочным вулканизмом — с другой.

Сделан вывод, что Севано-Акеринская зона представляла собой узкий трог (шириной до 50 км) с меланократовым фундаментом океанической коры геологического прошлого. Внедрение гипербазитов связано с горизонтальными движениями, при которых гипербазиты выжимались в холодном состоянии в виде тектонических покровов и протрузий, формирование последних предшествовало возникновению меланжа во время австрийской, субгерцинской и пиренейской фаз тектогенеза.

В последние 15—20 лет огромный поток фактического материала, полученный геологами как на континентах, так и в океанах, привел к бурному росту мобилистских гипотез и построений.

Уже в начале 60-х годов Р. Дитц [29, 30] и Г. Хесс [31, 32] высказали предположение о растекании дна океанов, на основании которого в дальнейшем были сформулированы основные положения «тектоники плит» [28]. Эти построения привели к новой волне научных споров между фиксистскими и мобилистскими (вернее неомобилистскими) школами.

Можно считать установленным, что кора современных океанов сложена гипербазитами, габброидами и базальтами, последние из которых переслаиваются и перекрываются глубоководными осадками. На основании сравнительного анализа этих пород с подобными образованиями складчатых зон континентов А. В. Пейве [21] впервые в нашей стране предположил, что породы офиолитовой ассоциации континентов являются тектоническими фрагментами (реликтами) океанической коры геологического прошлого. Этот вывод потребовал пересмотра традиционной геосинклинальной концепции. Новые исследования, проведенные в океанах, подтвердили давно высказывающиеся представления о том, что в коре океанов отсутствуют породы гранитно-метаморфического слоя, слагающие верхнюю часть коры континентов. Отсюда вытекает естественный вывод о том, что гранитно-метаморфический слой континентов является новообразованным и его формирование происходило длительно в ходе общего геосинклинального развития. Была разработана новая мобилистская концепция становления континентальной коры [22].

Большинство исследователей Малого Кавказа считали, что породы офиолитовой ассоциации в современной структуре Севано-Акеринской зоны находятся на месте своего первичного становления. Считается, что в позднем мелу, точнее в раннем сеноне (или в раннем сантоне), происходили излияния лав андезитобазальтового состава, а габброиды и гипербазиты представляют собой интрузии, внедрившиеся вдоль глубинного разлома. Однако в последнее время А. Л. Книппер [12, 13], а вслед за ним и С. Д. Соколов [23] и Т. Аб. Гасанов [7, 8] по-новому подошли к истории развития этой складчатой области и показали, что ее офиолитовый комплекс находится в аллохтонном залегании среди окружающих его мезозойских пород.

Новые данные, полученные в процессе многолетних полевых исследований, проливают свет главным образом на мезозойский этап разви-

тия этой территории, они во многом уточняют и домезозойскую историю развития этого района. Вполне естественно, что целый ряд вопросов геологии Севано-Акеринской зоны и ее обрамления остается нерешенным или носит дискуссионный характер. К ним, в частности, относится вопрос о пространственном положении структуры с корой океанического типа, из которой в Севано-Акеринскую зону были транспортированы офиолитовые шарьяжи. Эта проблема тесно связана с поисками корневых зон шарьяжей.

В современной структуре Малого Кавказа четко выделяются два региона, обладающих резко различной историей развития. К первому из них относится складчатая зона Армении, или Араксинский пояс, а ко второму Мисхано-Кафанская, Севано-Акеринская и Сомхето-Карабахская зоны. Граница между этими двумя областями в современной структуре проходит вдоль крупного разлома, обрамляющего с юга Мисхано-Кафанскую зону. Его продолжение на север следует искать в Зангезурском разломе и далее, по геофизическим данным, вдоль северо-восточного побережья оз. Севан [24]. Этот Севанский разлом, по всей видимости, уходит в район г. Амасия и далее в район г. Арзинджан в пределах Турции (рис. 1).

Араксинский пояс, располагающийся к югу от этого разлома, на востоке соединяется с областью Центрального Ирана, а на западе — с Центрально-Анатолийским сегментом Альпийской складчатой области. Весь этот огромный регион характеризуется зрелой гранитно-метаморфической корой, возникшей к концу байкальской эпохи складчатости, это подтверждается здесь присутствием вендско-нижнекембрийской красноцветной молассы [27]. Амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы этого байкальского складчатого сооружения повсеместно перекрыты палеозойско-мезозойским платформенным чехлом, сложенным преимущественно карбонатными отложениями, мощность которых и формационный состав не отличаются от осадков типичных платформ.

Все эти широко известные факты позволяют считать, что в докембрии и палеозое вся область представляла собой часть единой Африкано-Аравийской платформы и входила в конце палеозоя в состав Гондваны [27].

Резко иное строение и историю развития имеет область, расположенная к северу и северо-востоку от Зангезурского разлома. Это различие, четко проявленное уже в палеозое, еще более ясно обнаруживает себя в мезозойскую эпоху. Анализ имеющегося фактического материала ясно указывает на наличие здесь трех геотектонических эпох или стадий. Это байкальско-раннепалеозойская, герцинская и альпийская эпохи.

Отложения докембрия — нижнего палеозоя в пределах северной части Малого Кавказа распространены незначительно и обнажаются лишь в ядрах отдельных массивов (Асрикчайский, Ахынджачайский, Гасансуинский, Шамхорчайский, Дзирульский, Локский, Храмский, Памбакский)¹.

Повсеместно эти породы представлены различными сланцами — слюдисто-хлоритовыми, кварцевыми, серицитовыми, хлорит-кварцевыми, амфиболовыми, хлорит-эпидотовыми, гранатовыми и др. В подчиненном количестве встречены филлиты, гнейсы, мигматиты и мраморы. Все эти породы образовались главным образом по осадочным образованиям и могут быть отнесены к единой метаморфической серии, слагавшей верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя, возникшего в позднем докембрии — раннем палеозое. В строении этой коры участвуют и пресидурийские граниты (Дзирульский массив). В настоящее время трудно что-либо сказать о времени окончания его формирования. Скорее всего, учитывая новые данные о возрасте метаморфических толщ Дзирульско-

¹ Метаморфические породы, включенные в серпентинитовый меланж, в этой части работы не рассматриваются, поскольку, как мы увидим ниже, они могут быть «вырваны» как из основания Африкано-Аравийской платформы, так и из метаморфических пород, подстилающих мезозойские серии в более северных регионах.

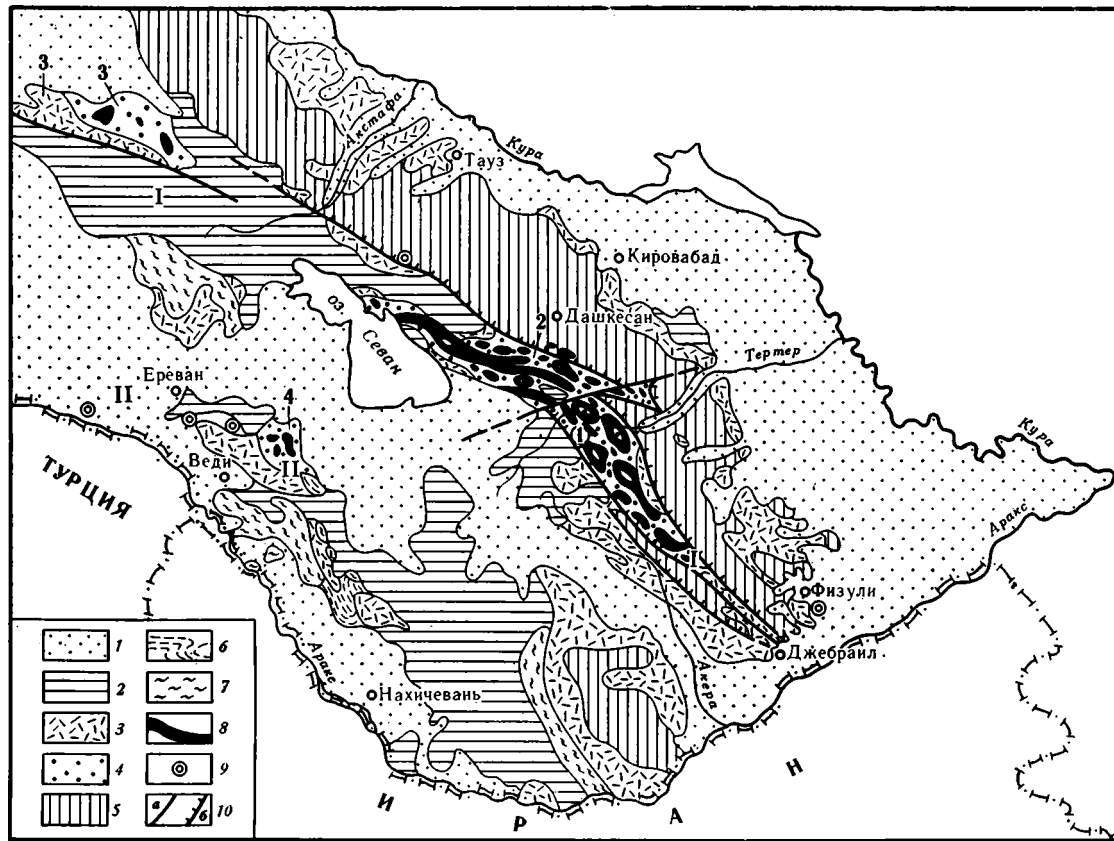


Рис. 1. Схема распространения пород офиолитового комплекса на Малом Кавказе

1 — четвертичные и неогеновые отложения, нерасчлененные; 2 — палеоген: вулканогенные породы андезитового и андезитодацитового состава, фииш и известняки, а также основные и кислые интрузии; 3 — пирокластическо-осадочные и терригенно-карбонатные породы мела; 4 — верхнеюрские и меловые осадочные отложения; 5 — юрские основные, средние и кислые вулканиды, а также терригенно-карбонатные породы, в том числе основные и кислые интрузивы; 6 — триасовые известняки и терригенные породы; 7 — палеозой — докембрий: известняки, терригенные толщи, метаморфические и кристаллические сланцы; 8 — ультраосновные породы; 9 — скважины, которыми вскрыты ультраосновные породы; 10 — взбросы (а) и взбросонадвиги (б); зоны: I — Севано-Акеринская [с подзонами: Сарыбабинская (1) Тоурагачайская (2) и Амасийская (3)] и II — Еревано-Ордубадская [с Вединской подзоной (4)]

го массива, окончательное становление гранитно-метаморфической коры здесь произошло в раннем палеозое.

Можно предполагать, что ниже этой сиалической оболочки располагались породы меланократового фундамента (ультраосновные породы и габбро), в настоящее время вскрытые в пределах Севано-Акеринской зоны. Не исключено, что эти образования являются частью докембрийского офиолитового комплекса; формирование которого предшествовало становлению гранитно-метаморфического фундамента этой части Малого Кавказа.

Мы, вслед за многими исследователями [5, 8, 16—18, 26], считаем, что в позднем докембрии — раннем палеозое на исследуемой территории Малого Кавказа, к северу от Зангезурского разлома, существовал единый геосинклинальный режим. Этот этап развития завершился складчатыми движениями и метаморфизмом.

Отсутствие ордовикских и силурийских осадков на описываемой территории может свидетельствовать о всеобщем поднятии, охватившем эту территорию в конце раннего палеозоя и начале среднего палеозоя.

Герцинский этап развития этой части Малого Кавказа охватывает интервал от девона до триаса включительно.

В этой зоне, которая вместе с территорией современной Куринской депрессии для времени девон — триас зачастую объединяется в единое Закавказское геоантиклинальное поднятие [2], где, очевидно, господствовал режим устойчивого поднятия. Южная часть этого поднятия была покрыта мелководным морем, где в девоне и карбоне седиментация сопровождалась вспышками вулканизма андезитобазальтового, андезитопорфиритового и диабазового составов. Присутствие пород этого возраста не только в пределах Храмского и Шамхорского массивов, но и в Севано-Акеринской зоне (включения в серпентинитовом меланже) позволяет [7, 8] предполагать широкое распространение вулканогенно-осадочных серий девонско-каменноугольного возраста в южной части Закавказского поднятия. Формирование этих толщ сопровождалось внедрением гранитов, о чем говорят определения возраста [1] биотитовых гранитов Локского и Храмского массивов (295 и 374 млн. лет) и галек гранитоидов в базальных конгломератах геттанга Асрикчайского массива (220 и 340 млн. лет). Мы не исключаем, что к этому же поколению гранитоидов принадлежат и гальки микроклиновых гранитов, встречающихся в сеноманских конгломератах на р. Гочас одноименного синклиория и в верховье р. Тутхун (с. Казыханлы) в Севано-Акеринской зоне.

Поскольку в пределах описываемой части Малого Кавказа фаунистически доказанные пермские и триасовые отложения полностью отсутствуют, можно думать, что в это время здесь господствовал режим устойчивого поднятия.

Резкая смена условий развития этой области начинается с ранней юры. Именно в это время в области, расположенной на месте современной Мисхано-Кафанской и Сомхето-Карабахской зон, происходит резкая дифференциация структур, накопление мощных терригенных, местами угленосных толщ, локализованных в системе узких грабен. Образование этих структур, по всей видимости, было связано с процессами растяжения [8] (рис. 2, модель I).

Хотя фаунистически раннеюрский возраст отложений в этих грабенах пока не установлен, но в районе с. Килиса (левый берег р. Тергер) уже известны кремнистые известняки и аргиллиты юрского возраста [7]. В этих отложениях возраст нижней части разреза условно принимается как ранняя юра. Это основывается на том, что кремнистые известняки и аргиллиты согласно перекрываются эффузивно-радиоляритовой серией — поздняя юра — ранний мел. Однако при этом мы не отрицаем также присутствия отложений средней юры, которые известны в районе с. Асрик [15].

В районе с. Килиса отложения ранней юры (?) с базальным конгломератом в основании перекрывают гипербазиты. Это свидетельствует о

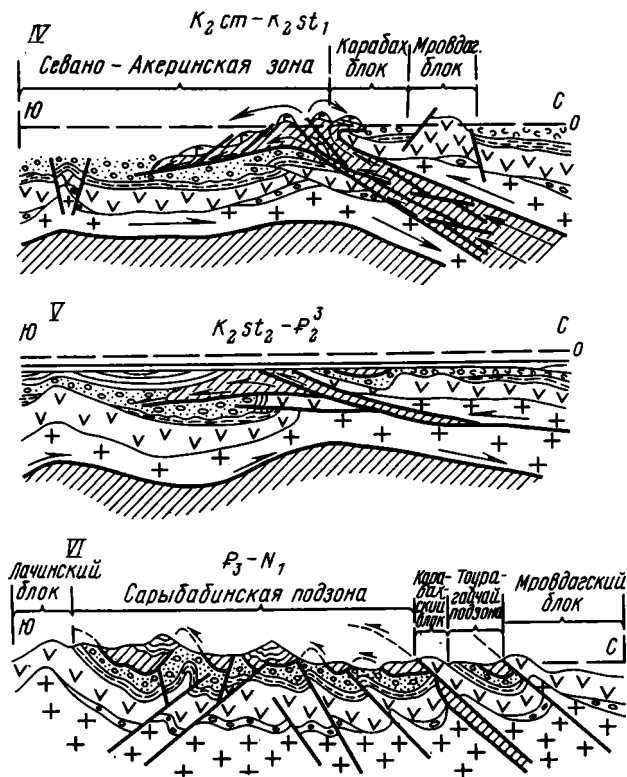
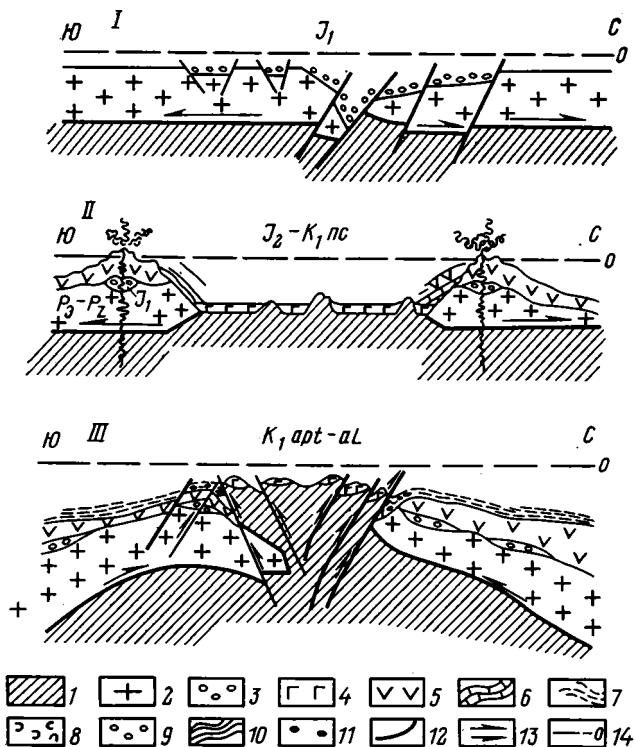


Рис. 2. История становления структуры офиолитовой зоны центральной части Малого Кавказа

I — нижняя юра; II — средняя юра — неоком; III — апт — альб; IV — сеноман — нижний сантон; V — верхний сантон — верхний эоцен; VI — современная структура. 1 — меланократовый фундамент (гипербазиты, габброиды и серпентинитовый меланж); 2 — гранитно-метаморфический слой, сформированный к концу палеозоя; 3 — терригенная серия нижней юры; 4 — базальты и глубоководные осадки (радиоляриты и микритовые известняки) юры — нижнего мела; 5 — дифференцированная андезитобазальтовая серия средней и верхней юры; 6 — карбонатные отложения верхней юры — неокома; 7 — конгломераты и песчано-глинистые сланцы апта — альба; 8 — отложения верхнего мела, нерасчлененные; 9 — олигостромовая толща верхнего сеномана — нижнего сантона; 10 — отложения верхнего сеномана — верхнего эоцена, нерасчлененные; 11 — гальки ультраосновных образований; 12 — разрывные нарушения; 13 — направление движения масс; 14 — уровень моря

том, что выходы гипербазитов связаны с процессом растяжения континентальной коры, имевшим место, возможно, в начале ранней юры. Именно в это время образуются прогибы с корой океанического типа (см. рис. 2, модель 1).

Продолжающийся процесс растяжения сиалической коры привел в средней юре к ее полному разрыву, в результате чего возникла новообразованная структура — прогибы с корой океанического типа, с одной стороны, и зоны с интенсивным известково-щелочным вулканизмом — с другой [8, 15]. Эту структуру в дальнейшем, вслед за А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым [14], именуем Тутхунской зоной. Вероятно, это был рифт, разделивший две области с корой сиалического типа, одна из которых находилась на юге (Мисхано-Кафанская зона) а другая — на севере (Сомхето-Карабахская зона). Именно в это время оформляются альпийские структурно-формационные зоны Малого Кавказа. Начиная со средней юры, в развитии Мисхано-Кафанской и Сомхето-Карабахской зон, с одной стороны, и Тутхунской зоны — с другой, наблюдаются резкие различия. Дальнейшая история их развития может быть расчленена на три крупных этапа: среднеюрско-неокомский, альбско (аптско?) -нижнесенонский и верхнесенонско-палеогеновый.



Начало среднеюрско-неокомского этапа в пределах Тутхунской зоны ознаменовалось возникновением линейного глубокого трога, дно которого слагалось породами как меланократового фундамента, так и гранитно-метаморфического слоя, причем на поверхности дна этого бассейна обнажались как те, так и другие домезозойские породы. Выведение на поверхность морского дна меланократовых пород связано или с подъемом мантийного диапира в область растяжения, или же с горизонтальным «сдиранием» доюрского кристаллического фундамента вблизи поверхности Конрада, как это считает А. Л. Книппер [13] и Т. Аб. Гасанов [8]. И в том и в другом случае среди глубинных пород (гипербазиты, габброамфиболиты) могли остаться блоки пород древнего домезозойского гранитно-метаморфического слоя, которые имеются в районе с. Кылычлы [13], в верховье р. Шамхорчай [6] и в соседнем районе Мисханского массива Армении [4]. Наиболее крупные блоки представляли собой микроконтиненты [23, 25], а мелкие — переработаны и раздроблены в океаническую стадию развития и в современной структуре встречаются в полимиктовом серпентинитовом меланже (урочище Аджарис, селения Алычалы, Килиса, Гейдара, реки Кикюрдчай, Соютличай и др.). Не исключено, что какая-то часть мономиктового или даже полимиктового меланжа могла сформироваться на этой стадии открытия бассейна.

Образование Тутхунской зоны и вскрытие меланократового фундамента сопровождалось вулканической деятельностью, связанной с системой разломов, в результате чего на дне этого глубокого морского бассейна была образована мощная вулканогенно-осадочная серия, время формирования которой от ранней юры до неокома включительно. В этой серии покровы базальтов с шаровой отдельностью чередуются и перекрываются яшмами и микритовыми известняками. Чередование этих осадочных пород в разрезе может говорить о том, что их накопление происходило примерно на глубине компенсации кальцита, т. е. довольно глубоко (2000—3000 м). Присутствие в этих же породах обломков серпентинитов и габбро можно объяснить размывом подводных поднятий

или же присутствием отдельных небольших островков с ультраосновными образованиями.

Важно то, что повсюду в Тутхунской зоне продукты базальтов и андезитов практически исчезают в верхней части разреза, а появляются радиоляриты с пропластками микритовых известняков. Поэтому возраст этих пород можно отнести к верхней части неокома. Однако в Тутхунской зоне весь разрез пород, начиная от средней юры (вернее от ранней юры) до неокома включительно, образует единую эффузивно-радиоляритовую серию. Породы этой серии, как отмечено выше, повсюду трансгрессивно перекрывают ультраосновные образования.

Таким образом, формирование эффузивно-радиоляритовой серии и появление пород меланократового фундамента свидетельствует о том, что они образовались в системе глубоких узких впадин — трогов, связанных с процессом растяжения.

Абсолютно иные условия господствовали в это время в Мисхано-Кафанской и Сомхето-Карабахской зонах, обрамляющих Тутхунскую зону. Они представляли собой цепь островных поднятий с чрезвычайно сложным тектоно-вулканическим рельефом. В пределах этих относительных поднятий происходило формирование мощных дифференцированных вулканогенно-пирокластических серий андезитобазальтового состава известково-щелочного ряда. Подобные условия сохраняются примерно одинаковыми в течение всей средней юры, с той лишь разницей, что в пределах Лачинской подзоны в батском веке вулканизм резко ослабевает, и не исключено, что в конце средней юры эта область представляла собой островную сушу. «Островодужное» происхождение средне- и верхнеюрских, а местами и раннемеловых вулканогенных андезитобазальтовых серий этих зон, уже обсуждалось в литературе [12, 13]. Отмечалось, что наличие островной дуги должно повлечь за собой и признание существования океанического бассейна. Мы не исключаем, что крупный бассейн с корой океанического типа располагался к югу от Мисхано-Кафанской зоны, где его реликты в настоящее время вскрыты в Зангезурской зоне [4]. Тогда бассейн с океанической корой, разделившей в среднем юре Мисхано-Кафанскую и Сомхето-Карабахскую островодужные зоны, может быть назван интрадуговой рифтовой зоной.

В конце средней юры значительная часть Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон освобождается от водного покрова. Общее погружение вновь охватывает эти зоны в келловее, когда происходит формирование терригенно-известняковой толщи (келловей — оксфорд), которая сменяется андезиодацитами киммериджа и известняками титона — неокома². В пределах Сомхето-Карабахской зоны наибольшие мощности известняков (до 700 м) накопились в области ее сочленения с Тутхунской зоной. Аналогичные фации накапливались и в пределах Лачинской подзоны, где в области ее сочленения с Тутхунской зоной мощность карбонатного разреза титона — неокома достигает 300—400 м. Исключение составляет Казахский участок Сомхето-Карабахской зоны, где в неокоме продолжалось формирование вулканогенно-осадочных толщ андезиодацитового состава.

Накопление вулканических и осадочных толщ в поздней юре и неокоме сопровождалось внедрением мощных полифазных гранитоидных массивов, к которым относятся Кедабекский, Дашкесанский, Мехманинский, Алавердский и Шнох-Кохбский массивы Сомхето-Карабахской, Зангеланской группы массивов Мисхано-Кафанской зоны. Не исключено, что и часть Шальва-Лачинского гранитоидного массива Лачинской подзоны была сформирована в это же время.

Таким образом, в среднеюрско-неокомское время Тутхунская зона с корой океанического типа и обрамляющие ее структуры с корой континентального типа развивались абсолютно по-разному. Если в пределах Тутхунской зоны господствовал режим устойчивого опускания, то в пределах относительно поднятых зон — Сомхето-Карабахской и Мисхано-

² Исключение составляют мощные вулканы андезиодацитового состава, развитые в Кафанском блоке.

Кафанской — преобладали сложные дифференцированные тектонические движения, создававшие пеструю картину чередования вулканических поднятий и прогибов.

В конце неокома этап складчатости охватывает эту часть Малого Кавказа. Движения, связанные с австрийской фазой тектогенеза, были вызваны сближением Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон, которые как бы наступали на Тутхунский рифт. В разных тектонических зонах движения проявлялись неодинаково. Если в Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зонах они устанавливаются лишь по несогласному залеганию аптских и альбских отложений на породах неокома и юры, то внутри Тутхунской зоны эти же движения привели к формированию подводных поднятий, сложенных ультраосновными образованиями, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание песчано-глинистых сланцев апта — альба на гипербазиты Шахдагского хребта и на габброиды массива Фингя [7, 8]. Безусловно, в этом процессе гранитно-метаморфический слой вместе с вышележащими базальтовыми основаниями мог остаться в виде отдельных блоков. Следовательно, в конце позднеюрско-неокомского этапа были созданы основные структурные элементы Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон Малого Кавказа, претерпевшие значительные изменения в последующие стадии и в общем сохранившие основные черты строения и план складчатости. Тогда как движениями конца неокомского времени заканчивается океаническая стадия развития Тутхунской зоны, и она вступает в переходную стадию развития и формируется новая Севано-Акеринская зона.

Новый этап развития этой части Малого Кавказа начинается с аптско-альбского веков и продолжается вплоть до раннесантонского века включительно. Если для вышеописанного этапа развития этой территории в целом были характерны условия растяжения, то описываемый этап в целом протекал в условиях сжатия (см. рис. 2, модель III—IV). Это сжатие особенно ясно проявило себя в пределах трогов, где в конце неокома в результате сближения сиалических блоков, лежащих в основании Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон, началось раздавливание структуры с коры океанического типа. В этот момент породы этой коры (ультрабазиты, габбро, габброамфиболиты, дайковая серия и эффузивно-радиоляритовая толща), а также блоки домезозойского гранитно-метаморфического слоя, находившиеся внутри новообразованной Севано-Акеринской зоны, начали собираться в систему тектонических чешуй и пластин, нагромождение которых к концу альбского века привело к формированию островных поднятий. Однако, не исключено, что начало этого поднятия в Тутхунской зоне, возможно, относится к концу аптского периода, о чем свидетельствует нахождение галек серпентинитов и габброамфиболитов в глинистых сланцах и аргиллитах альба в верховьях рек Беюк-Кашкачай, Зинджирличай, Кикюрдчай, селения Ипяк, Фингя, Нарыштар и др. [7, 8]. Эта система поднятий на севере и юге отделялась от окружающих их структур Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон глубокими прогибами — Севано-Акеринской зоной.

Севано-Акеринская зона делится на Тоурагачайскую (северную) и Сарыбабинскую (южную) подзоны, в которых накапливались конгломераты и глинистые сланцы апта — альба.

Австрийская фаза тектогенеза нашла свое отражение и в окружающих Тутхунский рифт зонах, что выразилось в трансгрессивном налегании аптских и альбских отложений на породы Лачинской и Карабахской подзон. С этого момента история развития внутренних частей Мисхано-Кафанской и Сомхето-Карабахской зон (т. е. областей, пограничных с Тутхунской зоной) и их внешних частей начинает резко различаться.

В конце альбского — начале сеноманского веков внутри Севано-Акеринской зоны возникает сложнопостроенное поднятие, сложенное преимущественно породами офиолитовой ассоциации (в том числе и серпентинитовым меланжем). Продукты разрушения этого поднятия сносятся в окружающие его прогибы, в результате чего начинает формировать-

ся олистостромовая серия, налегающая на альб-нижнесеноманские отложения внутренних частей Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон (Тоурагачайский и Сарыбабинский прогибы), или же налегают прямо на деформированное офиолитовое «основание» (Калычлинский, Алмалыкский, Қилисалинский, Зульфугарлинский, Беюк-Кашкачайский, Зинджирлинский и другие разрезы) и в том числе на серпентинитовом меланже (Кушовасинский, Асрикский, Айыбазаринский, Мозчайский и другие разрезы).

Именно эта серия, начало накопления которой связано с верхним альбом, вслед за С. Д. Соколовым [23] выделялась нами [8] в аллохтонном комплексе под названием «Қылычлинского разреза». В дальнейшем, вплоть до нижнесантонского века, в пределах Тоурагачайского и Сарыбабинского прогибов происходит формирование мощных олистостромовых и конгломератовых толщ, возникновение которых связано, с одной стороны, с размывом Лачинской подзоны и Сомхето-Карабахской зоны, а с другой — с размывом офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны.

Полное отсутствие сортированности, окатанности и закономерного изменения величины обломков офиолитовой серии внутри олистостромового комплекса (верхний сеноман — нижний сантон) и присутствие на всех стратиграфических уровнях этого разреза крупных олистолитов (в том числе и серпентинитового меланжа) заставляют нас предполагать, что «офиолитовое» поднятие Севано-Акеринской зоны в течение этого времени не нивелировалось, а продолжало быть четко выраженным в подводном и надводном рельефе. Это обстоятельство при наличии столь интенсивного размыва должно говорить нам о продолжающемся его росте. Можно думать, что процессы сжатия, охватившие Севано-Акеринскую зону в конце неокома, продолжались здесь вплоть до нижнего сантона включительно и привели к шарьированию офиолитов в основном с севера на юг в сторону пододвигающихся, а частично с юга на север на надвигающиеся континентальные массы.

Это шарьирование, скорее всего начавшееся уже в позднесеномантуронское время, привело к тому, что породы Севано-Акеринской зоны (в том числе и осадочные отложения Қылычлинского разреза) были надвинуты на олистостромовый комплекс автохтона. Это сжатие, породившее окончательное раздавливание породы меланократового фундамента с перекрывающей эффузивно-радиоляритовой серией в конце нижнего сантона, привело к стыковке Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон. Раздавливание породы офиолитовой ассоциации Севано-Акеринской зоны привело как бы к грибообразному надвиганию этих аллохтонных масс (рис. 2, модель IV). Пакеты тектонических покровов, надвинутые в сторону Сомхето-Карабахской зоны, привели к образованию аллохтона Тоурагачайской подзоны, а тектонические покровы, транспортированные в сторону Мисхано-Кафанской зоны, сформировали сложный аллохтонный комплекс Сарыбабинской подзоны. Гравитационное сползание Ипякского, Нагдалинского и Лысогорского покровов сопровождалось их разрушением и захоронением обрушенных частей в виде олистолитов внутри олистостромового комплекса. В раннем сантоне произошло окончательное оформление Севано-Акеринской зоны, как самостоятельной структуры, обладающей специфическим разрезом. Важно то, что к началу позднего сантона история развития внешних частей Мисхано-Кафанской (Гочасская подзона) и Сомхето-Карабахской подзон была существенно иной.

В Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зонах Малого Кавказа, начиная с конца неокома и аптского века палеотектоническая обстановка характеризовалась обособлением и расширением внутренних прогибов. В этот период формируются Кафанский и Агдамский (восточная часть) поднятия [26], поднимаются Карабахский, Мровдагский, Шамхорский и Дашкесанский участки. Значительные погружения происходили в пределах Предмалокавказского прогиба (Казахский и Агджакендский прогибы).

В апте накапливались терригенно-карбонатные (800 м, Базарчайский прогиб Мисхано-Кафанской зоны) андезиты и пирокластово-осадочные отложения (150 м, Предмалокавказская моноклираль). Исключение составляют низы разреза терригенных образований, на участке Базарчай, где появляются грубокластические взрывные породы, состоящие из пород основного состава, которые быстро выклиниваются по простиранию. Этот факт наводит на мысль о том, что в раннем апте имелаась кратковременная взрывная вспышка.

Трансгрессия аптского моря продолжается в альбе. Начиная с альбского века изменяется геотектонический режим в зонах, обрамляющих офиолитовый прогиб. В это время в краевой северо-восточной и восточной частях Сомхето-Карабахской зоны осаждаются песчано-глинистые сланцы, аргиллиты и глинистые известняки (Мардакертский, Мартунинский, Гадрутский прогибы и Предмалокавказская моноклираль). Аналогичные породы распространены и в Гочасской подзоне Мисхано-Кафанской зоны, где мощность отложений альба достигает 650 м. В нижней части этого разреза распространены исключительно глинистые сланцы, чередующиеся в средней его части с глинистыми известняками, аргиллитами и редко песчаниками. Последние преобладают в верхней части разреза. Ось максимального прогибания альба в Гочасской подзоне перемещается в юго-восточном направлении в сторону низовья р. Акера.

В сеномане расширяются контуры внутренних поднятий, усиливается размыв и происходит обмеление бассейнов. Об этом свидетельствуют грубообломочный состав сеноманских отложений и скопления древесины и пыльцы хвойных деревьев (селения Аганус, Аланов, Аджикенд, Шушикенд и др.). В это время значительно расширяется Сомхето-Карабахская суша, и береговая ее линия отодвигается в сторону Предмалокавказской внутренней впадины [26]. Формируются ряды поперечных, сравнительно небольших прогибов (Иджеванский, Мардакертский, Мартунинский и др.), которые расчленяются на отдельные поднятия второго порядка (Алавердское, Шамхорское, Мровдагское и Карабахское). Следовательно, в сеномане, а точнее, в альбе — сеномане, происходила существенная перестройка плана структурной эволюции Малого Кавказа. Эта перестройка сопровождалась раскалыванием и раздроблением домелового фундамента и образованием опущенных и приподнятых блоков. В туроне на значительной части Малого Кавказа происходит регрессия, а в начале коньяка наступает новая трансгрессия, во время которой расширяются контуры моря и возобновляется вулканическая деятельность, продолжавшаяся до верхнего сенона.

В раннесенонское время трансгрессия моря захватывает значительную северную периферию Сомхето-Карабахской зоны.

Интересно отметить, что если в раннесенонское время в Севано-Акеринской зоне шло формирование тектонических покровов и формирование олистостромового комплекса, то в обрамляющей ее структуре (Сомхето-Карабахской и Мисхано-Кафанской зонах) произошло возобновление и формирование разрывных нарушений, сопровождавшихся вулканической деятельностью. Вулканы имели трахиандезитовый и андезитобазальтовый состав, и излияния завершались внедрением субвулканитов андезитоацитового ряда. Эти вулканы часто чередуются с песчанистыми известняками.

В конце раннего сенона значительная часть территории Малого Кавказа кратковременно освобождается от водного покрова. С этого момента начинается новый этап развития Малого Кавказа, охвативший уже всю его территорию. Этот этап, начало которого совпадает с общей позднесантонской и позднесенонской трансгрессией, характеризуется общим погружением. Оси максимального прогибания располагались в центральной части Севано-Акеринской зоны, где установился однообразный фациальный режим и происходило накопление тонкоплитчатых известняков общей мощностью до 700 м (см. рис. 2, модель V).

Исключение составляет район Гочасской и юго-восточное окончание Сарыбабинской подзон, где на фоне карбонатного осадконакопления происходили вулканические излияния андезитобазальтового и трахибазальтового составов, которые впервые были установлены В. Н. Григорьевым и С. Д. Соколовым [9].

В раннеэоценовое время морской бассейн расширяется. В Севано-Акеринской зоне накапливается карбонатно-терригенный флиш (320 м, Шахдагский хребет, селения Памбак, Джамилли, Калафалык, г. Даликлар и др.). В это время продолжает подниматься Кафанское и Лачинское поднятие, а также центральная часть Сомхето-Карабахской зоны, в южной и северо-восточной частях которой накапливались глины и мергели небольшой мощности (150 м).

В конце раннего эоцена повсеместное воздымание центральной части Малого Кавказа привело к смене режима. В результате поднятия отдельных участков размыв вскрыл докампанские, а местами доконьякские и даже доальбские отложения (коч. Мустафа в верховье р. Човдарчай).

В среднем эоцене намечается новое грандиозное опускание как территории Севано-Акеринской зоны, так и центральной части Малого Кавказа в целом. Отложения среднего эоцена широко развиты в центральной и северо-западной частях Севано-Акеринской зоны, где они представлены терригенно-глинистыми (Джамиллинский, Калафалынский, Гек-Гельский и другие районы) и вулканогенно-осадочными образованиями (Шахдагский хребет). Смена фаций по простиранию указывает на колебания дна морского бассейна и пульсирующий характер извержений.

В это время бурно проявил себя подводный вулканизм, с которым связано формирование мощной вулканогенно-осадочной толщи (2800 м). Судя по огромной мощности этих образований, Севано-Акеринская зона в эту эпоху представляла собой один из наиболее глубоко погружившихся участков Малого Кавказа. Ритмичное же чередование крупнообломочных лапиллиевых туффов и туфобрекчий в средней части разреза свидетельствует о взрывном характере вулканизма. Центры извержений вулканических среднееоценовых обнаружены в верховьях рек Меджидка и Шамкирчай (Шахдагский хребет). Вокруг центров вулканов образуются мощные лавобрекчии, прорванные многочисленными разноориентированными дайковыми телами и субвулканами преимущественно андезитового и андезиодацитового, редко дацитового составов [8].

Среднеэоценовый вулканизм Севано-Акеринской зоны завершается внедрением интрузивных образований основного, среднего и кислого составов (Чобадагский, Еллибоюнский, Караархачский, Шахдагский, Новоивановский и другие массивы).

В конце среднего эоцена море отступает как на западе, так и на востоке, в результате чего центральная часть Малого Кавказа временно освобождается от водного покрова и превращается в область размыва. Однако в позднем эоцене Севано-Акеринская зона вновь испытывает погружение, которое было наибольшим в центральной части Шахдагского хребта (в районе горы Канлы), где господствовали вулканические извержения. Продукты вулканизма (700 м) этого времени в отличие от среднеэоценового представлены более кислыми лавами — липаритами, липаритодацитами, дацитами и в меньшей степени андезиодацитами.

В позднеэоценовое время морской бассейн расширил свой контур в Предмалокавказской моноклинали на востоке и охватил значительную часть Закавказья. В это время он охватил Гочасский (юго-восточную часть); Нижнеараксинский и Еревано-Ордубадский прогибы, где осаждались терригенно-карбонатные и пирокласто-осадочные отложения. Терригенно-карбонатные образования осаждались в краевой части этих прогибов.

В позднем эоцене — олигоцене мощные складкообразовательные движения вновь охватывают этот район Малого Кавказа. Именно в этот

момент в связи с продолжающимся пододвиганием Мисхано-Кафанской зоны под Сомхето-Карабахскую окончательно оформляется сложная покровно-складчатая структура Севано-Акеринской зоны. В это время продолжается надвигание Сомхето-Карабахской зоны на Севано-Акеринскую, в результате чего внутри последней возникают сложные складки и покровы относительно небольшой амплитуды, а офиолитовые пред-верхнесенонские покровы окончательно утрачивают свои первичные связи с Тутхунской зоной (если они, конечно, сохранились с верхнесенонского времени).

В период послепозднеэоцен-олигоценовой складчатости (пиренейской фазы) «...возобновляются движения вдоль глубинного поддвига, и вновь протрузии меланжа, захватив с собой блоки верхнесенонских и палеогеновых пород, прорываются в верхние горизонты осадочного и вулканогенного разреза Севано-Акеринской зоны. Именно к этому моменту и относится окончательное оформление складчатой структуры этой части Малого Кавказа» [13, с. 191].

Относительно происхождения офиолитовых зон существуют разные точки зрения. А. В. Пейве [21] считает, что на месте современного Альпийско-Гималайского пояса Евразии до мезозоя существовала обширная океаническая впадина, характеризовавшаяся океаническим типом строения земной коры. Эта область в конце юры — раннего мела перекрыта огромным шарьяжем, сложенным породами Африкано-Аравийской платформ, а начало этого движения относится к концу триаса — юры [11]. В связи с этим становление массивов Центрального Ирана и Битлис в Турции А. В. Пейве [21] связывает с гигантским надвиганием в конце юры — начале мела Африкано-Аравийской плиты на мезозойскую океаническую область.

М. В. Муратов [20] выделяет два типа геосинклинальных областей. В первом типе геосинклинальные троговые закладывались на океанической коре, а во втором — система трогов была заложена в условиях материковой земной коры. Причем дробление земной коры на блоки сопровождалось раздвигами, в результате на дне трогов вдоль разломов выступили прикрытые морем участки базальтового слоя земной коры и даже блоки ультраосновных пород верхней мантии [20].

Многие исследователи образование эвгеосинклинальных прогибов с корой океанического типа связывают с процессами растяжения [4, 6—8, 12, 13, 19, 20, 23, 25]. Однако по вопросу морфологии прогибов существуют разногласия: были ли это обширные океанические бассейны, шириной в несколько тысяч километров, или же сложная система трогов шириной до сотни километров.

Автор настоящей работы придерживается троговой концепции происхождения пород офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны, следуя в значительной мере за М. В. Муратовым [20] и И. В. Архиповым [3].

В современной структуре Малого Кавказа ширина Севано-Акеринского трогоа с меланократовым фундаментом составляет 1—25 км, а во время образования его, возможно, доходила до 50 км.

По нашему мнению, в середине мезозоя на территории Альпийской складчатой области возник целый ряд трогов (эвгеосинклиналей), образование которых связано с процессами растяжения. Во многих из них при этом возникла кора океанического типа и были созданы условия, во многом напоминающие условия современных активных окраин, хотя единого океанического бассейна, подобного таковым Атлантического и Тихого океанов, на территории Альпийской складчатой области в мезозое не существовало.

В настоящей работе мы не останавливаемся на характеристике орогенного этапа развития Малого Кавказа, поскольку она не входит в задачу наших исследований.

Автор глубоко благодарен А. Л. Книпперу за проведенные многочисленные совместные полевые маршруты в течение весьма длительного периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р. Н.* Корреляционные схемы интрузивных комплексов Азербайджана. Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси: Изд. ЦК КП Грузии, 1969, с. 115—121.
2. *Азизбеков Ш. А., Агабеков М. Г., Григорьянц Б. В. и др.* История геологического развития. Геология СССР, т. 47. М.: Недра, 1972, с. 441—502.
3. *Архипов И. В.* Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 12—24.
4. *Белов А. А., Соколов С. Д.* Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.— Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—41.
5. *Габриелян А. А.* Геотектоническое районирование территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1974, т. 27, № 4, с. 3—21.
6. *Гасанов Т. Аб.* О древнем возрасте метаморфических сланцев в меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1977, № 5, с. 1122—1124.
7. *Гасанов Т. Аб.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 86—97.
8. *Гасанов Т. Аб.* Тектоническое положение и история формирования офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа: Автореф. докт. дис. Тбилиси: Геол. ин-т, 1980, с. 52.
9. *Григорьев В. Н., Соколов С. Д.* Позднесенонский вулканизм Гочаского синклинория (Малый Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 43—54.
10. *Железняк В. Е., Портная Е. Л., Соколов С. Д.* О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочаского синклинория (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 402—405.
11. *Казьмин В. Г.* К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
12. *Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6, с. 87—100.
13. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 203.
14. *Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 74—80.
15. *Книппер А. Л., Руженцев С. В., Соколов С. Д.* Тектонические брекчии как показатель послонных срывов земной коры.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 172—179.
16. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 357.
17. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, с. 483.
18. *Милановский Е. Е., Корановский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, с. 279.
19. *Муратов М. В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 14—21.
20. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
21. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
22. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Москаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
23. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, с. 94.
24. *Туманян Г. А.* Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа — Берд).— Геотектоника, 1983, № 4, с. 99—110.
25. *Хаин В. Е., Безр М. А., Бызова С. Л. и др.* Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 3, с. 3—20.
26. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. III, Баку: Изд-во АН АзербССР, 1967, с. 237.
27. *Штёклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 230—247.
28. *Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, № 6, p. 361—373.
29. *Dietz R. S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, № 190, p. 910—918.
30. *Dietz R. S.* Alpine Serpentines as Oceanic Ring — Fragments. Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, № 74, p. 947—952.
31. *Hess H. H.* History of ocean basins.— In: Petrological Studies. Badington volume, 1962, p. 245.
32. *Hess H. H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinized peridotite.— «A study of Serpentinite». National Acad. Sci. Nat. Res. Council. Pull., 1964, p. 321—326.

УДК 551.242.3(234.9)

ТУМАНЯН Г. А.

**О ПРИРОДЕ И СТРОЕНИИ ДУГООБРАЗНЫХ СТРУКТУР
МАЛОГО КАВКАЗА
(ПРОФИЛЬ ОКТЕМБЕРЯН — ЛЕНИНАКАН — ГУКАСЯН)**

Геолого-геофизические исследования по профилю Октемберян — Гукасян и экстраполяция этих данных на соседние территории показывают, что вдоль профиля, с севера на юг, выделяются меланжевая зона, разграниченная крупными взбросами и надвигами, линейно-складчатый мегантиклинорий Малого Кавказа и Центрально-Армянское складчато-глыбовое сооружение. Изменение простирания структур с северо-западного на северо-восточное, т. е. дугообразное изгибание и замыкание мегантиклинория Малого Кавказа, обусловлено главным образом надвижением структур в юго-восточном направлении.

Управлением геологии Армянской ССР в 1972—1982 гг. проведены геолого-геофизические исследования по семи опорным интерпретационным профилям с бурением скважин глубиной 1200 и 500 м. Автором выполнены работы по геолого-структурному картированию и геологической интерпретации геофизических полей [25, 26], а также космоаэрогеологические исследования [24], позволяющие интерполировать результаты профильных наблюдений. Путем комплексной интерпретации наземных геологических, аэрокосмических и геофизических данных удалось перейти к объемному представлению о структуре Северо-Восточной Армении и сопредельных территорий. Представляется, что полученные материалы, раскрывающие на новом качественном уровне структурные соотношения разноглубинных образований, интересны для изучения тектоники не только Малокавказского сегмента Альпийского пояса, но и других сложнопостроенных складчатых областей.

Материалы детальных геолого-геофизических исследований и анализа аэрокосмических снимков по трассе Октемберян — Ленинанкан — Амасия — Гукасян позволяют по-новому трактовать некоторые вопросы тектоники региона, в частности соотношения Понтийских и Малокавказских структур, строение и структурное положение офиолитовых поясов, придающих дугообразную форму мегантиклинорию Малого Кавказа в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

Казбек-Арагатское транскавказское поперечное поднятие [11] в малокавказской части представлено Арагат-Локским поперечным поднятием, ограниченным Арагац-Спитак-Привольненским и Джавахетским разломами [8].

Профиль проходит западнее Джавахетского разлома, который возник на границе структур северо-западного и северо-восточного простираний. На севере этот разлом трассируется меридионально расположенными вулканами Джавахетского хребта и трещинными излияниями Гукасянского плато, а на юге он служит восточной границей Ширакской (Ленинанканской) котловины [8].

По мнению большинства исследователей [7, 8, 15, 17, 20, 21, 27], Восточно-Понтийские структуры субширотного (северо-восточного) простирания дугообразно изгибаясь, переходят в структуры северо-западного простирания мегантиклинория Малого Кавказа. При этом приводятся данные о том, что здесь происходит кулисообразное сочленение отмеченных структур [6—8, 15, 27]. Существует и другое мнение, что мегантиклинорий Малого Кавказа не имеет структурно-формационных аналогов на западе в пределах Внутренней Анатолии [6].

На основе анализа результатов геолого-геофизических (геологосъемочных, космофотогеологических, глубокого бурения на нефть и газ, сейсмологических, гравиметрических, аэромагнитных, МТЗ и др.) исследований территория Армянской ССР вдоль трассы профиля Октемберян — Гукасян подразделяется на три крупные структуры субширотного северо-восточного и северо-западного простираения. Южная из них, выделяемая разными авторами под названием Араксинского орогенетического пояса многоэпиклиналиного характера [6, 7], Приараксинской умеренно-складчатой зоны [8] или Центрально-Армянского складчато-глыбового сооружения (внутренний массив) [15], характеризуется широким распространением неоген-четвертичного покровного комплекса и пологой складчатостью мезозойско-кайнозойских образований, залегающих, по-видимому, на «жестком» консолидированном основании — доальпийском гранитно-метаморфическом фундаменте (рис. 1, 2; I). Средняя Севано-Ширакская (Базум-Зангезурская, или Цахкунк-Зангезурская) зона мегантиклинория Малого Кавказа (см. рис. 1, 2; II) [7, 8] отличается сильной дислоцированностью и линейной складчатостью, развивающимися в образованиях мезозоя и эоцена, а северная, меланжевая зона, — развитием тектонических покровов и тектонокластов (см. рис. 1, 2; III).

В южной части первой зоны, согласно данным глубокого бурения, прослеживается офиолитовый пояс (см. рис. 2; 1, а) [4, 7, 20], а севернее выделяется слабо прогнутая синклиналь и приразломная антиклиналь (Тазагюх-Мараликское поднятие) (см. рис. 2; 1, б, в) [4, 8]. Размах крыльев отмеченных структур соответственно составляет 35 и 15 км, глубина залегания доальпийского фундамента — 3—4 и 0—2 км. На границе Центрально-Армянской зоны и мегантиклинория Малого Кавказа выделяется сильно прогнутая синклиналь (Ленинаканская котловина) шириной 22 км. На северном крыле этой структуры (с. Мармашен) буровой скважиной под четвертичными туфолавами, озерными отложениями и базальтами плиоцена (30—182 м) подсечены песчано-глинистые породы с фауной сармата (182—747 м), вулканогенно-обломочная толща олигоцена (?) — миоцена (?) (747—1464 м) и верхняя часть туфогенно-терригенной свиты среднего эоцена (1464—3000 м). По аналогии с соседними структурами и по данным гравиметрии и сейсмологии можно полагать, что ниже залегают известняки сенона, вулканогенная толща (юра — нижний мел?) и гранитно-метаморфический фундамент. Глубина залегания последнего на южном крыле складки составляет 2—3 км, а в центральной части — 6—7 км. Северное крыло сжато и осложнено многоступенчатым широтным взбросом, который фиксируется сейсмологическими, гравиметрическими, космофотогеологическими данными, а на участке Кармракар подтверждается геологическими наблюдениями естественных обнажений. Этот взброс приурочен к границе Центрально-Армянского складчато-глыбового сооружения и мегантиклинория Малого Кавказа [8, 9, 16, 24]. На западе он срезается субмеридиальным линеamentом, выявляемым по космическим данным, а восточнее прослеживается вдоль р. Памбак (см. рис. 1) [18, 24]. В обнажении у с. Кармракар взброс маркируется дайкообразными выходами габбро-порфиритов (рис. 2, разрез В—Г), а чуть дальше — рассланцованными и гидротермально измененными тектонокластами общей мощностью до 500 м; они разделяют крутопадающие породы флишевой формации нижнего — среднего эоцена или известняки верхнего сенона Ширакского хребта и почти вертикально залегающие грубообломочные образования Ленинаканской котловины, имеющие позднеэоцен-олигоценый или, скорее, олигоцен-миоценовый возраст (см. рис. 2, разрезы А—Б, В—Г).

Средняя, сравнительно сильно дислоцированная Севано-Ширакская зона, ограничена крупными межзональными разломами: Овуди-Кармракар-Спитакским и Мумухан-Красар-Дзорагетским (см. рис. 1, 2). Она состоит из двух приразломных антиклиналей, сложенных преимущественно офиолитовыми породами и разделенных Ширакской группой складок. Южная, Кармракарская приразломная антиклиналь (см. рис. 2;

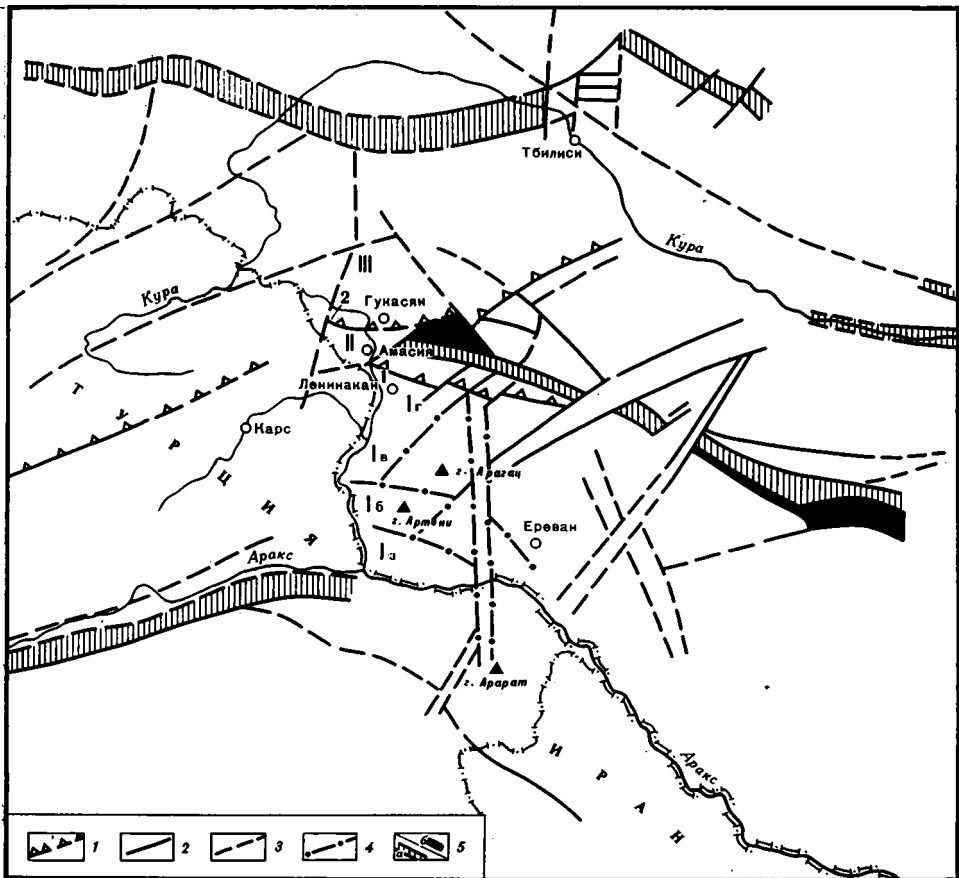


Рис. 1. Схема структурно-геологического дешифрирования космических снимков Закавказья

1 — линеаменты, ограничивающие магантиклинорий Малого Кавказа на северо-западе (Мумухан-Красарский и Овуни-Кармракарский разломы); 2 — линеаменты, проведенные по уверенным космофотогеологическим данным и местами проверенные геологией и геофизикой; 3 — линеаменты, непроверенные; 4 — разломы под неоген-четвертичным покровным комплексом, установленные по геофизическим данным; 5 — приразломные (ограниченные линеаментами) линейные структуры (перистый тип рельефа), развивающиеся в флишеподобных отложениях палеогена и мела (а), в меловых отложениях и в породах офиолитовой ассоциации (б). Римскими цифрами на схеме обозначены: I — Центрально-Армянское складчато-глыбовое сооружение; II — Севано-Ширакская зона; III — Меграшатская меланжевая зона

разрез В—Г, IIа) имеет сильно сжатое юго-восточное и сравнительно полого падающее северо-западное крылья, сложенные соответственно образованиями нижнего — среднего эоцена и мела. В ядре антиклинали шириной 400 м обнажаются породы офиолитовой ассоциации, представленные с севера на юг серпентинизированными перидотитами, сланцеватыми амфиболитами, уралитизированными габбро и крупнозернистыми перидотитами. По простиранию они погружаются под отложения коньяка и эоцена, находящиеся в тектоническом контакте друг с другом. Офиолиты, выступающие в ядре складки, взброшены на туфогенно-терригенный флиш нижнего и среднего эоцена юго-восточного крыла (см. рис. 2, разрез В—Г, скв. 5). Эта свита слагает сильно сжатую и опрокинутую в южном направлении синклираль, которая также взброшена на грубообломочные образования олигоцена (?) — миоцена (?) Ленинканской котловины.

На северном крыле антиклинали сохранились меловые, по-видимому, глубоководные отложения, представленные известняками с линзообразными включениями радиоларитов, которые трансгрессивно перекрыты мелководными зеленовато-серыми песчаниками и песчанистыми извест-

няками коньяка [3, 6]. Выше по разрезу следуют агатоносные базальтовые порфиры нижнего сенона.

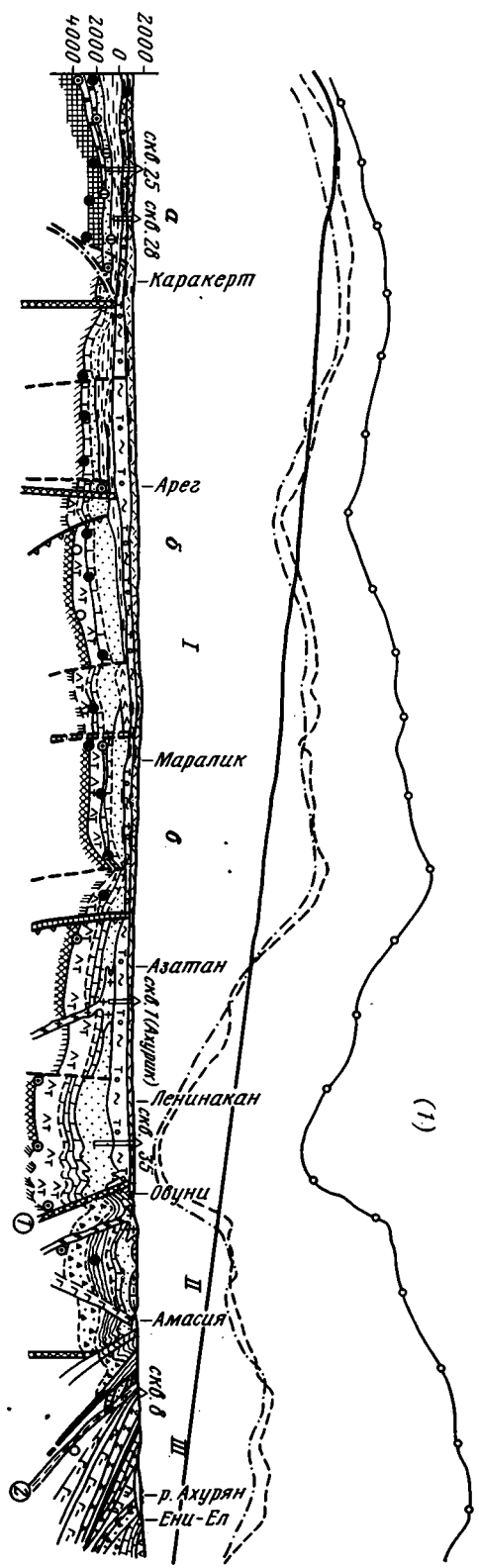
Следующая, Амасийская сложная антиклиналь (см. рис. 2; Пв) также надвинута в юго-восточном направлении. По-видимому, она является структурным продолжением Базумского горста. Внутри антиклинали проходят разломы, сопровождающиеся разнообразными приразломными деформациями, развиты зоны серпентинизации пород, а также сильно перекристаллизованные, метасоматически измененные известняки, пронизанные спилитовыми (?) метасоматитами. Эти породы на отрезке сел Амасия — Дашкерпи слагают склоны ущелья р. Ахурян и по северному (Сипсарскому) разлому приведены в тектонический контакт со слабометаморфизованными образованиями нижнего мела горы Сип. Зона разлома шириной около 20—25 м прослеживается по линии с. Дашкерпи — северные склоны горы Сип и в ущелье р. Ахурян представлена сильно рассланцованными серпентинитами, гидротермально измененными ультраосновными породами.

Ширакская группа структур (см. рис. 2, Пб), развитая в основном в образованиях эоцена, представлена двумя синклиналями (Ширакского хребта и района сел Кети — Лернанцк) и разделяющей их антиклиналью района сел Овуни — Полутли. Эти структуры северо-восточного простирания находятся в тектоническом контакте с вышеописанными горст-антиклиналями, причем синклиналь Ширакского хребта обладает многоступенчато надвинутым северо-западным и сравнительно пологим юго-восточным крыльями (см. рис. 2). Ширакская группа структур и Кармракарская антиклиналь того же простирания пересечены широтным Овуни-Кармракар-Спитакским межзональным разломом (см. рис. 2; 1), вследствие чего на восточном разрезе (см. рис. 2; разрез В—Г) у с. Кармракар породы эоцена Кармракарской антиклинали и на западном разрезе (см. рис. 2; разрез А—Б) у с. Овуни отложения мела Овуни-Полутлинской антиклинали находятся в тектоническом контакте с грубообломочными образованиями олигоцена — миоцена (?) Ленин-аканской котловины. Согласно данным сейсмологии и гравиметрии, на западном разрезе (см. рис. 2; разрез А—Б) Кармракарская горст-антиклиналь и Кати-Лернанцкая синклиналь не проявлены, откуда следует, что Кармракарская зона офиолитов в юго-западном направлении выклинивается.

Решающее значение для понимания взаимоотношений Понтийских и Малокавказских структур имеют данные о зонах нарушений, развивающихся на границе вышеотмеченных структур (см. рис. 1, 2; II), и меланжевой зоны Меграшатского (Мумуханского) хребта (рис. 1, 2; III).

Базум-Амасийская горстообразная субширотная (северо-восток на Амасийском и восток — юго-восток на Базумском участках) структура (см. рис. 2; Пв) и Меграшатский габброперидотитовый массив (см. рис. 1, 2; III) северо-восточного (50—60°) простирания граничат по широкой Мумухан-Красарской системе северо-восточных (60—70°) разломов (см. рис. 2; 2), к которым приурочены выходы кристаллических сланцев, серпентинитов, тектонических брекчий и глин, а также гидротермально измененных пород.

На происхождение пород, выступающих в зоне разлома, имеются различные точки зрения: одни считают их породами кристаллического основания, имеющими докембрийский или герцинский возраст [1, 14, 17], другие — динамометаморфизованными габброидами [23] или меловыми вулканогенными толщами [2], третьи — блоками в зоне меланжа [14, 22], четвертые полагают, что альмандиновые амфиболиты Амасийского района являются составной частью древней океанической коры [1, 4]. Нами установлено, что отмеченные породы (см. рис. 2, разрез А—Б, скв. 6-Дашкерпи), представлены гранат-биотитовыми (10—68 м), кварц-плагиоклазовыми (68—167 м), амфибол-гранатовыми (167—280, 344—376, 404—432 м) и амфиболовыми (280—344, 376—404 м) кристаллическими сланцами. По разлому, представленному зоной тектонокластов, содержащей в основном обломки указанных пород, сцементи-



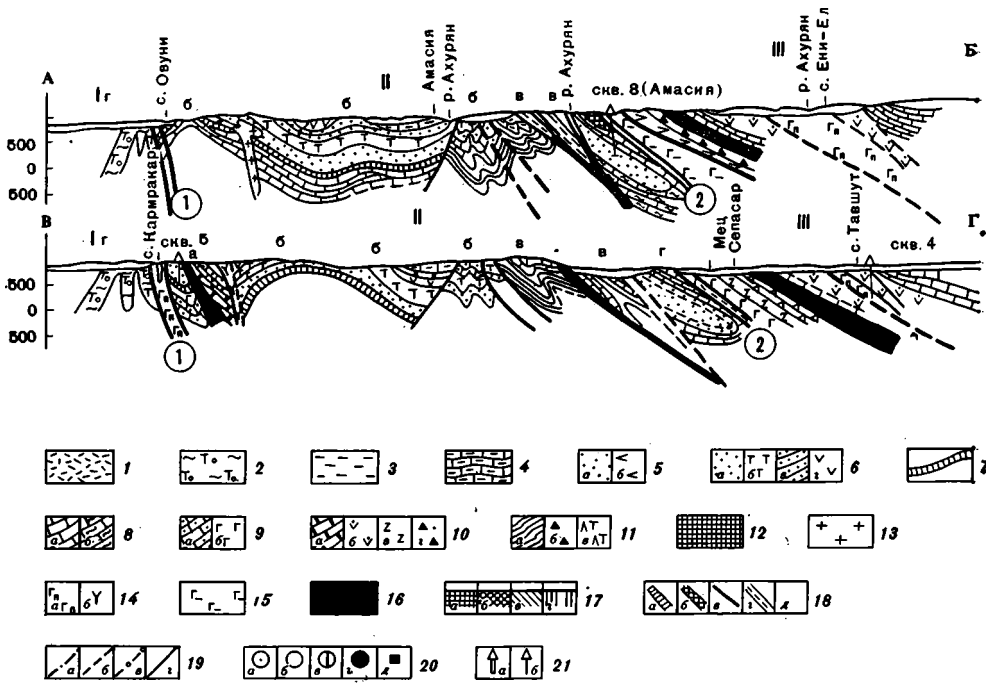
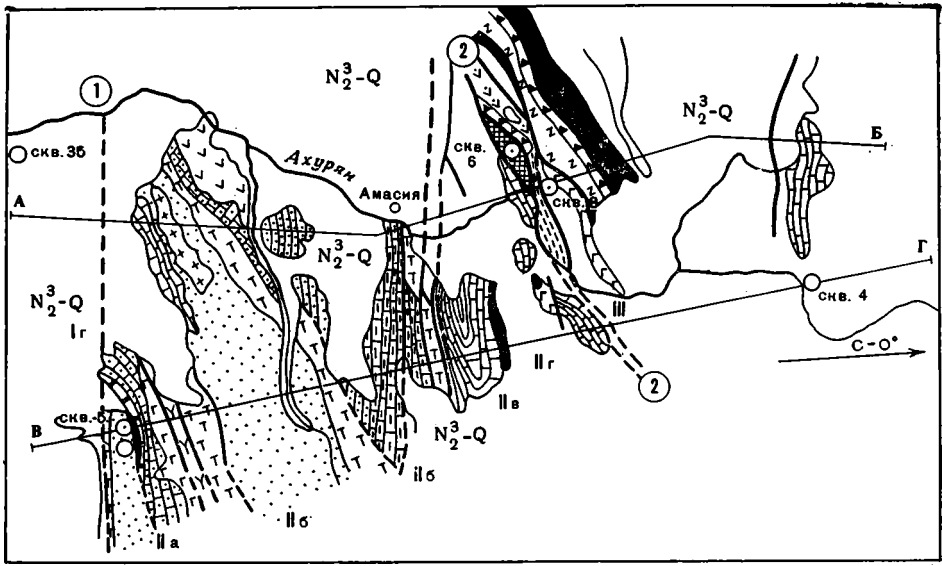


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии сел Каракерт — Ениел (профиль Октемберянский — Гукасянский районы) (см. стр. 109) и геологические разрезы по линиям сел Овуни — Ениел (А — Б), Кармакар — Тавшут (В — Г)

1 — верхний плиоцен — четвертичные вулканогенные образования и озерно-речные отложения; 2 — верхний миоцен: песчаники, алевролиты, глины, туфы, местами грубые конгломераты и вулканические брекчии; 3 — нижний миоцен (октемберянская свита): глины, ангидриты, песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты; 4 — нижний — средний олигоцен: песчаники, известковистые глины, туфогенные песчаники, битуминозные сланцы, аргиллиты, алевролиты; 5 — эоцен — нижний олигоцен: а — переслаивающиеся известняки, песчаники, глины, конгломераты, б — терригенно-вулканогенные образования; 6 — средний эоцен: а — флишеподобные туфопесчаники и туфоалевролиты; б — зеленоватые туффиты, туфоалевролиты, в — чередующиеся туфопесчаники, туфобрекчии, известковистые песчаники, г — толща андезитовых порфиритов с прослоями туфопесчаников; 7 — нижний эоцен: известковистые песчаники, конгломераты; 8 — сенон: а — фораминиферовые известняки, мергели, песчаники, б — те же породы, сильно перемятые; 9 — коньяк: а — песчаники, известковистые песчаники, б — базальтовые порфириты; 10 — турон — нижний коньяк: а — органогенные известняки с линзами радиоляритов, б — песчаники, туфопесчаники, андезитобазальты спилитовой серии, туфы, в — кварцевые, дацитовые порфиры, г — вышеотмеченные породы без подраз-

рованные тектонической глиной (432—450 м), они контактируют с меловыми известняками Амасийского горста, а также с габброперидотитами Меграшатского массива.

В ущелье р. Ахурян, где на поверхности в зоне разлома обнажаются кристаллические сланцы, буровой скважиной (см. рис. 2, разрез А—Б, скв. 8) в всياчем крыле разлома вскрыты следующие породы: метаморфизованные габбро (6—14, 38—50 м), кварцевые диориты (14—26 м), диорит-порфириты (26—38 м), амфиболлизированные габбро (50—132 м), тектонические брекчии и глины, развивающиеся за счет сильно перемятых серпентинитов (132—152 м), туфопесчаники (152—192 м), кварц-карбонатные метасоматиты (192—229 м), брекчированные андазитобазальтовые порфириты (229—295 м), перемятые серпентиниты с включениями порфиритов (295—305 м) и амфиболлизированные габбро (305—310 м).

Ниже буровая скважина подсекла сильно раздробленные и нацело серпентинизированные тектонокластолиты, превращенные в тектонические глины, развивающиеся в зоне крупного межзонального (Мумухан-Красарского разлома). Они содержат обломки кварц-карбонатных и пироксеновых метасоматитов, габбро и среднекислых порфиритов (310—523 м), а также известняков, известковистых песчаников и серпентинитов (523—635 м).

Еще ниже в лежачем крыле разлома скважина подсекла породы мела и эоцена, представленные брекчированными, тонкозернистыми, сланцеватыми фораминиферовыми известняками обломочной текстуры (635—660 м), вулканомиктовыми песчаниками (670—680 м), брекчиями глинистых фораминиферовых известняков (680—715 м), брекчированными кварцитами (730—746 м), гравелитами (768—854 м) и известковистыми аргиллитами (890—923 м). Гравелиты содержат обломки вышележащих фораминиферовых известняков, а также битуминизированных известковистых алевролитов, аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев. Отмеченные породы мела и эоцена переслаиваются с расланцованными и брекчированными серпентинитами, содержащими обломки известняков (660—670, 715—730, 746—768, 854—890 м).

Приведенные данные указывают на то, что кристаллические сланцы Амасийского района, прослеживающиеся в зоне Мумухан-Красарского разлома на расстоянии около 2 км в виде полосы шириной 0,1—1,5 км в ущелье р. Ахурян на глубине выклиниваются, являясь тектоническим отторженцем. Кроме того, наличие гравелитов с обломками вышележащих пород свидетельствует о том, что здесь развивается обратная градационная слоистость и на юго-восточной фронтальной части крупного

деления; 11 — юра (?) — нижний мел (?): метаморфизованные осадочные сланцеватые (а) и вулканогенные (б) толщи, в — апаранская серия — зеленокаменно измененные вулканы основного и среднего составов; 12 — верхний протерозой — нижний палеозой: гранат-биотитовые, кварц-плагноклазовые, амфиболовые и амфибол-гранатовые кристаллические сланцы, кварциты; 13 — гранитоиды, позднепалеогеновые; 14 — габбродиориты, габбро; габбродиабазы (а), андезиты (б), позднепалеогеновые — миоценовые; 15 — габбро, габбродиориты, роговообманковые габбро, троктолиты, диориты, кварцевые диориты, пироксен-плагноклазовые метасоматиты и кварцевые дацитовые порфиры, позднемезозойские; 16 — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, базальтовые порфириты спилит-вариолитовой серии, мезозойские; 17 — кровля «опорного горизонта» (доальпийского гранитно-метаморфического фундамента), выделенная по данным сейсморазведочных (а), сейсмологических (б), электроразведочных (в) и гравиметрических (г) исследований; 18 — разломы, выделенные по сейсмологическим исследованиям (станция «Земля») (а), по данным космоаэрогеологии и гравиметрии (б) и только по данным гравиметрии (в), проверенные (б, в) геологическими исследованиями, г — зоны развития тектонических глин, д — тектонокласты; 19 — кровле аномалии силы тяжести: а — наблюдаемого поля (мелкомасштабная и крупномасштабная), б — поверхности доальпийского гранитно-метаморфического фундамента, в — регионального фона; 20 — точки пересечения изогипсов поверхности доальпийского гранитно-метаморфического фундамента с линией профиля по уверенным (а) и менее уверенным (б) сейсмологическим данным (станция «Земля»), по сейсморазведочным (в) и электроразведочным (МТЗ) (г) данным, д — геоэлектрические границы в осадочном чехле (МТЗ); 21 — буровые скважины профильного изучения (а) и глубинного бурения на нефть и газ (б)

Мумухан-Красарского надвига буровая скважина подсекала опрокинутую синклиналь (см. рис. 2; Пг), возникшую на границе Амасийского горста и Меграшатского меланжа. Она, по-видимому, является структурным продолжением Лорийской крупной и сложной синклинали Севано-Ширакской зоны. Зона пологого надвига (25—30, иногда 40—45°) в северо-восточном направлении (с. Красар) сужается до 40—50 м, а в юго-западном (с. Мумухан) расширяется до 1,5—2 км. Здесь в этой полосе встречаются блоки, размерами от 2×1,5 или 2×0,1 км и мельчайшие обломки, сложенные породами доальпийского гранитно-метаморфического фундамента; сильно рассланцованными преимущественно близвертикально залегающими образованиями мела и эоцена, перемятыми андезитобазальтовыми порфиритами, метасоматически измененными известняками и породами офиолитовой ассоциации. Наряду с ними встречаются также блоки, состоящие из пород верхнего мела, содержащие продукты размыва ультраосновных пород, причем все вышеотмеченные образования считаются [22] оболочкой меланжа, захваченной в процессе позднейших тектонических движений.

Зона Мумухан-Красарского разлома на космических фотоснимках (см. рис. 1, 2) от с. Красар в северо-восточном направлении прослеживается через с. Гукасян, Карахачский перевал и по бассейну р. Дзорает под острым углом пересекает зону Северного надвига Базумского горста. В юго-западном же направлении разлом пересекает образования Амасийского горста, а также зону развития габброидов, основных метасоматитов и кварцевых дацитовых порфиров Меграшатского габброперидотитового массива. На юго-западе (с. Мумухан) зона серпентинитового меланжа указанного массива надвинута на мезозойско-кайнозойские образования Ширакского хребта.

Меграшатский габброперидотитовый массив, по мнению ряда исследователей [1, 2, 23], внедрялся в изоклиналиную складку, сложенную породами сенона и эоцена. Ряд исследователей [13] считают, что гипербазиты образовались в связи с длительным развитием зоны глубинного разлома. Другие эту зону выделяют как альб-нижнесенонский офиолитовый трог, осложненный дат-палеоценовыми чешуйчатыми надвигами [6, 7, 20], или как тектоническое месиво типа цветного меланжа [10, 12, 22].

В ущелье р. Ахурян с юго-востока на северо-запад отмеченный массив представлен перемежающимися габброидами и основными метасоматитами (см. рис. 2, скв. 8), дацитовыми кварцевыми порфирами, зоной разлома, серпентинизированными ультраосновными породами (зона серпентинитового меланжа) и известняками, находящимися друг с другом в тектоническом контакте и прослеживающимися в северо-восточном (50—55°) направлении с падением на северо-запад 290—340°, под углом 22—55°.

Известняки описываемого массива занимают водораздельную часть Меграшатского хребта и, по палеонтологическим данным, относятся к верхнему мелу [2]. При этом породы эффузивно-кремнистой формации с размывом перекрываются терригенными породами верхнего коньяка и известняками сантона — верхнего сенона [20, 21].

Зона серпентинитового меланжа представлена серпентинитами, серпентинизированными гипербазитами (перидотитами с линзами и пластообразными залежами дунитов), базальтовыми порфиритами спилит-вариолитовой серии и рассланцованными серпентинитами, залегающими под углами 22—50°.

Зона разлома мощностью 27—30 м, проходящая на границе отмеченных ультраосновных пород и кварцевых дацитовых порфиров, в верхней части представлена тектонокластами, сложенными обломками «полированных» серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, сцементированными продуктами механического дробления, размельченными до пелитового размера. В нижней части зона разлома сложена сильно рассланцованными серпентинизированными, пронизанными кварцевыми

прожилками, брекчиями (тектоническими) и гидротермально измененными породами.

Следующая зона описываемого массива, нижняя часть которой подсечена скважиной (см. рис. 2, скв. 8), представлена пироксен-плагноклазовыми метасоматитами, основными интрузиями (габбро, габбропорфириты), роговообманковые габбро, троктолиты, диориты, кварцевые диориты) и вышеотмеченными кварцевыми дацитовыми порфирами.

Этот массив в северном направлении по падению погружается под неоген-четвертичный покровный комплекс. Здесь буровой скважиной (см. рис. 2, разрез В—Г, скв. 7-Тавшут) под выходами сенонских известняков подсечены следующие породы: тонкозернистые фораминиферовые известняки с фауной сантона—кампана (104—175 м); зона разлома, сложенная окатанными обломками известняков (175—185 м) и расланцованными, местами раздробленными, измененными вулканогенными породами сургучного цвета (185—200 м); андезитобазальты спилитовой серии (200—507 м); кварцевые дацитовые порфиры (507—730 м); туфы, чередующиеся с андезитовыми порфиритами (730—925 м), кварцевые диабазовые порфириты (930—974 м); порфиридные габбродиориты, диабазы (974—1200 м).

Эти породы разбиты многочисленными трещинами с углами падения 40—45°, которые местами сгущаются и слагают зоны разломов мощностью 14—15 м, по которым многоступенчато надвинуты на известняки Меграшатского массива. Почти по всему разрезу этого массива породы сильно брекчированы и в целом слагают мощную зону развития крупных тектонических брекчий, т. е. зону меланжа. По-видимому, многоступенчато и почти непрерывно развивающиеся надвиги и связанные с ними зоны брекчирования пород сопровождалась метасоматическими изменениями с образованием крупных тел метасоматитов.

Зона меланжа по простиранию в северо-восточном направлении погружается под неоген-четвертичный покровный комплекс Гукасянского плато Джавахетского хребта и Лорийского плато, а также образования зоцена Лорийской синклинали и, по-видимому, ее структурное продолжение представлено системой северо-восточных сдвиговзбросов. По ним в тектонический контакт приведены Локский субширотный и Алавердский северо-западный антиклинорий, придающие дугообразную форму мезозойской Сомхето-Карабахской зоне мегантиклинория Малого Кавказа [26].

Изложенный выше материал и региональная экстраполяция позволяют сделать следующие выводы.

Определяющие элементами структуры северо-западной части Малого Кавказа являются Мумухан-Красар-Дзорагетская северо-восточная и Овун-Кармракар-Спитакская широтная системы надвигов и взбросов. Первая из них развивается на границе Меграшатского габброперидотитового массива и Севано-Ширакской зоны мегантиклинория Малого Кавказа, а вторая — на границе Севано-Ширакской и Центрально-Армянской зон, которые многоступенчато надвинуты в юго-восточном направлении.

Заключенные между этими системами разломов структуры Севано-Ширакской зоны, а также Кармракарский и Амасийский (Ширако-Зангезурский и Севано-Амасийский) [7, 20] офиолитовые пояса в результате надвигания блоков в юго-западном направлении меняют простирание с северо-западного (Базумская группа структур) на северо-восточное (Ширакская группа структур), срезаются этими разломами и в юго-западном направлении, сужаясь, постепенно выклиниваются.

По Мумухан-Красар-Дзорагетской системе разломов приведены в тектонический контакт два разноориентированных и разнопостроенных пояса — дугообразный Базум-Амасийский, или Амасийско-Севано-Акеринский, и северо-восточный Северо-Анатолийский.

Первый на Амасийском участке характеризуется сжатыми и опрокинутыми изоклинальными складками, широким развитием серпентинитовых приразломных зон мощностью до 25 м и сильно перекристаллизованных, метасоматически измененных меловых известняков, пронизанных

спилитовыми метасоматитами, а второй — широким развитием пологозалегающих, надвинутых друг на друга в юго-восточном направлении мощных (до 600 м) зон серпентинитового меланжа, габброидов, вулканогенных образований спилит-вариолитовой серии, сравнительно свежих известняков верхнего сенона и разнохарактерных тектонокластов, в целом слагающих сильно перемятую и раздробленную мощную зону меланжа. Она, согласно современным представлениям [19], развивается в образованиях древней океанической коры. Наличие в пределах Базум-Амасийского горста узких сжатых приразломных многоступенчато надвинутых складок, проявленных как в мезозойских, так и в эоценовых образованиях, прослеживающихся вдоль падающих навстречу друг другу главных разломов, ограничивающих эту структуру [26], указывает на то, что этот горст сформировался на месте длительно развивающегося океанического трога [7, 20] или залива [10] в результате многократного чередования компрессии и раскрытия.

Структурное продолжение Меграшатской зоны меланжа, слагающее одну из ветвей Северо-Анатолийской системы офиолитовых поясов северо-восточнее Джавахетской системы разломов, по-видимому, представлено пограничной полосой Артино-Сомхетской глыбы [15, 17] и мегантиклинория Малого Кавказа. Указанные структуры субширотного и северо-западного простираний приведены в тектонический контакт по системе многостадийно развивающихся северо-восточных сдвиговзбросов и надвигов.

Таким образом, многостадийно развивающимися сдвиговзбросами и надвигами, прослеживающимися в юго-восточной фронтальной (Меграшат-Локской) части зоны домезозойского и мезозойско-кайнозойского меланжа, обусловлено изменение простирания структур с северо-западного на северо-восточное, и замыкание мегантиклинория Малого Кавказа. Северо-восточнее Джавахетского хребта зоны этих разломов трансгрессивно перекрываются терригенно-вулканогенными породами эоцена, а юго-западнее на эти породы надвинуты офиолиты.

На границе вышеотмеченных структур, формирующих дугообразный изгиб мегантиклинория Малого Кавказа и образовавшихся в процессе сжатия и надвигания структур в юго-восточном направлении, развиваются Арарат-Лалварская и Джавахетская системы субмеридиональных транскавказских разломов. Они контролируют площади распространения неоген-четвертичного вулканизма (Араратский и Арагацкий щитовидные массивы, Джавахетский и Абдул-Самсарский субмеридиональные хребты).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1980. 330 с.
2. Абовян С. Б., Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Геология, рудоносность и минералогическо-геохимические особенности пород Амасийского рудного района Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1971, т. XXVI, № 4, с. 96—98.
3. Акоюн В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1978. 287 с.
4. Арутюнян А. Р. Особенности блокового строения и структурного плана поверхности эпипайкальского основания центральной и северо-западной части Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1976, т. XXIX, № 3, с. 11—23.
5. Архипов И. В., Муратов М. В. Область альпийской складчатости.— В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 219—240.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 340 с.
7. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 3, с. 3—21.
8. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктурная Армянской ССР. Ереван: Изд-во ЕрГУ, 1981. 270 с.
9. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении.— Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—133.
10. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитовых поясов Малого Кавказа и зон его обрамления. Тез. докл. II семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, 1980, с. 26—27.
11. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. М.: Недра, 1967. 75 с.

12. *Книппер А. Л.* Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— *Геотектоника*, 1971, № 5, с. 11—26.
13. *Меликян Л. А., Паланджян С. А., Чибухчян З. А., Вартазарян Ж. С.* К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— *Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле*, 1967, т. XX, № 1, 2, с. 21—41.
14. *Меликсетян Б. А., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив).— *Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле*, т. XXXVII, 1984, № 1, с. 3—22.
15. *Милановский Е. Е., Короновский Г. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 279 с.
16. *Оганесян Ш. С.* Гравитационное поле и его геологическое истолкование.— В кн.: *Геология Армянской ССР. Т. X. Геофизика*. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, с. 49—83.
17. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 443 с.
18. *Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов.— *Геотектоника*, 1983, № 1, с. 3—13.
19. *Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Штрейфс Н. А.* Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое. Доклады 27-й сессии МГК. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984, с. 3—9.
20. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 168 с.
21. *Сатиан М. А.* Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд-во АрмССР, 1984. 195 с.
22. *Соколов С. Д.* Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ).— *Геотектоника*, 1974, № 1, с. 69—77.
23. *Татевосян Ш. С.* Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района Армянской ССР.— *Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат., еств. и техн. наук*, 1951, т. IV, № 2, с. 127—134.
24. *Туманян Г. А.* Глубинная структура земной коры на космических изображениях.— *Исслед. Земли из космоса*, 1983, № 5, с. 32—39.
25. *Туманян Г. А.* Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа — Берд).— *Геотектоника*, 1983, № 4, с. 99—110.
26. *Туманян Г. А.* О тектонике Арарат-Далварской зоны сочленения разнохарактерных структур.— *Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле*. 1984, № 4, с. 89—90 (депонирован в ВИНТИ. 35 с).
27. *Тектоническая карта Европы и смежных областей/Под ред. Ханна В. Е. Леонова Ю. Г. М., 1979.*

Управление геологии Армянской ССР,
Ереван

Поступила в редакцию
11.III.1984

УДК 551.24

НИКОЛАЕВ В. Г.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

На основании сейсмических разрезов и других геологических данных рассмотрено строение осадочного выполнения Байкальского, Танганьики, Киву, Верхнерейнского грабенов. Нигде в грабенах не наблюдается сильных пликтивных дислокаций, но широко развиты высокоамплитудные дизъюнктивы. Во всех структурах установлено двухстадийное развитие. Для раннего этапа характерно конседиментационное опускание с мелководными условиями осадконакопления. Поздний этап, как правило, отличается заполнением осадками доседиментационного рельефа в виде глубоководных котловин (Байкал, Танганьика), но иногда бывает конседиментационным (Верхнерейнский грабен). В рифтовых зонах на участках распространения мощного осадочного выполнения отсутствуют проявления вулканизма. Рассмотренные континентальные рифты отличаются по строению осадочного выполнения и условиям его формирования как от океанических рифтов, так и от некоторых континентальных рифтов (Рио-Гранде).

Байкальская, Танганьикская и Рейнская рифтовые зоны являются тектонотипами рифтов [4, 12—14 и др.]. Они обладают сходными глубинным строением коры, морфологией поверхностных структур и другими характеристиками. Проведенное в последние годы исследование осадочного выполнения рифтовых зон позволяет осветить историю их формирования.

Впадина оз. Байкал является наиболее крупной структурой в Байкальской рифтовой зоне [17, 19 и др.]. Она расположена в центральной части зоны, имеет максимальные мощности осадочных комплексов, практически лишена вулканизма и лучше всего изучена [3, 6, 10 и др.].

В пределах акватории оз. Байкал по результатам НСП выделены три грабена, разделенные горстообразными поднятиями [16]. По простиранию с юга на север грабены кулисообразно подставляют друг друга. Они асимметричны: северный борт у них крутой с углами наклона до 60—70°, а южный более пологий, и здесь углы наклона составляют максимум 15—20°.

В осадочном выполнении впадины выделены четыре сейсмокомплекса. Самый нижний (I) отвечает миоцену — нижнему плиоцену и характеризуется полупрозрачной записью. Осадки вышележащего сейсмокомплекса (II) датируются средним — верхним плиоценом¹. Слои комплекса наклонены под углами 10—15°. Следующий выше по разрезу сейсмокомплекс (III) сопоставляется с отложениями эоплейстоцена — нижнего плейстоцена. В нем слоистость выражена очень хорошо и углы наклона не превышают первых градусов. Самый верхний сейсмокомплекс (IV) отвечает средне- и верхнеплейстоценовым осадкам. Залегание слоев здесь практически горизонтальное.

Основное структурное несогласие проходит между II и III сейсмокомплексами, т. е. отвечает рубежу антропогена — неогена. Оно хорошо выражено в бортовых частях грабенов и на поднятиях и уменьшается, а иногда и совсем исчезает в наиболее прогнутых частях структур. Несогласие позволяет разделить неоген-антропогеновый чехол на два структурных комплекса.

¹ В стратиграфии кайнозоя района Байкала употребляется средний плиоцен, по схеме МСК 1978 г., что соответствует нижнему плиоцену стратиграфической шкалы Тетиса.

Максимальная мощность неоген-антропогеновых отложений (от акустического фундамента до поверхности дна) в Байкальской впадине составляет 3,0—3,5 км. Наибольшие значения приурочены к центральным частям Южно- и Центрально-Байкальского грабенов. В Северо-Байкальском грабене мощность отложений составляет 1,5—2,0 км. Сокращенные мощности отмечаются для горстов Академического хребта и Посольского (соответственно 1,0 и 0,5 км). Мощность нижнего структурного комплекса имеет максимальные значения в Южно- и Центрально-Байкальском грабенах. Осадки этого комплекса практически отсутствуют в Северо-Байкальском грабене [16]. Отложения верхнего структурного комплекса с максимальными мощностями расположены в Северо-Байкальском грабене, а в южных частях Байкальской впадины его мощности сокращаются.

Байкальская впадина заложилась в раннем миоцене (возможно, отдельные участки в палеогене). В течение неогена впадина испытывала конседиментационное погружение. В это время за счет медленного дифференцированного опускания формировались пологие структуры, осложненные разломами и флексурами. О конседиментационном развитии свидетельствует постепенное уменьшение углов наклона слоев вверх по разрезу; постепенное утонение отдельных горизонтов от крыльев к сводам мелких положительных структурных форм. Конседиментационным было развитие крупных сбросов по северным и северо-западным бортам структур, что хорошо фиксируется по слоям, прислоняющимся к плоскости сброса, по другую сторону которой расположен акустический фундамент (скорее всего докембрийские кристаллические породы). Слои осадочного чехла под разными углами прислоняются к плоскости сброса, но углы постепенно уменьшаются вверх по разрезу, тогда как мощности слоев остаются практически без изменений. При постседиментационном развитии разлома слои чехла должны были испытать наклоны, одинаковые по всему разрезу.

Антропогеновый этап развития Байкальской впадины характеризуется резкими импульсами опусканий по бортовым разломам, в результате которых формировались глубокие (а во время самого последнего импульса — глубоководные) котловины, впоследствии заполнявшиеся осадками. Слои верхнего структурного комплекса по северо-западным бортам грабенов прислоняются к подстилающему субстрату, а по юго-восточным бортам наблюдается небольшое утонение отдельных горизонтов, т. е. при заполнении котловин осадками происходило небольшое конседиментационное прогибание без разрывных нарушений. Роль последнего при формировании структур несоизмеримо мала по сравнению с резкими доседиментационными опусканиями по сбросам.

Таким образом, при анализе строения неоген-антропогеновых отложений в развитии Байкальской впадины выделяются два крупных различных по своему стилю этапа. Это подтверждает представления Н. А. Флоренсова [19, 20] и Н. А. Логачева [10, 11] о двухстадийном развитии Байкала, сделанные на основании литологии осадков впадины и геоморфологии района.

Грабены Танганьика и Киву, приуроченные к одноименным озерам, принадлежат к Танганьикской зоне западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы [1, 14].

В грабене Танганьика развито наиболее мощное ($> 1,5$ км) осадочное выполнение неоген-антропогенового возраста. Длина грабена составляет около 600 км при ширине от 10 до 70 км. Максимальные глубины достигают 1470 м в котловине Южной Танганьики, причем они приближены к западному борту. Грабен разделен на три грабенообразные мульды горстовыми поднятиями Банза и Макали. Мульды имеют крутые западные крылья (до $60\text{--}70^\circ$) и пологие восточные ($20\text{--}30^\circ$).

Сейсмические разрезы, отработанные в центральной части оз. Танганьика и охватившие подводное поднятие Макали и прилегающие участки средней и южной котловины [24], позволяющие качественно оценить внутреннюю структуру осадочных отложений. Осадки залегают почти

недеформированно. В наиболее прогнутых частях мульд углы наклона слоев близки к горизонтальным. Слои полого воздымаются к бортам и межмульдовой перемычке. Около восточного борта и горста углы наклона не превышают 10° , а вблизи западного борта и разрывных нарушений они достигают нескольких десятков градусов. Наличие линзовидных тел с хаотической записью мощностью около 100—200 м позволяет предположить, что среди глинистых осадков присутствуют грубозернистые породы аллювиального генезиса. Такие прослои известны в береговых обнажениях [8]. По мере приближения к поднятиям слои испытывают постепенное утонение, а на сводах отдельных мелких положительных структур часто полностью выклиниваются (рис. 1, а). В сторону западного борта (отрезки профилей в районах г. Моба и Тембве) слои не изменяют свою мощность и скорее всего испытывают прислонение к плоскости сброса. В самой верхней части разреза выделяется маломощный комплекс (до 300—350 м), слои которого прислоняются к отложениям нижележащего комплекса. Верхний комплекс расположен в центральных частях мульд. По данным донных трубок, он представлен глинистыми илами с диатомовыми [24]. По подсчетам тех же авторов скорость осадконакопления для этого комплекса составляет 50 см за тысячу лет.

По данным Н. А. Логачева [1], осадочные отложения района лучше всего изучены на северном ограничении оз. Танганьика, где он широко распространен в долине р. Рузизи, соединяющей оз. Танганьика и Киву. В них выделены две разделенные несогласием толщи. Нижняя из них представлена чередованием глинистых песчаников, нередко интенсивно ожелезненных, гравелитов и глин с растительными остатками. Датируется она верхним неогеном. Верхняя толща состоит из переслаивания песков, гравия и галечника и содержит обильные скопления моллюсков. Ее возраст определяется как плейстоцен. Таким образом, можно сопоставить два комплекса, выполняющих подводную часть оз. Танганьика, и две береговые толщи.

На подводных поднятиях отложения нарушены многочисленными сбросами с субвертикальными плоскостями. На сейсмических разрезах можно выделить две генерации сбросов (см. рис. 1, а). В одной опущено северное крыло и здесь слои подходят к плоскости сброса без подворота с очень слабым утонением. Вероятно, сбросы конседиментационные. В другой генерации опущено южное крыло, при этом слои опущенного крыла испытывают резкий подворот кверху и углы наклона слоев достигают $15\text{--}20^\circ$, а изменения мощности между отдельными горизонтами не происходит. Следовательно, можно предположить, что сбросы второй генерации постседиментационные.

Озеро Киву расположено к северу от оз. Танганьика на расстоянии примерно 150 км. Оно не обладает четко выраженной линейностью, характерной для других озер Восточно-Африканского рифта. По мнению Е. Е. Милановского [14], такая форма озера вызвана перекрытием стока вод озера на север и поднятием зеркала озера на первые сотни метров. Озеро Киву состоит из двух линейных субмеридионально вытянутых котловин (Калехе и Восточной), которые на севере сливаются и образуют изометричный Северный бассейн. Котловины разделены о-вом Иджви. Максимальные глубины приурочены к Северному Бассейну и превышают 400 м. Осадочное выполнение распространено примерно по изобате 300 м.

В структурном плане впадина оз. Киву представляет собой два субмеридиональных грабена — Калехе и Восточный, разделенных горстообразным поднятием Иджви. В северной части они глубоко погружены и перекрыты более молодыми отложениями, слагающими Северную мульду. Последняя имеет округлую форму и от нее отходят небольшие структурные заливы, вытянутые по простиранию грабенов.

Мощность отложений колеблется от 200—400 м на бортах до 600—700 в центральных частях отрицательных структур, но может быть и больше, так как в последних акустический фундамент не прослежен. Слои осадков залегают горизонтально в наиболее прогнутых частях

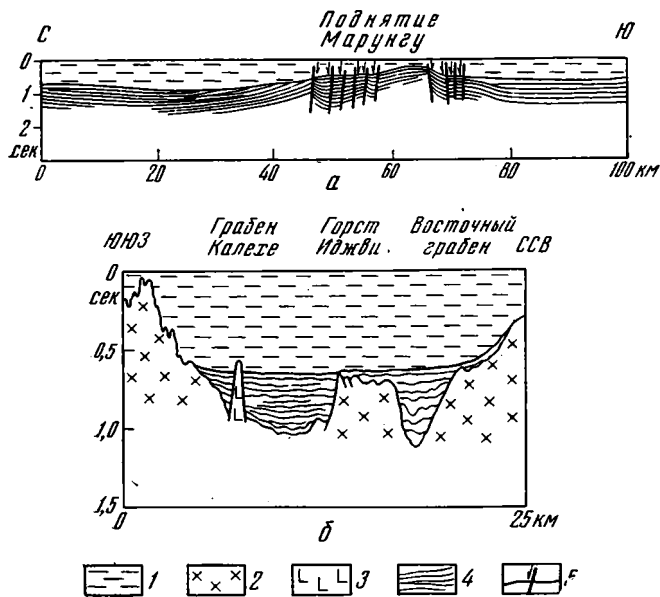


Рис. 1. Интерпретация сейсмических разрезов: а — через оз. Танганьика (по [24]); б — через Северный бассейн оз. Киву (по [23])
 1 — водный слой; 2 — донеогеновое основание; 3 — антропогеновая дайка; 4 — сейсмические горизонты; 5 — предполагаемые современные сбросы с указанием смещенного вниз крыла

структур и слабо воздымаются к их бортам до 5—10°. Более крутые углы наблюдаются в зонах разломов (до 45—50°).

В отложениях выделены два комплекса, разделенных угловым несогласием, не превышающим первые градусы. Нижний из них выполняет грабены и отсутствует на горсте Иджви. Может быть, ему соответствуют маломощные отложения, заполняющие небольшие эрозионные понижения на бортах горста. Нижний комплекс в целом и слагающие его слои осадков испытывают постепенное утонение от центральной части грабенов к его бортам (рис. 1, б). При наличии сброса на востоке грабена Калехе слои нижнего комплекса ограничиваются его плоскостью. Отсутствие четкой сейсмозаписи около плоскости сброса позволяет предположить их крутой наклон ($>30^\circ$) и сделать вывод о постседиментационном опускании по сбросу. Близкая картина для нижнего комплекса наблюдается в Восточном грабене. Верхний комплекс отложений распространен в Северной мульде и перекрывает погруженную часть горста Иджви. Его слои залегают практически горизонтально, а в нижней части разреза испытывают либо прислонение к кристаллическим породам фундамента, либо налегают на неогеновые осадки. В левой стороне рис. 1, б слои верхнего комплекса полого воздымаются по склону. Здесь же присутствуют антропогеновые дайки. Одна из них показана на рисунке, другие отмечены в береговых обнажениях [1]. Самые верхние слои верхнего комплекса полностью параллельны рельефу дна озера.

Учитывая, что в течение позднего неогена — плейстоцена осадконакопление в озерах Танганьика и Киву происходило в одинаковых условиях, а в отдельные периоды они образовывали единый бассейн [8], можно предполагать соответствие комплексов отложений, выделенных в оз. Киву, комплексам оз. Танганьика. Нижний комплекс оз. Киву отвечает верхнему неогену, а верхний — плейстоцену. Это подтверждается расчетами скоростей осадконакопления в оз. Киву [25].

Грабены Танганьика и Киву заложились в миоцене. В течение позднего миоцена — плиоцена территория испытывала дифференцированное конседиментационное прогибание и накапливались осадки озерного гене-

зиса. Прогибание осложнялось сбросами, сосредоточенными по бортам структуры и на внутренних поднятиях. В это же время на соседних участках (район Букаву и др.) происходило извержение лав преимущественно основного состава. Примерно на рубеже неогена—антропогена дно бассейнов резко опустилось, причем в некоторых случаях по крутым разломам. Амплитуда опускания составила около одного километра. Образовавшиеся относительно глубоководные котловины заполнялись осадками, слои которых прислонялись к подстилающему субстрату. Именно в это время сформировался структурный план грабен. В конце плейстоцена в основном на межграбренных перемычках, но частично и на территории грабенов прошел еще один импульс вулканической активности с накоплением резко дифференцированных вулканитов (основные — ультраосновные и кислые — ультракислые). Синхронно с этим импульсом в грабенах сформировались постседиментационные сбросы. Амплитуды опускания по ним в конце плейстоцена составила первые сотни (до 500) метров. Воздымание плеч грабенов за плейстоцен оценивается в 1000—1500 м [14 и др.]. Б. Кинг [9] подчеркнул, что морфология кайнозойских рифтов Восточной Африки является главным образом результатом плейстоценового сбросообразования. Тогда же поднялось зеркало озер Киву и Танганьика и они приобрели современный облик.

Близкое развитие испытывали и другие крупные грабены западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы: озера Альберт, Эдуард и др. [14]. Максимальная мощность осадков отмечается в грабене оз. Альберт (около 3,0 км). Возможно, его развитие началось еще в миоцене.

Верхнерейнский грабен занимает центральное положение в Рейнской рифтовой системе [4, 14, 26 и др.]. Его длина составляет около 300 км при ширине 30—40 км. Грабен ограничен протяженными разломами, суммарная амплитуда движений по которым оценивается в 4,0—5,0 км [2, 14 и др.]. Структура выполнена кайнозойскими осадочными породами мощностью до 3,0—3,5 км. Э. Гийемо [2] для центральной части грабена указывает мощность кайнозоя 5,5 км (возможно, сюда отнесены и осадочные толщи мезозоя). Вулканиты известны на двух участках: щелочно-ультраосновные породы Кайзерштуля (16—18 млн. лет) и щелочные базальтоиды Фогельсбергского «щита» (миоцен с максимальной интенсивностью извержения в интервале 13—16 млн. лет).

Кайнозойские отложения с базальными горизонтами в основании с угловым несогласием залегают на различных горизонтах юры — триаса, а местами на пермских образованиях. Меловые породы на территории грабена неизвестны. Мезозойский комплекс пород имеет платформенный характер и распространен как внутри Верхнерейнского грабена, так и за его пределами.

Кайнозойские отложения по своему распространению и наличию очень небольшого несогласия делятся на два комплекса. Нижний из них, относимый по возрасту к палеогену — нижнему миоцену, представлен самыми разнообразными осадочными породами, включая калийные соли. Верхний комплекс, датируемый плиоценом — антропогеном, сложен преимущественно галечниками, гравием, песками, глинами, в его верхней части появляются лёссы. Породы верхнего комплекса часто залегают на различных горизонтах нижнего комплекса.

Кайнозойские отложения в центральной части Верхнерейнского грабена залегают практически горизонтально, слабо воздымаясь к бортам до первых градусов. По простиранию грабена наблюдается общий наклон слоев к северу, который также не превышает первых градусов. Только в районах, где развита соляная тектоника, углы наклона слоев увеличиваются до 20—30°. Такие же, а иногда и более крутые залегания, отмечены в зонах разломов.

Разломы, широко развитые в Верхнерейском грабене, имеют преимущественно северо-северо-восточное простирание и протягиваются почти на всю его длину. По своим характеристикам они относятся к нормальным сбросам с амплитудой от первых сотен метров до нескольких

километров и углами наклона плоскостей от 50 до 70°. Плоскости сбросов падают от бортов к осевой зоне грабена, часто разветвляясь. Иногда основные сбросы осложнены компенсационными сбросами с противоположным падением плоскости сместителя (рис. 2). По данным бурения и сейсмических исследований, некоторые разломы прослежены до глубины 7,0 км без изменения наклона плоскости сброса [14].

Суммарная мощность кайнозойских отложений по всей протяженности грабена примерно одинакова. Однако если взять отдельные стратиграфические горизонты, то намечается резкое различие в распределении их мощностей (рис. 3). Мощность отложений нижнего олигоцена (отражающая тенденцию нижнего палеогенового комплекса) дифференцирована. На юге ее значения превышают 1000 м в небольшой Мюлуз-

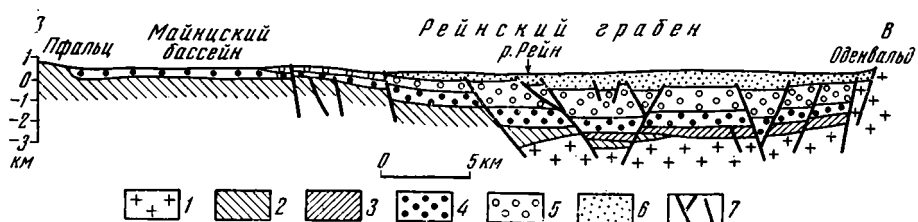


Рис. 2. Геологический профиль через северную часть Верхнерейнского грабена (по К. Ситлеру из [14])
1 — кристаллический фундамент; 2 — пермь; 3 — юра; 4 — палеоген; 5 — миоцен; 6 — плиоцен — плейстоцен; 7 — разломы

ской мульде, и слои нижнего олигоцена прислоняются к поверхностям смещения разломов. Северо-восточнее г. Страсбурга мощности сокращены до 600—700 м, и только в небольшой брахисинклинали они увеличены до 900 м. На этом участке мощности контролируются основными бортовыми разломами. Далее к северу по простиранию грабена мощности нижнего олигоцена постепенно сокращаются до полного выклинивания. В районе г. Франкфурт отложения нижнего олигоцена имеют мощность 50—60 м. Вкост простирания грабена осадки палеогенового комплекса постепенно утоняются (см. рис. 2). В южном и центральном сегментах грабена по рисовке изопахит прослеживается осевая зона сокращения мощностей нижнего олигоцена.

Мощность отложений нижнего миоцена распределена иначе. Максимальные значения до 1500 м и больше известны в северной части грабена (Гейдельбергская мульда). Уже южнее г. Страсбурга величины не превышают 200—300 м. Как по простиранию грабена, так и вкост его, мощности нижнего миоцена постепенно сокращаются, подчиняясь рельефу поверхности подстилающего комплекса. Так же ведут себя мощности плиоценовых осадков. В Гейдельбергской мульде они составляют около 600 м и довольно быстро сокращаются до 100—200 м к бортам грабена, к его северной оконечности и центральному сегменту.

Антропогеновые отложения распространены по всей площади грабена, но по максимальным значениям мощностей (200—300 м) выделяются только два участка: Гейдельбергская и Мюлузская мульды. На остальной территории мощности не превышают первой сотни метров. Антропогеновые осадки преимущественно заполняют эрозионные формы рельефа.

Кайнозойская история развития Верхнерейнского грабена, по мнению многих исследователей [7, 14, 21 и др.], представляется следующим образом. На его территории в течение перми — юры накапливались платформенные отложения. В меловое — раннепалеогеновое время произошло поднятие и частичная денудация. Поднятие сопровождалось вулканической активностью, проявившейся на сопредельных площадях. Верхнерейнский грабен заложился в эоцене на эродированной поверхности мезозойского чехла. В раннем — среднем эоцене в районе Мюлузской мульды накопились маломощные озерные осадки. В позднем эоцене прогибание усилилось и образовались две крупные мульды. Конгломераты, развитые

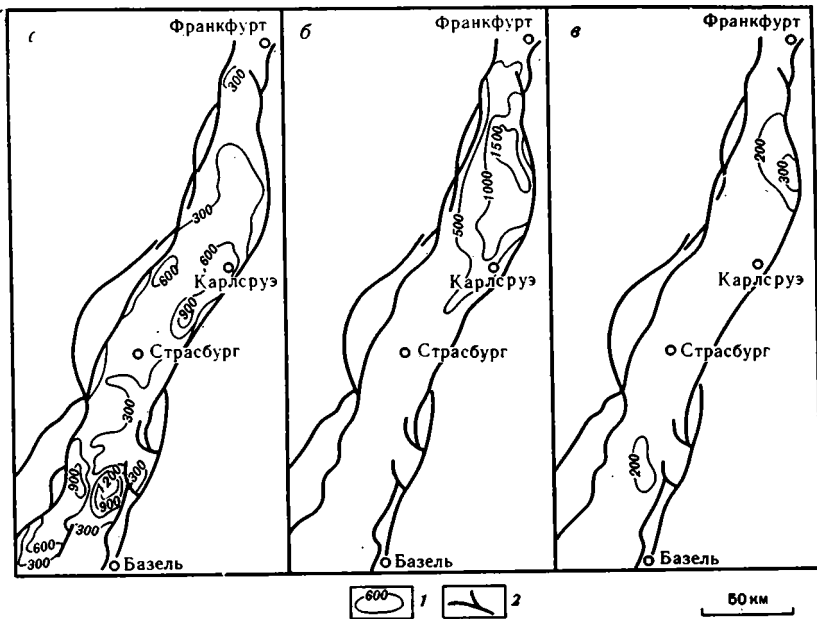


Рис. 3. Схемы распределения мощностей осадков Верхнерейнского грабена (по [25])
а — нижний олигоцен; *б* — нижний миоцен; *в* — плейстоцен; 1 — изопахиты в м; 2 — основные разломы

вдоль их бортов, свидетельствуют о конседиментационном относительно опускании [14]. В раннем олигоцене область погружения еще более расширилась и захватила северный сегмент. Погружение шло дифференцированно и сопровождалось развитием конседиментационных сбросов [22]. В позднем олигоцене погружение замедлилось. Весь палеогеновый этап характеризовался конседиментационным опусканием с существованием относительно приподнятых участков. Наклоны слоев палеогенового комплекса были созданы преимущественно за счет дифференцированного прогибания и движений по разломам.

В начале миоцена (аквитан) прогибание сместилось к северу. Здесь накапливались лагунные осадки большой мощности. В течение среднего миоцена—раннего плиоцена территория грабена испытывала относительное поднятие и эрозионный размыв ранее накопившихся осадков. С этим периодом синхронно развитие вулканизма (Кайзерштуль и Фогельсберг). Середина плиоцена характеризовалась возобновлением дифференцированного погружения в Гейдельбергском сегменте грабена, которое контролируется сдвиговыми движениями [7]. Опускание продолжается в течение позднего плиоцена. Скорость осадконакопления была достаточно велика и за плиоцен накопилось около 1000 м озерных и аллювиальных осадков. В антропогене погружение охватило всю территорию грабена. Осадконакопление шло в условиях широкой аллювиальной равнины. Одновременно шло резкое поднятие плеч грабена, местами достигавшее амплитуды 1000 м. В настоящее время территория грабена продолжает погружаться со скоростью около 2 мм/год [7]. Таким образом, плиоцен-антропогеновый этап развития Верхнерейнского грабена, так же как и палеогеново-миоценовый, имеет конседиментационный характер, только в отличие от предыдущего этапа он наиболее сильно проявился в северном сегменте. На самом позднем этапе структура развивалась как эрозионная долина.

Анализ строения осадочного выполнения типичных континентальных рифтовых структур показывает, что оно во всех трех грабенах очень близко. Практически нигде не имеется сильных пликвативных дислокаций; углы наклона слоев колеблются в пределах 10—20° (за исключением зон разломов); максимальные мощности осадочного выполнения составляют

3,0—4,0 км. Во всех структурах наблюдается двухстадийное развитие. Нижние комплексы имеют конседиментационную природу и накапливаются в условиях дифференцированного прогибания. Между накоплением нижних и верхних комплексов во всех рифтах происходят, как правило, крупноамплитудные блоковые движения по сбросам. Чаще всего меняется структурный план, образуются новые горсты и грабены, хотя вновь образованные структуры могут унаследовать структуры предыдущего этапа (Южно-Байкальский грабен, Гейдельбергская мулда и др.). Такие движения часто приводят к изгибу ранее накопившихся осадков и к образованию угловых несогласий разной значимости. Верхние комплексы преимущественно заполняют готовые формы тектонического рельефа различной глубины, причем это могут быть относительно глубоководные котловины (Байкальский и Танганьикский грабены), реже они накапливаются за счет конседиментационного опускания в условиях мелководного бассейна или аллювиальной долины (Верхнерейнский грабен). Угловые несогласия между нижним и верхним комплексами осадочного выполнения в рассмотренных структурах очень невелики. Двухстадийность развития грабенов подчеркивается формированием рельефа окружающих регионов. Для Байкальского грабена [11, 18, 19 и др.], для грабена Танганьики [8, 14 и др.], для Верхнерейнского грабена [7, 26] на основании анализа геоморфологии и литологии отложений выделялись два этапа развития.

Несколько по-иному построено осадочное выполнение континентального рифта Рио-Гранде, что выяснилось при проведении там сейсмических работ [23]. В южной части впадины Альбукерке отсутствует период конседиментационного опускания. Здесь в широких и глубоких котловинах доседиментационного рельефа сначала формировались мощные тела бокового наращивания, а затем более узкая и мелкая центральная зона заполнялась горизонтально лежащими осадками. Структура и история развития рифта Рио-Гранде очень сложны [15, 27 и др.]. Возможно, в его других районах осадочные комплексы будут построены по-иному, но их строение все равно будет отличным от структуры осадков щелевых рифтов.

В пределах распространения мощных осадочных отложений в узких или щелевых рифтах (Байкальский, Верхнерейнский и др.) практически отсутствуют продукты вулканической деятельности, которые сосредоточены либо на окружающих поднятиях, либо на межграбенных перемычках. Правда, бывают исключения, например вулканы в грабене Киву или Тункинской впадине. В более широких рифтах (Рио-Гранде, Афар) вулканизм совмещен с осадконакоплением, что создает более сложную внутреннюю структуру.

Таким образом, континентальные рифты, несмотря на близость структурных форм, могут иметь разные условия для формирования заполняющих их осадочных отложений.

Следует отметить, что ни в одном из рассмотренных континентальных рифтов с широким распространением осадочного выполнения не наблюдается полного разрыва сплошности горизонтов, являющегося следствием раздвига. Однако такие разрывы установлены для Красноморского рифта и внутренних областей океанов [5 и др.]. Этот факт подчеркивает различие между континентальными и океаническими рифтами, которые на основании анализа вулканизма, общей структуры и т. д. разбирали в своих обобщающих работах А. Ф. Грачев [4] и Е. Е. Милановский [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. I. Основные черты строения. Стратиграфия. М.: Наука, 1974. 264 с.
2. Гийемо Ж. Чехол эпиварисской платформы Франции.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978, с. 58—68.
3. Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.

4. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
5. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
6. Зорин Ю. А., Глевский Г. Н., Голубев В. А. и др. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. 153 с.
7. Иллиэс Ю. Х. Две стадии развития Рейнского грабена.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 219—226.
8. Казн Л. Геология Бельгийского Конго: М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 538 с.
9. Кинг Б. К. Сравнение древних рифтов Карру и молодых кайнозойских рифтов Восточной Африки.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 427—430.
10. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В сб.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 72—101.
11. Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
12. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон).— Геотектоника, 1983, № 2, с. 3—15.
13. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Шерман С. И. Геодинамика континентальных рифтов.— Геология и геофизика, 1982, № 12, с. 13—21.
14. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
15. Милановский Е. Е. Рифтовая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 3—17.
16. Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калинин В. В., Милановский В. Е. Строение осадочного чехла озера Байкал.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1985, т. 60, вып. 2, с. 43—54.
17. Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 2, с. 351—375.
18. Тулоханов А. К. О двух этапах тектонического развития Байкальской рифтовой впадины.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1450—1453.
19. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
20. Флоренсов Н. А., Голдырев Г. С., Попова С. М., Мац В. Д., Кононов Е. Е., Климанова В. М., Черняева Г. П. Плиоцен-плейстоценовый Байкал. 11 Конгр. ИНКВА (Междунар. союз по изуч. четвертич. периода). Москва, авг. 1982. Тез. докл. Т. 1. М., 1982, с. 272—273.
21. Цицман А. Варисциды и платформенный чехол на территории ФРГ.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978, с. 68—95.
22. Breyer F. Structure and development of the southern part of the Rhinegraben.— Sci. Rept. Int. Union Commis, Geodyn., 1974, № 8, p. 145—155.
23. Brown Z. D., Chapin C. E., Sanford A. R. et al. Deep structure of the Rio Grande rift from seismic reflection profiling.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № 139, p. 4773—4800.
24. Degens E. T., von Herzen R. P., Wong H.-K. Lake Tanganyika. Water chemistry, sediments, geological structure.— Naturwissenschaften, 1971, B. 58, № 5, p. 229—241.
25. Degens E. T., von Herzen R. P., Wong H.-K. et al. Lake Kivu: structure, chemistry and biology of an East African rift lake.— Geol. Rundschau, 1973, B. 62, № 1, p. 245—277.
26. Illies H. Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben.— Oberrhein. geol. Abhandl., 1974, Jg. 23, h. 1/2, p. 1—24.
27. Swanberg C. A. Geothermal resources of rifts: a comparison of the Rio Grande rift and the Saltontrough.— Tectonophysics, 1983, v. 94, № 1—4, p. 654—678.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
15.III.1984



АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН (К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

28 марта 1986 г. исполнилось 75 лет выдающемуся ученому в области наук о Земле, вице-президенту АН СССР, президенту старейшего в стране Московского общества испытателей природы, директору Института литосферы АН СССР, лауреату Государственных премий СССР, Герою Социалистического Труда, академику Александру Леонидовичу Яншину.

Разносторонняя одаренность, неиссякаемая увлеченность наукой, удивительная работоспособность, огромная любовь к природе, искренний интерес к истории, людям позволили А. Л. Яншину ярко проявить себя в различных областях науки, научно-организационной и общественной деятельности.

Для А. Л. Яншина характерна чрезвычайная широта научных интересов. Он один из ведущих специалистов в области тектоники и в то же время известен своими прекрасными работами по стратиграфии, литологии, палеогеографии, геологическому картированию, гидрогеологии, геоморфологии, четвертичной геологии, генезису полезных ископаемых, истории геологии. А. Л. Яншин продолжает лучшие традиции классической школы отечественной геологии, к которой принадлежали его учителя — академики А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский.

В области региональной тектоники исследования ученого были направлены главным образом на выявление особенностей строения и развития южной оконечности Урала, Прикаспийской впадины, равнинных пространств Турана, южной окраины Сибирской платформы.

Долгие годы разрабатывая проблему пространственных и хронологических закономерностей размещения основных геологических структур земной коры, А. Л. Яншин внес выдающийся вклад в создание обзорных тектонических карт. Он является одним из основных авторов широко известных тектонических карт СССР, членом редколлегии и одним из авторов Международной тектонической карты Европы обоих изданий и монографии «Тектоника Европы», Международной тектонической карты мира и др. Под его руководством и общей редакцией составлялись мелкомасштабные тектонические карты частей света для «Физико-географического атласа мира». Он был главным редактором Тектонической карты Евразии и монографии «Тектоника Евразии», за которые он вместе с коллективом авторов был удостоен Государственной премии СССР 1969 г. А. Л. Яншин вместе с А. В. Пейве — главный редактор Тектонической карты Северной Евразии. Эти карты представляют собой наиболее концентрированный синтез тектонических знаний и имеют большое значение для геологической теории и практики.

Исследования по региональной и сравнительной тектонике, а также работы над составлением тектонических карт привели А. Л. Яншина к ряду важных выводов геотектонического характера.

Он всесторонне развил намеченный Н. С. Шатским принцип унаследованности в тектонике, разработал стройное учение о молодых платформах. А. Л. Яншин убедительно доказал отсутствие всемирных эпох складчатости или тектонического покоя и отчетливо показал эволюцию тектонических процессов во времени. Он сделал вывод о неправильности широко бытующего представления о связи образования гранитоидов с фазами и эпохами складчатости, подметив явную приуроченность гранитоидного магматизма к поднятиям. Ученый провел специальное исследование, посвященное текто-

ническому анализу мощностей, подчеркнув широкое распространение в геологическом прошлом явлений некомпенсированного прогибания, а отсюда и глубоководных отложений, погребения эрозионных форм древнего рельефа и т. д. А. Л. Яншин, разобрав проблему срединных массивов, пришел к выводу, что под этим названием следует выделять только обломки той более древней структуры, на которой заложились геосинклинали данной складчатой области. Рассмотрев вопрос о мировых трансгрессиях и регрессиях, он доказал, что они происходили одновременно и определялись в основном не эвстатическим изменением уровня Мирового океана, а развитием структур континентальной земной коры.

На примере современных глубоководных котловин Средиземного и Черного морей и древней Прикаспийской впадины и их сравнения с впадинами окраинных морей типа Охотского, Японского и др. А. Л. Яншин с соавторами наметил новую самостоятельную категорию тектонических элементов земной коры.

Являясь последовательным сторонником мобилизма, он вместе с тем выступает против широко распространенного мнения об отождествлении геосинклиналей геологического прошлого с современными океанами.

Велики заслуги А. Л. Яншина в разработке стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя, особенно палеогена. Его работы в этой области оказались особенно успешны потому, что он применил принцип полихронности флор и фауны и палеогеографического критерия при определении возраста отложений. Палеонтологи в честь А. Л. Яншина назвали многие ископаемые формы животных и растений.

Работы А. Л. Яншина представляют собой пример умелого сочетания науки и практики. Он не только выполнил исследование генезиса и закономерностей размещения различных полезных ископаемых, но и непосредственно участвовал в открытии многих месторождений минерального сырья: фосфоритов, калийных солей, бокситов, железных руд, подземных вод, угля, нефти, природного газа и др.

А. Л. Яншин возглавил крупную работу по изучению истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, которая вылилась в капитальный 15-томный труд и за которую он вместе с коллективом ученых был удостоен Государственной премии СССР 1978 г.

А. Л. Яншин организовал ряд крупных международных исследований и руководил ими. Совместно с учеными ГДР он провел изучение закономерностей строения и развития герцинских складчатых сооружений Евразии. Начиная с 1967 г., под его научным руководством проводятся работы совместной Советско-Монгольской комплексной экспедиции АН СССР и АН МНР. Он возглавляет советскую часть проекта Международной программы геологической корреляции «Фосфориты позднего докембрия и раннего кембрия мира», Советский комитет по Международной программе «Литосфера». Большое участие принимал ученый во всех международных геологических конгрессах (начиная с XVII в Москве). Особенно велика его роль в организации последнего, XXVII Международного геологического конгресса как первого заместителя председателя оргкомитета.

Будучи председателем Научного совета по проблемам биосферы АН СССР, А. Л. Яншин много внимания уделяет вопросам преобразования биосферы, охраны окружающей среды и экологии человека. Велики и другие научно-организационные обязанности ученого: он член многих научных советов, комитетов. А. Л. Яншин — член правления Всесоюзного общества «Знание» и председатель жюри Всесоюзного конкурса на лучшие произведения научно-популярной литературы.

Очень велика и продуктивна редакторская деятельность А. Л. Яншина. Под его редакцией вышли многие труды по различным вопросам геологии. Он был редактором геологических разделов советских энциклопедий, является членом редколлегий ведущих геологических журналов, заместителем председателя РИСО АН СССР и т. д. В послевоенные годы А. Л. Яншин был инициатором издания ряда научных биографий ученых, бывших членами МОИП, а затем организовал публикацию в издательстве «Наука» серии «Научно-биографическая литература», редакционную коллегию которой возглавляет уже более 20 лет.

А. Л. Яншин избран членом Французского и Болгарского геологических обществ, иностранным членом академий наук Монголии и ГДР.

Научная и научно-организационная деятельность академика А. Л. Яншина высоко оценены. Он Герой Социалистического Труда, награжден тремя орденами Ленина, тремя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Знак Почета, семью медалями, Почетной грамотой Верховного Совета Казахской ССР. Он отмечен орденом Трудового Красного Знамени Монгольской Народной Республики и рядом медалей. Выдающиеся научные достижения А. Л. Яншина отмечены двумя Государственными премиями СССР, золотой медалью и премией АН СССР имени академика А. П. Карпинского, высшей геологической наградой ГДР — серебряной медалью имени С. Бубнова.

Редколлегия журнала, друзья, товарищи и ученики от души поздравляют большого ученого и замечательного человека и желают доброго здоровья, новых творческих успехов и достижений в его кипучей и многогранной деятельности на благо советской науки.

*Межведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*



ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ **(К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

Члену редакционной коллегии журнала «Геотектоника» со дня его основания, одному из ведущих геологов-тектонистов Советского Союза, лауреату Ленинской премии, члену-корреспонденту АН СССР Красному Льву Исааковичу 4 апреля 1986 г. исполнилось 75 лет. Более чем полувековая деятельность в области региональной геологии и металлогении Востока СССР, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, разработка многих кардинальных проблем региональной и теоретической тектоники принесли Л. И. Красному заслуженную известность в Советском Союзе и за его пределами.

Лев Исаакович родился в 1911 г. в Петербурге в семье учителя. В дальнейшем в Ленинграде были тесно связаны многие страницы его жизни: Ленинградский горный институт, аспирантура, защита осажденного города во время Великой Отечественной войны (командир батареи и начальник штаба форта «Красная Горка» на Балтике), а затем многолетняя работа во ВСЕГЕИ.

По окончании в 1936 г. Горного института Лев Исаакович был направлен в Дальневосточное геологическое управление, где возглавил геологическую партию. В 30-х годах он проводил геологическую съемку и поиски полезных ископаемых в наиболее труднодоступных и неисследованных районах о-ва Сахалин, Нижнего Приамурья и Восточного Сихотэ-Алиня.

Первые опубликованные работы Л. И. Красного (1937 г.) были посвящены геологическому строению юго-восточной части Советского Сахалина и открытию олова и вольфрама в Нижнем Приамурье.

В 1946 г. Л. И. Красный возвращается во ВСЕГЕИ, в апреле 1947 г. успешно защищает кандидатскую диссертацию и продолжает геологические исследования в Нижнем Приамурье и Западном Приохотье, на островах Большой Шантар и Феклистов, где детализирует стратиграфию, занимается тектоникой, магматизмом и минерагенией этих районов, дает обоснованные прогнозы на золото, молибден, олов и другие полезные ископаемые, а также разрабатывает вопросы тектонического районирования всего Дальнего Востока. Обобщив собранный материал, Л. И. Красный в 1957 г. блестяще защищает докторскую диссертацию. В 1960 г. по материалу диссертации он публикует монографию по геологии и полезным ископаемым Западного Приохотья, не потерявшую значения и в наши дни.

С 1956 по 1971 г. Л. И. Красный возглавляет во ВСЕГЕИ отдел геологии и полезных ископаемых восточных районов, где проявляется его талант крупного ученого, знатока геологии этого обширного региона и организатора науки. За это время под его руководством был разработан целый ряд крупных научно-исследовательских и научно-производственных тем, созданы геологическая и тектоническая карты Хабаровского края и Амурской обл., геологическая, структурно-формационная и металлогеническая карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и первая Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Научные исследования по разработке практических вопросов прогнозирования полезных ископаемых увенчались крупными открытиями, за участие в которых Л. И. Красному присуждена Ленинская премия.

Труды Л. И. Красного существенно обогатили советскую геологическую науку и содействовали созданию научно-обоснованной геологической базы для комплексного гео-

лого-геофизического и минерагенического изучения многих районов Дальнего Востока.

В 1971 г. Л. И. Красный избирается членом-корреспондентом АН СССР. В Хабаровске он возглавил руководство отделом региональной геологии Дальневосточного института минерального сырья Мингео СССР, уделяя большое внимание созданию надежной стратиграфической базы, достоверности биостратиграфического расчленения разновозрастных образований, повышению качества геологосъемочных работ. По инициативе Льва Исааковича в Хабаровске созданы Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ и Дальневосточная региональная межведомственная стратиграфическая комиссия.

С 1974 г. развернулось грандиозное строительство Байкало-Амурской магистрали. В 1975 г. Л. И. Красный назначается председателем Совета по координации научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ Мингео СССР в этом регионе (Совет КНИР БАМ) и возглавляет сектор БАМ ВСФГЕИ. Под его научным руководством и при непосредственном участии были реализованы две крупные проблемы: «Геология, прогнозная и геолого-экономическая оценка на твердые полезные ископаемые региона БАМ» и «Комплексный минерагенический анализ и прогнозная оценка минерально-сырьевых ресурсов региона БАМ с целью дальнейшей развития существующих и создания новых территориально-производственных комплексов», в рамках которых была составлена серия карт различного геологического содержания, позволивших дать комплексное геолого-геофизическое и минерагеническое освещение обширной зоны влияния БАМ. Для составления сводных карт была выработана единая концепция, в рамках которой стало возможным осуществить увязку весьма разнородных геологических материалов многолетних исследований различных производственных и научно-исследовательских организаций, что позволило решить целый ряд фундаментальных проблем региональной геологии и тектоники зоны влияния БАМ. В их числе — районирование раннедокембрийских структур, корреляция стратиграфических и магматических подразделений разного возраста в пределах всего региона, уточнение контуров геоблоков и межгеоблоковых структур, выделение протяженных шовных троговых структур, вулканогенных, рифтогенных структур и др.

Наряду с региональными исследованиями в зоне этой важнейшей народнохозяйственной стройки Лев Исаакович продолжал и продолжает исследование в области Тихого океана и его обрамления, занимается вопросами теоретической тектоники. Им опубликовано более 100 научных работ.

Проводя работу по обобщению материалов по тектонике континентов, океанов и переходных зон между ними, в 1962 г. Лев Исаакович впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. — второе издание книги «Проблемы тектонической систематики», вызвавшей большой интерес и живые отклики широкого круга геологов. В этом труде особо подчеркивается значение подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда, среди которых выделяется группа пограничных структур, важных для концентрации различных полезных ископаемых.

Начиная с середины 60-х годов, Лев Исаакович выдвинул концепцию геоблоковой делимости литосферы Земли, различные аспекты которой были с интересом восприняты геологами разных специальностей. Геоблоки были определены им как крупные региональные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма, метаморфизма и минерагении. Эта концепция первоначально была обоснована материалами по геологии и тектонике Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и значительной части Азии (1967 г.). В дальнейшем было установлено, что закономерности распределения глубинных и поверхностных неоднородностей Земли наиболее полно раскрываются при анализе геологического строения всей планеты, что нашло отражение в книге «Глобальная система геоблоков» (1984 г.). К ней приложены схемы геоблокового строения Земли и межгеоблоковых систем. Роль последних подчеркнута особо.

Л. И. Красный создал школу дальневосточных региональных геологов, сплотив вокруг себя талантливых исследователей из производственных и научных организаций. Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, первооткрывателей месторождений, крупных руководителей геологоразведочного производства и науки. Он является деятельным участником международных конгрессов, пропагандируя достижения советской науки за рубежом, а также участником почти всех научных форумов, касающихся геологии Востока СССР, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л. И. Красный ведет большую научно-общественную работу, являясь членом редколлегии журналов «Геотектоника» и «Советская геология», заместителем председателя Межведомственного тектонического комитета, членом Межведомственного стратиграфического комитета, Комиссии по международным тектоническим картам, Советского национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, Научного совета по проблемам БАМ АН СССР, Советского комитета по международной программе геологической корреляции, бассейновой секции «Тихий океан», межведомственных координационных советов Ленинграда и Дальнего Востока, Тектонической комиссии по изучению Мирового океана и др.

За боевые заслуги в Великой Отечественной войне Л. И. Красный награжден тремя орденами Отечественной войны II степени и многими медалями. За трудовые успехи Л. И. Красный награжден орденами «Знак Почета» и «Дружбы народов».

В свой 75-летний юбилей Лев Исаакович полон энергии, творческих замыслов и научных идей. Мы поздравляем Льва Исааковича Красного с юбилеем и желаем долгого здоровья, долгих плодотворных лет жизни и больших творческих свершений на благо нашей Родины.

*Межведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

В-485

ВОЛГИНА 13-72

КУРЧАВОВОЙ О А

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

Т

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 30). 1979. 235 с. 4 р. 10 к.

В этом выпуске трудов подведены итоги 10-летних геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР. Впервые публикуются карта магматических формаций МНР и объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены перспективы поисков месторождений эндогенных полезных ископаемых.

Книга предназначена для геологов, стратиграфов, тектонистов.

Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ. 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефтегазоносности особого класса осадочных депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Издание рассчитано на геологов-нефтяников и тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Маршала, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»