

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1987

## СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма . . . . .	3
Ломизе М. Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте . . . . .	14
Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по тектонике Урала . . . . .	24
Мурдмаа И. О. Связь океанских геологических формаций с тектоническими структурами . . . . .	35
Гарецкий Р. Г., Нагорный М. А. Классификация синеклиз древних платформ . . . . .	46
Халилов Э. Н., Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа . . . . .	54
Малушин И. И. Каспийско-Туранский палеомегасвод и связанная с ним Южная континентальная рифтовая система . . . . .	61
Попов П. Н. Тектоника позднемиоценового Банат-Среднегорского рифта . . . . .	68
Бобринский В. М., Макареску В. С., Морару К. Е. Тектонические факторы, определяющие строение гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии . . . . .	77
Сигачев С. П. О роли альпийских деформаций в структуре Язгулемского хребта (Центральный Памир) . . . . .	91
Макаров В. И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья вторая. Орогенетическая система Сьерра-Маэстра — Баракоа. Общие выводы . . . . .	101
Бабенко К. М., Шлезингер А. Е. Строение осадочного чехла севера Аравийского моря по сейсмическим данным (МОГТ) . . . . .	110
Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта . . . . .	119

## Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУШАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,  
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

## CONTENTS

<b>Pushcharovsky Yu. M.</b> Destinies of the geosyncline theory in connection with the development of mobilism . . . . .	3
<b>Lomize M. G.</b> Alpine geosyncline of the Caucasus in global context . . . . .	14
<b>Puchkov V. N., Ivanov K. S.</b> New data on the tectonics of the Urals . . . . .	24
<b>Murdmaa I. O.</b> Relation of oceanic geologic formations with tectonic structures . . . . .	35
<b>Garetsky R. G., Nagornyi M. A.</b> Classification of ancient platforms synclises . . . . .	46
<b>Khalilov E. N., Mekhtiev Sh. F., Khain V. E.</b> On some geophysical data confirming collisional origin of the Great Caucasus . . . . .	54
<b>Malushin I. I.</b> Caspian-Turanian paleo-megaswell and the associated Southern continental rift system . . . . .	61
<b>Popov P. N.</b> Tectonics of the Late Cretaceous Banat-Sredna Gora rifting . . . . .	68
<b>Bobrinsky V. M., Makaresku V. S., Moraru K. E.</b> Tectonic factors controlling the structures of helium, macroseismic and hydrogeochemical fields in Moldavia . . . . .	77
<b>Sigachev S. P.</b> On the role of Alpine deformations in the structure of Yazgulem range (Central Pamirs) . . . . .	91
<b>Makarov V. I.</b> Neotectonics of Eastern Cuba. Article Two. Orogenic system of the Sierra-Maestra-Baracoa. General conclusions . . . . .	101
<b>Babenko K. M., Shlezinger A. E.</b> Structure of the northern Arabian Sea sedimentary cover according to seismic data (common-depth-point method) . . . . .	110
<b>Gavrish V. K.</b> Deep structure and evolution of the Dnepr-Donets paleorift . . . . .	119

## Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.01.87 Подписано к печати 27.02.87 Т-05839 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
 Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 19,3 тыс. Уч.-изд. л. 12,2 Бум. л. 4,0  
 Тираж 1694 экз. Зак. 4014

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

УДК 551.24.01

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

СУДЬБЫ УЧЕНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ В СВЯЗИ  
С РАЗВИТИЕМ МОБИЛИЗМА

В связи с развитием в геотектонике мобилистских идей учение о геосинклиналих все в большей мере утрачивает свое значение. В то же время общая тектоническая теория Земли еще далеко не создана, хотя о строении и структурной эволюции планеты известно ныне намного больше, чем в период господства геосинклиальной теории. В статье говорится о необходимости освобождения от устаревших тектонических взглядов и терминов и перехода на новые более динамичные представления и другую понятийную основу, в первую очередь при тектоническом анализе подвижных поясов.

Являлись ли геосинклинали прошлого аналогами современных океанов? Этот риторический вопрос нередко ставится у нас при обсуждении тектонических проблем. Следует сразу же сказать, что ответ на него в настоящее время не столь сложен (почему он и является риторическим). Но раньше чем осветить его, остановлюсь на взглядах относительно судьбы геосинклиальной теории вообще.

Любопытно, что в американской литературе учение о геосинклиналих в настоящее время практически не обсуждается. Образование земной коры и ее деформаций сводится здесь к процессам дивергенции, конвергенции и коллизии литосферных плит. Термин «геосинклираль» просто исчез из этой литературы. Блестящие работы середины нынешнего столетия, написанные М. Кэем, А. Ирдли, Ф. Кингом, пропали с горизонта так, как будто их никогда не существовало. Нельзя не сказать, что в истории геологий аналогичные случаи, насколько можно судить, раньше не встречались. Тектоника литосферных плит оказалась для американских геологов абсолютным теоретическим оружием.

Из европейских геологов в близкой позиции, хотя и со своими оттенками, оказался Ж. Обуэн, автор хорошо известного труда «Геосинклинали», вышедшего в русском переводе в 1967 г.<sup>1</sup> В книге «Тектоника», изданной к 27-й сессии Международного геологического конгресса (1984 г.), им опубликованы три статьи, в которых термин «геосинклираль» не используется совсем. Этим тектонистом полностью принимается модель субдукции, которую он прикладывает к Тихоокеанскому поясу, а также модель столкновения, применяемая для Тетиса. Разлом Сан-Андреас Ж. Обуэн рассматривает как трансформный, разделяющий Восточно-Тихоокеанское поднятие и подводный хребет Хуан-де-Фука. При внутреннем тектоническом подразделении континентов он предлагает ориентироваться на офиолитовые швы, а раскрытие и закрытие океанов предлагает использовать в качестве критерия выделения региональных орогенических циклов [3—5].

Оценивая взгляды Ж. Обуэна в целом, можно сказать, что они представляют собой попытку внедрения главных плейттектонических идей в геологическое мышление с отказом от геосинклиальной теории.

Далее отметим представления, имеющиеся на этот счет у советских геологов.

Тектонической школой Геологического института АН СССР в 1980 г. была обстоятельно развита доктрина о стадийном развитии земной коры, направленном, хотя и прерывистом, преобразовании коры океанического типа в континентальную [12]. В этом процессе важнейшая роль отво-

<sup>1</sup> Французское издание вышло в 1965 г.

дится крупным горизонтальным перемещениям коровых и подкоровых масс, т. е. мобилизму. Книга содержит прямые высказывания об отношении этих идей к геосинклинальной теории. Отмечая, что последняя представляет одно из крупнейших достижений теоретической тектоники второй половины XIX и первой половины XX веков, авторы пишут, что их концепция не отрицает и не может отрицать достижений геосинклинальной теории, но многие устоявшиеся взгляды в связи с мобилистским подходом должны быть изменены. Новая концепция претендует, однако, на то, чтобы заполнить «пробел, уже давно возникший в теоретической тектонике: как увязать крупнейшие современные структуры Земли — океаны и континенты — со структурами, выделявшимися до этого под названием геосинклинальных систем, поясов или областей» [12, с. 201—202]. В качестве резюме говорится, что под геосинклинальной стадией следует понимать ту стадию в развитии земной коры, которая отвечает формированию гранитно-метаморфического слоя, т. е. «переходную стадию».

Таким образом, во всем этом не усматривается кардинального противоречия между учением о геосинклиналях и мобилизмом, хотя и говорится о необходимости существенного видоизменения этого учения.

А. В. Пейве и Ю. М. Пушаровский [6] в этом вопросе пошли дальше. В работе, посвященной теоретическим проблемам геологии океанов, основанной на мобилистском подходе к процессу эволюции земной коры, говорится о необходимости не только пересмотра принципиальных положений геосинклинальной теории, но и понятийной базы исторической геотектоники. Главнейшую роль в такой постановке вопроса играло открытие в верхних земных оболочках явлений тектонической расслоенности. Вкратце оно сводится к следующему. На протяжении фаз крупных тектонических движений, охватывающих большие площади Земли, происходит дифференциальное перемещение внутрилитосферных пластин и, возможно, литосферы в целом, которое вызывает тектоническое сгущивание масс в одних местах и их рассредоточение в других.

В итоге возникают крупные структурные неоднородности, контролируемые магматические и рудообразующие процессы. Этот новый подход продиктовал применение к описанию процессов развития земной коры таких терминов, как «аккреция» и «деструкция». Оба эти понятия более широкие и емкие, чем имеющиеся в арсенале геосинклинальной теории, почему и было рекомендовано их использовать.

Мысли о геосинклинальной теории сторонников тектоники литосферных плит наиболее ярко сформулировал Л. П. Зоненшайн [1]. Он считает, что учение о геосинклиналях не совместимо с плейттектоникой и должно быть оставлено наукой как сыгравшее свою роль и себя исчерпавшее. Проанализировав имеющиеся в литературе определения геосинклинали, Л. П. Зоненшайн приходит к заключению, что удовлетворительного определения вообще никем не было дано. Особенно наглядно, он считает, это проявляется в неопределенности представлений о существовании современных геосинклиналей. Утверждая, что развитие складчатых поясов «есть не что иное, как история океанов от их раскрытия до закрытия» [1, с. 13], автор намечает общую схему процесса. С небольшим упрощением она выглядит следующим образом: континентальный рифтогенез, раскрытие океана, образование островных дуг и окраинных бассейнов, сокращение океана, столкновение континентов, шарьяжеобразование. Однако, как пишет Л. П. Зоненшайн, никакой канонической схемы развития складчатых поясов, универсальной и приложимой ко всем складчатым поясам, не существует. Стоя на таких позициях, этот автор нацело отрицает учение о геосинклиналях и всю соответствующую терминологию.

Наконец, упомянем статью В. Е. Хаина, специально посвященную разбираемой здесь теме [14]. Он стремится показать, что учение о геосинклиналях не противоречит плейттектонике и не должно ей противопоставляться. Поэтому нет необходимости полностью отказываться от классической геосинклинальной терминологии. По его мнению, учение о

геосинклиналях является эмпирическим обобщением и не зависит от строящихся геодинамических моделей. Более того, В. Е. Хаин пишет, что основные положения геосинклинальной теории получают хорошее объяснение с позиций тектоники плит, обогащающей эти положения, и благодаря всему этому в настоящий период учение о геосинклиналях вступило в новый, надо полагать, качественно более совершенный этап своего развития.

Итак, точек зрения на судьбы геосинклинальной теории в связи с ускорением и развитием мобилизма в тектонике более чем достаточно. Далее следует остановиться на господствующих идеях в нынешнем мобилизме. Их по крайней мере три группы.

Если иметь в виду зарубежную тектонику, то самым популярным мировоззрением в ней продолжает оставаться тектоника плит. Однако соответствующие взгляды имеют оттенки. Так, одни авторы утверждают, что перемещающиеся плиты внутренне жесткие и поэтому могут подвергаться деформациям в основном на краях, где и рождаются горные системы. Другие о жесткости плит не пишут столь категорично, придавая большее или меньшее значение внутриплитным деформациям и внутриплитному магматизму. Но, по-видимому, все плейттектонисты сходятся в настоящее время в том, что плиты имеют разную площадь — от нескольких сотен квадратных километров до десятков миллионов квадратных километров и что число их велико, хотя первоначально созданные схемы, где количество плит на Земле составляет 6—9, продолжают, и нередко, публиковаться до сих пор.

Другая мобилистская западная концепция может быть названа концепцией коллажа или террейнов. В ней основное значение придается перемещению на очень большие расстояния кусков разнородных структур земной коры, а плиты, если они и фигурируют, то как тектонический фон. В силу этого такое течение мысли можно считать самостоятельным. Движущиеся фрагменты в конце концов причленяются к краю материковых масс и наращивают их.

И тектоника плит, и концепция террейнов в той или иной мере используются в советской геотектонике. Особенно большие усилия вкладываются некоторыми авторами в дальнейшее развитие и углубление тектоники плит. По расположению очаговых зон землетрясений ищутся новые границы плит и микроплит. Там, где сталкиваются плиты одна с другой, обособляются «зоны торошения» литосферы. Изображавшаяся прежде простая модель конвективных течений в мантии усложняется двухъярусной ячеистостью, и т. д. Однако нельзя не отметить, что иногда плейттектонисты, по моему представлению, заходят слишком далеко, стремясь подменить геологическое картирование геодинамическим, т. е. геологическую эмпирику всегда в той или иной степени умозрительными построениями. Не следует упускать из вида, что геологическое картирование как раньше, так и теперь, необходимо для развития геологии вообще, тогда как геодинамическое картирование окажется полезным прежде всего для развития геодинамики.

Особое направление мобилизма связано с уже упоминавшимся выше явлением тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом. К 80-м годам удалось выяснить покровно-складчатую структуру многих горных сооружений СССР: от Карпат на западе (как известно, такая структура здесь выявлена очень давно) до Корякского нагорья и Сихотэ-Алиня на востоке. Вскоре оказалось, что и основание островных дуг, где это удалось установить, имеет чешуйчатую структуру. Наконец, в последние годы тектоническая расслоенность выявляется в коре и подкоревой литосфере океанских областей. Таким образом, феномен тектонической расслоенности имеет общеземное распространение и является глобальной закономерностью. Основной вопрос: что двигает внутрилитосферные пластины по латерали? Было бы большой ошибкой предлагать упрощенное решение этого вопроса, являющегося фундаментальным для тектоники. Наряду с неравномерным развитием внутренних геосфер, начиная от области ядра Земли, необходимо учитывать воз-

действие на Землю внешних факторов, вызывающих в совокупности ту или иную тектоническую реакцию верхних геосфер, обладающих как по вертикали, так и по латерали разными геологическими свойствами. В особенности это относится к степени пластичности материала. Естественно ее увеличение с глубиной. Поэтому близповерхностные срывы с глубиной сменяются тектоническим течением масс, вызывая в конце концов многоярусное тектоническое строение литосферы. Структурная несогласованность близповерхностного и глубинных срезов в горных зонах доказана ныне космогеологическими исследованиями [2]. В платформенных областях подобное явление удастся установить сейсмическими методами [11].

Неравномерность, дискретность процессов в недрах планеты может приниматься априори, поскольку, например, в Солнечной системе все процессы, лежащие за пределами небесной механики, асимметричны. Что касается земных недр, то такая асимметрия, бесспорно, должна существовать в развитии их вещественного состава, энергетических параметров и векторах движения масс. Следствием такого развития, которое лишь временами охватывает значительные земные области, и является тот неупорядоченный тектонический план Земли, с которым имеют дело геологи.

В структуре земного шара обособляются две крупные естественные области: Тихоокеанская и Индо-Атлантическая, отчетливо свидетельствующие об асимметрии в глубинном строении планеты. Дрейф материков и образование вторичных океанов свойственны лишь Индо-Атлантической области; в Тихоокеанской области, по крайней мере в фанерозе, протекал в основном процесс саморазвития симатической коры. Лишь по ее периферии происходила аккреция материковых областей. Все это, как будет показано ниже, имеет отношение к выяснению вопроса о соотношении учения о геосинклиналих и мобилизма.

Из всех перечисленных течений мобилистской мысли в данной работе предпочтение отдается последнему, т. е. концепции тектонической расчлененности верхних оболочек планеты. В то же время концепция террейнов дает хорошее объяснение многим феноменам, имеющим место в тектонической структуре Земли.

### ОКЕАНЫ, ПАЛЕООКЕАНЫ И ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Теперь можно перейти к вопросу о соотношении древних и современных бассейнов с океаническим или субокеаническим типом коры. В литературе уже укрепилось разделение бассейнов с океанической корой на современные и палеоокеанические. К этому привело сопоставление геологических формаций и их рядов. В качестве примеров можно привести следующие работы [10, 15—18]. Однако такое противопоставление имеет ограничения. Прежде всего исходить нужно из общности типа субстрата, в обоих случаях являющегося симатическим. Поэтому палеоокеанические бассейны — это образования, геологически родственные современным океаническим формам. Современные бассейны с океанической корой по своему масштабу могут быть подразделены на четыре категории: супер-, мега-, мезо- и малые (микро)бассейны. Последние три геологически обусловлены процессами раскола земной коры и последующего спрединга; Тихий океан, где спрединг — явление столь же типичное, имеет, как упоминалось, иную природу.

О размерах океанических бассейнов геологического прошлого судить всегда очень трудно, но делать это необходимо, и это делается. Крупнейшие перемещения материковых масс в фанерозе доказываются для Индо-Атлантического сегмента Земли, но область Тихого океана оказывается от них свободной. Это нужно понимать буквально именно в отношении материков, а не горизонтальных перемещений вообще. Более того, относительно малые перемещения имеются и здесь, что доказывается перекрытием краями континентов океанской коры (например, на западе Северной Америки). Но так или иначе можно заключить, что суперокеа-

нические условия в Тихоокеанском сегменте Земли существовали в течение всего фанерозоя. Дальнейшие экстраполяции в глубь геологического времени менее уверенны, но их все же можно распространить на весь неогей. Есть основания считать, что в раннем палеозое суперокеан охватывал также большие пространства к югу от Палеоазии. Однако геологических признаков, свойственных современному тихоокеанскому ложу, для древнего суперокеана пока неизвестно.

Что касается категории океанических бассейнов меньших порядков, то таковые в геологической истории выявляются. К их числу относятся, например, Япетус, Уральский, Туркестанский, Казахстанско-Сибирский, Тетис и ряд других [9, 18]. Сопоставления их размеров с размерами Атлантики, Евразийской части Северного Ледовитого океана или Красного моря оказываются вполне обоснованными. Фрагменты геологических комплексов этих древних океанических структурных областей включены сейчас в состав покровно-складчатых сооружений, где они, однако, не имеют очень широкого распространения, будучи подавленными более поздними осадочными и магматическими сериями.

Палеорекострукции основываются на различных данных. Так, важную их часть составляет выявление в покровах и вообще аллохтонах офиолитовых серий, подобных в общих чертах по составу и строению сериям, слагающим твердую кору и ее мантийный субстрат в современных океанических бассейнах. Специального подчеркивания заслуживают данные о характере осадочных, вулканогенных и смешанных образований, отвечающих ранним стадиям развития подвижных поясов. Благодаря разработке новых методик выделения органических остатков из кремнистых толщ появилась возможность датировать их возраст, а равно и возраст их отдельных частей, что резко изменяет регионально-геологические представления. В частности, на Востоке СССР выявлено внутреннее шарьяжное строение кремнистых толщ, отдельные части которых могут резко различаться по возрасту, образуя чешуи, в которых мощности отложений, отвечающих ярусу, иногда измеряются всего лишь полутора десятками метров. Аналогии здесь, безусловно, возможны, но не всегда. Однако на этом вопросе мы остановимся немного ниже.

Важным, хотя и косвенным признаком существования океанических бассейнов является обнаружение структурно-формационных комплексов, типичных для современных океанских окраин. Логика в данном случае очень простая: если устанавливаются тектонические зоны, сходные по строению с активными или пассивными континентальными окраинами, следовательно, должен был существовать и собственно бассейн с корой океанического типа. Но какой бассейн (типа океана или Средиземного моря) — это требует особого анализа.

Наконец, упомянем о палеомагнитных данных, приносящих, как известно, интересные и полезные для палеорекострукций сведения.

Из всего комплекса перечисленных данных подробнее осветим лишь те, которые касаются толщ и структур ранних стадий развития подвижных поясов.

Если рассматривать состав комплексов, перекрывающих меланократовый фундамент, то, например, мега-, мезо- и микропалеозойские океанские бассейны по ряду признаков отличаются от их современных homologов. В первую очередь это относится к лавовой части разрезов, где господствуют спилито-диабазовые серии, а также к яшмовым толщам, которых в современных океанических бассейнах нет. Однако имеются толщи, например глинисто-кремнистые или тонких известняков, которые могут быть встречены в обоих случаях. Все же будет справедливым считать, что в известных нам разрезах отличий в составе пород, а равно и в мощностях значительно больше, чем сходства. Поэтому и целесообразно введение особой группы структур с океанической корой — «палеоокеанические бассейны».

В то же время, как уже отмечалось, среди яшмоидов имеются разновидности с заведомыми признаками океанических условий их образования. Мы ссылались при этом на некоторые разрезы Дальнего Востока

(например, разрез триаса — нижнего мела на юге Сахалина), но в тетисных разрезах подобные феномены давно и широко известны (яшмы в ассоциации с радиоларитами и микритовыми известняками).

Следовательно, можно говорить о специфике толщ, формировавшихся в древних бассейнах с океанической корой, по сравнению с современными.

Выше совсем не было речи о бассейнах с океанической или субокеанической корой краевых морей. В отношении их проблема решается проще. Разрезы краевых морей определенно диагностируются, если в сопределительной зоне существует разрез островной дуги, обычно распознаваемый без особого труда. Разумеется, при этом должно учитываться структурное положение интересующих нас комплексов. Краевые моря, как уже отмечено [8], имеют разное происхождение и структурное положение в пределах континентальных окраин и поэтому отличаются историей развития. Особенности их седиментации (с учетом климатического фактора) недавно были рассмотрены специально [16]. Профилирующими комплексами в краевых морях являются турбидиты и осадочные и вулканогенные отложения в разных сочетаниях.

Эта группа структур затрагивается в данном случае в связи с тем, что она имеет отношение к выяснению соотношения океанических бассейнов, палеоокеанических форм и эвгеосинклиналией. Эта последняя структурная категория долгое время (Г. Штилле выделил ее в 1940 г.) оставалась до конца непознанной, поскольку о ее происхождении нельзя было сказать ничего определенного. Препятствием к этому была геосинклинальная теория, которая, не будучи пригодной для масштабных мобилистских построений, не позволяла раскрыть в структуре подвижных поясов крупные аллохтоны, микроконтиненты и т. д. и тем самым выяснить природу основания зон эвгеосинклинального типа.

После формирования современного учения о взаимоотношении офиолитов с нормальным разрезом земной коры под океанами стало ясно, что эвгеосинклинали образовывались на коре океанического типа. Однако, как только это было показано, бассейны с океанической корой в прошлом не были однотипными. Соответственно эвгеосинклинали могли иметь в своей основе либо мега-, либо мезо-, либо микроокеанические бассейны. Все это справедливо, но раньше, чем продолжить нашу мысль, необходимо остановиться на определении понятия «эвгеосинклиналь». По Г. Штилле [19] — это зоны, характеризующиеся начальным (инициальным) вулканизмом (магматизмом). В 60-х годах под эвгеосинклиналиями обычно понимали внутренние геосинклинальные зоны, где достаточно широко проявлен основной (и тем более ультраосновной) магматизм и развиты вулканы, часто сопровождаемые кремнистыми толщами.

Приведенные определения вполне допускают развитие эвгеосинклиналей на основе микро- или мезоокеанического бассейна, но было бы натяжкой рассматривать в качестве основы мегаокеан, подобный современной Атлантике. Океаны этого ранга представляют особый тип тектонических структур Земли, противопоставляемый континентам и развивающийся по своим законам. Лишь на стадии их отмирания может начаться процесс эвгеосинклиналеобразования, как это имело место, например, в раннепалеозойском океане Япетус. В других случаях мегаокеан может исчезнуть не по причине преобразования океанической коры в континентальную, а в связи со сближением и столкновением материковых массивов, как это случилось с океаном Тетис. Но следует отметить, что в чистом виде подобные механизмы едва ли имели место в природе. То же в общем относится и к мезо-, и микроокеанам.

В число эвгеосинклиналей включались, естественно и краевые аллохтоны, многие из которых формировались за счет сдавливания краевых морей. Таким образом, с историко-тектонической точки зрения понятие «эвгеосинклиналь» смешанное, объединяющее разные по характеру структурные образования. Распространялось это понятие в полной мере и на сутурные швы с их меланжами, ультрабазитовыми пластинами (рассматривавшимися обычно в качестве интрузий), фрагментами глу-

боководных серий и т. д., что с позиций мобилизма и в согласии с фактическим материалом (в том числе геофизическим) является ошибкой.

Все вместе взятое не делает термин «эвгеосинклиналь» необходимым для современной геотектоники. Она ушла далеко вперед по сравнению с теоретическим базисом, существовавшим десятилетия назад.

Кстати, то же можно сказать и о понятии «миogeосинклиналь». По Г. Штилле, миogeосинклинали представляют собой вторую основную категорию геосинклиналей, отличие которой состоит в том, что это «более окраинные, преимущественно слабомагматические, до амагматических, зоны геосинклинальной системы, которые уже потому являются зонами малой геосинклинальности, что они обычно подвергаются складкообразованию лишь после смежных эвгеосинклинальных зон» [19, с. 656]. Уже из самого определения, в особенности из его второй части, видно, что на нынешнем этапе развития геологии оно выглядит архаично. К этому можно прибавить, что это понятие ставит в тупик при попытке включить в соответствующую классификационную схему, например, весьма крупные и широко распространенные прогибы континентального подножия у океанских окраин пассивного типа. Они выполнены мощнейшими обломочными комплексами, а кора под ними имеет океанический тип.

### РАЦИОНАЛЬНАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ И СИСТЕМАТИКА СТРУКТУР

В связи с изменившейся ситуацией в геотектонике должна измениться и ее понятийная основа. Отечественная геотектоника прославилась исследованиями в области типизации структурных форм земной коры и ее тектонического районирования. Достигнутые при этом результаты легли в основу составления тектонических карт, известных всему миру. Однако в настоящий момент назрел вопрос о новом шаге в этой области.

Геосинклинальная теория разрабатывала терминологию не только для подвижных поясов, но и для платформ. В сущности это теория геосинклиналей и платформ. Естественно, то рациональное, что при этом было сделано, не должно быть выброшено за борт.

В тектоническом плане Земли выделяются три основные категории структурных областей: континенты, океаны и области их разграничения. Они отличаются по многим признакам, среди которых очень важным, определяющим особенности тектоники, является строение земной коры. На огромных пространствах океанов отсутствует гранитно-метаморфический слой, являющийся неотъемлемой частью коры континентов. В областях разграничения — картина пестрая, причем наиболее распространены коры субокеанического и субконтинентального характера.

В структуре континентов по особенностям развития и происхождения в качестве основных тектонических единиц выделяются древние платформы, молодые плиты, пояса аккреционного и коллизионного тектогенеза, деструктивно-аккреционные области, резонансно-тектонические зоны, рифтогены. Что касается древних платформ, то терминология, в разработку которой столь значительный вклад внес Н. С. Шатский, остается вполне рациональной и ныне. То же можно сказать и о молодых плитах<sup>2</sup>, если не принимать во внимание слишком подробные терминологические разработки. Пояса аккреционного и коллизионного тектогенеза разделяют древние платформы и крупные сиалические блоки. Кроме того, они простираются по периферии океанов, обрамляя также и платформы. Их главными тектоническими подразделениями являются покровно-складчатые сооружения. В покровно-складчатых сооружениях в зависимости от геологических особенностей выделяются структурно-формационные комплексы, которые могут образовывать тектонические покровы, шарьяжи (пластины) и их ансамбли и пакеты. Наряду с нормальными антиклиналями и синклиналями в таких сооружениях распространены антиформы и синформы. Выходы древних кристаллических пород, часто также представляющих собой аллохтоны, понимаются как

<sup>2</sup> Термина «молодые платформы» мы в данном случае избегаем, так как он при выделении фанерозойских подвижных поясов не используется.

перемещенные отторженцы древних сиалических, а иногда мафических массивов. Для первого случая укрепился термин «микроконтинент». По простиранию таких покровно-складчатых сооружений, как правило, протягиваются сутуры — офиолитовые швы, вдоль которых происходит крупное перекрытие тектонически разнородных комплексов. Менее всего для обозначения внутренних структур покровно-складчатых сооружений подходят термины «антиклинорий» и «синклинорий», поскольку они составляют основу фиксистских взглядов в тектонике. Их с успехом можно заменить понятиями антиклинальная или синклинальная зона. Вообще слово зона как термин свободного пользования заслуживает максимально широкого применения в регионально-тектоническом анализе.

Структурно-формационные комплексы представляют собой составные части тектонических сооружений. Это поли- или моноформационные единицы, отвечающие стадиям или этапам развития различных тектонических зон. Первичное структурное положение таких зон разнообразное, так что спектр тектонических ситуаций, в которых формировались структурно-формационные комплексы, очень широк. Большой опыт выделения подобных комплексов в рамках океанической, переходной и континентальной стадий развития земной коры был получен при составлении Тектонической карты Северной Евразии [12, 13].

Складчатые сооружения распространены намного менее широко, чем покровно-складчатые. Их примером может служить Верхоянская область, где имеются надвиги, но крупных аллохтонных зон не выявлено. Верхоянская антиклинальная зона сложена, как известно, мощнейшим терригенным верхоянским структурно-формационным комплексом. Он сформировался поверх комплексов преимущественно карбонатного состава, занимавших краевую часть Сибирской платформы. Таким образом, структура востока Сибирской платформы в среднем палеозое оказалась разрушенной. Поэтому Верхоянскую область по тектонической природе необходимо отнести к типу деструктивно-аккреционных.

Резонансно-тектоническими были названы структуры, возникающие в пределах платформенных областей под воздействием тектонических усилий, направленных из соседних подвижных поясов [7]. Существует довольно большое число разновидностей такого рода структур, из которых как особо важные с точки зрения горючих и некоторых других полезных ископаемых упомянем краевые и поперечные прогибы.

Для океанов, противопоставляемых континентам, должны быть и особые систематика и терминология. В плане систематики следует прежде всего обособить Тихий океан как очень древнюю область с симатическим типом коры и молодые океаны, возникшие в мезозое. Все молодые океаны вместе взятые по площади примерно равны Тихому океану. Уже была речь о том, что среди класса современных бассейнов с океанической корой целесообразно выделять микро-, мезо- и суперокеаны и что такую систематику можно переносить на палеоокеанические бассейны. Для всех океанических бассейнов характерно развитие спрединговых систем. Спрединг всегда присутствует, и это хорошо известно, но это явление требует дальнейшего серьезного изучения. Для кайнозоя характерна имеющая широчайшее распространение спрединговая моносистема, иначе — Мировая рифтовая система. В более древнее время, как выясняется, большое место принадлежало рассеянному спредингу. Но именно это и есть мало изученная область.

Мировая рифтовая система составляет осевую зону срединно-океанических хребтов, в которых с точки зрения морфологической тектоники выделяются гребневая зона, имеющая ширину в десятки километров, и фланги, ширина которых примерно в 20 раз больше. Из-за очень малого относительного превышения гребневой зоны над абиссальными областями (единицы метров на 1 км) морфология срединно-океанических хребтов приобретает совершенно специфические черты. Поскольку с гребневой зоной помимо рифтообразования связана сейсмичность, а также к ней приурочены повышенные значения теплового потока, тектонически срединные хребты можно рассматривать в качестве океанических подвиж-

ных поясов. В остальной области океана распространены структурные элементы типа абиссальных плит, различного рода поднятия (с утолщенной океанической корой, наложенные вулканотектонические, окраинные валы и иные типы), океанические ступени, микроконтиненты (в большей или меньшей степени подверженные деструктивным процессам), приразломные рвы, глубочайшие линейные прогибы у подножий континентальных склонов, изометричные прогибы с огромными мощностями осадков (типа Бенгальского залива), блоки — фрагменты древних океанических структур и, возможно, другие формы. По всему океанскому ложу распространены различного рода разломы, среди которых всегда можно выделить более или менее значительные системы. В последний период появились данные, свидетельствующие о существовании наряду с вертикальными разломами и сдвигами, в том числе очень крупными, структур типа надвигов.

Структуры зон разграничения океанов и континентов — переходных зон — разнообразны. Еще от Э. Зюсса идет разделение океанических окраин на два типа: атлантический и тихоокеанский, хотя сейчас отдается предпочтение другой терминологии: соответственно пассивной и активной окраинам. Последние характеризуются распространением вулканических и глубинных сейсмических зон, окаймляющих океан. Но в то же время активные окраины тектонически неодинаковы и разделяются на западно-тихоокеанский и андийский типы. Первому из них свойственна структурная триада: глубоководный желоб, островная дуга и краевое море. Содержательными являются связанные с этой триадой такие понятия, как преддуговые, междуговые, задуговые прогибы, вулканические и невулканические дуги, поднятые и опущенные блоки разной природы и др. Понятие материковый склон в данном случае не должно использоваться, так как кора в зоне перехода океан — континент по набору типов и их сочетанию здесь очень сложна и склон как таковой отсутствует. Его гомологами являются борта глубоководных впадин. Иной раз к окраинным глубоководным желобам применяется термин «краевой прогиб». Это нельзя рассматривать иначе как недоразумение (см. выше). Наряду с краевыми морями рационально выделять межматериковые моря, развивающиеся в отличной геодинамической обстановке.

Для андийского типа также характерно контрастное структурообразование, но в крупных линейных системах, простирающихся по краю континента. Здесь существуют и шельф, и материковый склон, который одновременно является и бортом глубоководного желоба. Это последнее обстоятельство придает ему специфику и может служить классификационным отличием при анализе подобных тектонических структур. Имеющиеся геофизические данные свидетельствуют об аномальном утолщении земной коры под Андами, что, вероятно, связано с глубинными аллохтонами, общий ансамбль которых тектонически перекрывает океанское ложе. Активная окраина Кордильер Северной Америки отличается от андийской отсутствием глубоководного желоба, возможно, скрытого под крупным пологим береговым надвигом.

Пассивные океанические окраины всегда обладают шельфом и материковым склоном, в пределах которого происходит утонение и выклинивание (возможно, неполное) гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. По строению они, так же как и активные окраины, неодинаковы. В большинстве случаев они обрывают структурные элементы континентов. Это пассивные окраины типа обрыва. В особенности они характерны для материковых масс Гондваны. Но, например, в Северной Атлантике пассивные окраины разрывают более древние структуры в примерном соответствии с простиранием последних. Это пассивные окраины типа разрыва. Первый тип обладает ярко выраженным ступенчатым, обычно с клавишными осложнениями, строением; второму свойственны более плавные структурные формы.

От окраин Атлантики отличаются также пассивные окраины, свойственные Северному Ледовитому океану. Здесь шельф занимает огром-

ные площади, самые обширные в Мировом океане. Учитывая малые размеры самого океана и простое его внутреннее строение, нужно считать, что в данном случае имеет место ситуация, свойственная недалеко зашедшему процессу океанообразования (мезоокеан).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как можно видеть, современный мобилизм, набрав большую силу, продолжает находиться в состоянии большого поиска. От геосинклинальной теории требуется перейти на новую ступень знания, к теории, где развитие мобильных зон, их структурно-формационных комплексов со всеми свойственными им магматическими и металлогеническими явлениями понимается намного сложнее. Ныне нельзя не видеть, что общая направленность тектонического процесса идет по пути преобразования симатической коры в сиалическую и соответственно правомерно обособление в этом процессе океанической, переходной и континентальной стадий. Но процесс этот, как выясняется, чрезвычайно сложен, и определяется эта сложность ранее не замечавшимися, но на самом деле выявляемыми на каждом шагу горизонтальными перемещениями земных масс в виде тонких и мощных пластин и покровов, а также отдельных блоков, как с малыми, так и колоссальными амплитудами. В конечном счете создаются огромные аллохтонные и параавтохтонные ансамбли, для объяснения которых весьма полезной оказывается концепция тектонической расслоенности литосферы. Отметим, кстати, что особое место в ее дальнейшем развитии должны занять исследования пластических (твердопластических) деформаций и проблема так называемого тектонического течения масс горных пород.

Наряду со всем этим тектонический облик Земли определяется континентальным дрейфом и крупными горизонтальными перемещениями внутриокеанических коровых и литосферных масс.

Если новую теорию еще нельзя считать до конца разработанной, то продвигаться в этом направлении настойчиво необходимо. В частности, на данном этапе есть все основания перейти на новую понятийную основу и здесь необходим решительный шаг.

Итак, учение о геосинклиналях на нынешнем этапе не может удовлетворить геотектонику. В то же время это учение не следует рассматривать в чрезмерно узких рамках, сводя его только к анализу строения и развития внутренних и внешних частей подвижных поясов. Оно охватывает различные другие аспекты тектоники континентов и прежде всего тектонику платформ и пограничных между ними и подвижными поясами зон. Насколько можно сегодня судить, эти аспекты, а также учение о молодых плитах, наложенных впадинах и некоторых других типах тектонических структур не требуют генерального теоретического переосмысливания. Сказанное, конечно, ни в какой мере не умаляет значения их дальнейшего углубленного тектонического изучения. Наоборот, и в частности это показывает пример современных исследований тектоники седиментационных бассейнов, подобное изучение является весьма актуальной задачей.

## Литература

1. Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и геосинклинали.— В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984, с. 6—14.
2. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
3. Обуэн Ж. На поиски критериев орогенических подразделений.— В кн.: Тектоника. Тр. 27-го Междунар. геол. конгресса, т. 7. М.: Наука, 1984, с. 15—19.
4. Обуэн Ж. Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца. О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской тектоники.— Там же, с. 43—47.
5. Обуэн Ж., Буржуа Ж., Азема Ж. Новый тип активных окраин. Окраины конвер-

- генции с растяжением на примере Центрально-Американского желоба у берегов Гватемалы.— Там же, с. 20—28.
6. *Пейве А. В., Пуцаровский Ю. М.* Теоретические проблемы геологии океанов.— Природа, 1982, № 1, с. 30—41.
  7. *Пуцаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1, с. 3—12.
  8. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
  9. *Пуцаровский Ю. М.* Формационные категории океанов и морей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 7, с. 3—8.
  10. *Пуцаровский Ю. М., Руженцев С. В.* Геологические особенности современных и древних океанов.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 404—406.
  11. *Соллогуб В. Б.* Структура поверхности астеносферного слоя Украины.— Докл. АН УССР. Б., 1985, № 11, с. 18—20.
  12. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
  13. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1979.
  14. *Хашин В. Е.* Учение о геосинклиналях и тектоника плит.— Геотектоника, 1986, № 5, с. 3—12.
  15. *Хворова И. В.* Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах.— В кн.: Геология Мирового океана. Тр. 27-го Междунар. геол. конгресса, т. VI, ч. 1. М.: Наука, 1984, с. 3—8.
  16. *Хворова И. В., Руженцев С. В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океанов.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 5, с. 3—15.
  17. *Хворова И. В., Руженцев С. В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей.— Литология и полез. ископаемые, 1986, № 2, с. 25—36.
  18. *Хераскова Т. Н.* Формации начальных этапов развития геосинклиналей (на примере каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии): Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 51 с.
  19. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
24.VI.1986

УДК 551.242.3(479)

ЛОМИЗЕ М. Г.

**АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ КАВКАЗА  
В ГЛОБАЛЬНОМ КОНТЕКСТЕ**

На примере Кавказа рассмотрено влияние глобальных и региональных факторов на развитие геосинклинальной области. В качестве проявлений глобального тектогенеза учтены: неравномерность вертикальных движений, океанического спрединга, субдукции, а также режим геомагнитного поля, эпохи сжатия (складчатости) и растяжения (рифтогенеза). Среди региональных событий учтены фазы раскрытия и закрытия мезозойского Тетиса, относительные горизонтальные перемещения обрамлявших его литосферных плит. Показано, что не только заложение и замыкание геосинклинали, но и главные структурные перестройки (в байосе, в альбе — сантоне) вписывались в общий ход глобального тектогенеза. Региональные события (в свою очередь сопряженные с глобальными) непосредственно отражались в тектонике и магматизме. Реализация внешних воздействий контролировалась строением континентальной литосферы Кавказа, размещением и простираанием ослабленных зон, унаследованных от доальпийских этапов развития.

Складчатая область Кавказа как весьма представительная, сравнительно полно и разносторонне изученная, уже не раз служила как бы полигоном для разработки или проверки геотектонических концепций и их отдельных положений. Так было и в последнее десятилетие, когда на материалах Кавказа обсуждались возможности «тектоники плит» для понимания структуры и происхождения складчатых систем. В настоящей статье мы обращаемся к Кавказу в связи с вопросом о соотношении локальных, региональных и глобальных факторов в развитии геосинклинальной области.

Давно известны черты унаследованности в тектонике и магматизме геосинклиналей, свидетельствующие о связи поверхностных явлений с глубинными структурами. «Тектоника плит» выдвинула на первое место латеральное взаимодействие структурных единиц как в региональном, так и в планетарном масштабе. Наконец, издавна обсуждается возможность самых разнообразных связей между развитием отдельной складчатой области и глобальными тектоническими событиями. От Л. Эли де Бомона до Г. Штилле и наших дней прослеживается идея глобальности фаз складчатости. Почти так же длительно развиваются идеи глобальности фаз растяжения, пульсационного ритма, фаз магматизма, метаморфизма и т. д. В последнее время представления о глобальных тектонических событиях существенно пополнились, особенно для мезозоя и кайнозоя. Вместе с тем появились количественные данные о перемещениях крупных литосферных плит и об их взаимодействии.

**ГЛАВНЫЕ ВЕХИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ АЛЬПИЙСКОЙ  
ГЕОСИНКЛИНАЛИ КАВКАЗА**

Предлагаемая трактовка тектонического развития альпийской геосинклинали Кавказа [8] близка к более ранней схеме Ш. А. Адамия и др. [1, 9]. В основу палеотектонических построений положено следующее районирование доорогенного комплекса Кавказа с севера на юг. 1. **Северо-Кавказская плита** — часть Скифской платформы, вовлеченная на юге в опускания геосинклинали Большого Кавказа. Южная граница плиты трассируется разломами Авадхарско-Ларсской структурной линии. 2. **Бзыбско-Казбекская складчатая зона** — линейно вытянутая тектоническая единица, где развивались самые глубокие осевые прогибы

геосинклинали. С юга ограничена Краснополянско-Зангинской системой разломов. 3. **Закавказская плита**, границы которой были весьма точно намечены еще В. П. Ренгартеном. Ее северный край служил бортом геосинклинали Большого Кавказа (Гагринско-Джавская зона), южный край (Сомхето-Кафанская зона) также испытал значительные опускания. В палеогене Закавказская плита была рассечена Аджаро-Триалетским и Талышским прогибами. 4. **Севанская офиолитовая зона**, где сохранились формации мезозойского бассейна океанического типа, принадлежавшего системе Тетиса. 5. **Мисханский и Даралагезский массивы**, самые северные сиалические массивы сложной Анатолийско-Иранской области.

К северу от Севанской офиолитовой зоны альпийская геосинклиналь заложилась на гетерогенном докембрийско-палеозойском сиалическом основании (предопределившем дробную структурно-фациальную зональность), начальные прогибания зафиксированы трансгрессией раннего лейаса. Судя по разграничению фаунистических провинций [15], к югу от Закавказской плиты уже в ранней — средней юре размещалась Малокавказская ветвь океанического Тетиса, которая отделяла располагавшиеся еще южнее микроконтиненты Анатолийско-Иранской области. Режим кавказской окраины Тетиса в лейасе был пассивным, но в 250—300 км севернее, в зоне взаимодействия Закавказской и Северо-Кавказской плит, заложилась асимметричная геосинклиналь Большого Кавказа (рис. 1, I). На ее северном активном обрамлении в синемюре — кариксе начал формироваться Северо-Кавказский краевой пояс андезитового и более кислого вулканизма. В осевой зоне этой геосинклинали образовались небольшие внутрикоровые очаги риолито-дацитового вулканизма.

В среднем лейасе — аалене (см. рис. 1, II) сохранялась подобная же тектоническая обстановка, но в осевых прогибах Большого Кавказа возникли глубоководные (с турбидитами) зоны растяжения сиалической коры, где проявился толеит-базальтовый вулканизм. Он резко контрастировал по составу с известково-щелочным вулканизмом Северо-Кавказского пояса, располагавшегося по другую сторону Авадхарско-Ларской структурной линии.

Важная тектоническая перестройка произошла на рубеже аалена и байоса вслед за локальными проявлениями складчатости (главным образом в геосинклинали Большого Кавказа). На юге заложился мощный Закавказский вулканический пояс лиминарного (окраинно-материкового), или островодужного типа. Таким образом, пассивный режим кавказской окраины Тетиса надолго сменился активным. Предполагается, что началось встречное перемещение и конвергентное взаимодействие океанической литосферы Тетиса и сиалической Закавказской плиты; под кавказской континентальной окраиной для этого времени реконструируется зона субдукции (см. рис. 1, III). Порожденный субдукцией магматизм был наиболее интенсивным в байосе, вновь несколько усиливался в кимеридже и в раннем неокоме, а затем почти полностью прекратился вплоть до мощных вулканических фаз альба — раннего сенона, проявившихся уже в обстановке отмирания океанического бассейна. Поскольку в современной структуре юрские вулканы Закавказского пояса приведены в непосредственный контакт с офиолитовым швом, можно предположить, что субдукция сопровождалась тектонической эрозией континентального крыла. При этом ось вулканического пояса постепенно смещалась на север.

На рубеже средней и поздней юры вслед за проявлениями складчатости заложилась флишевые трог Большого Кавказа. От сланцево-граувакковых осадочных формаций преобладание перешло к флишевым и известняковым. Однако еще более важная структурная перестройка совершилась в середине мела (в позднем альбе — раннем сеноне), когда в результате сближения кавказской окраины Тетиса с Нахичеванским микроконтинентом сузилась, а затем замкнулась разделявшая их Малокавказская ветвь океанического бассейна и образовался Севанский офиолитовый шов (см. рис. 1, IV). Деформации проявились и в океани-

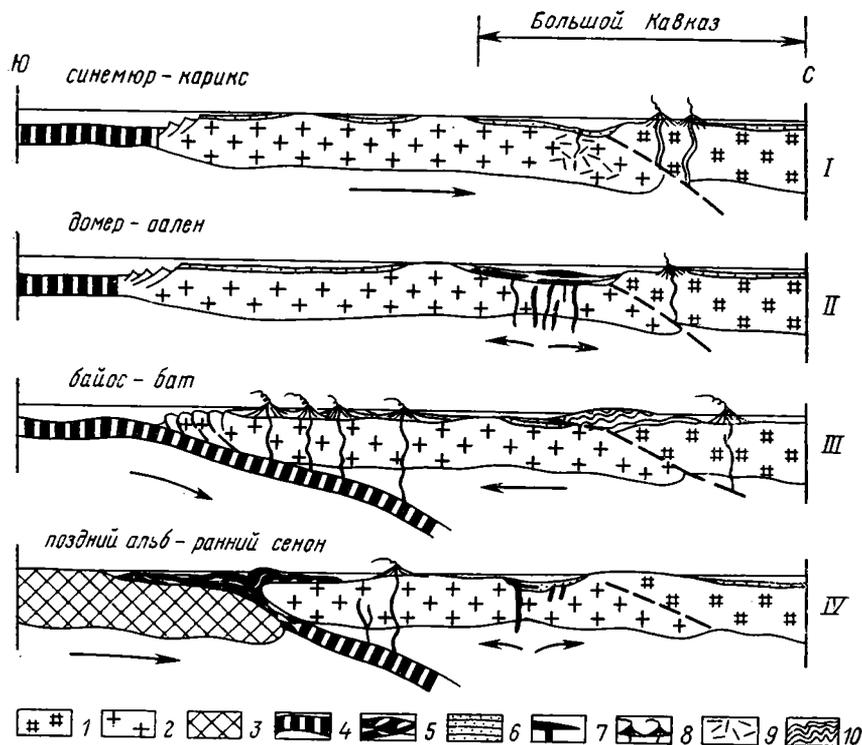


Рис. 1. Схема развития альпийской геосинклинали Кавказа  
 1—3 — область с корой континентального типа: 1 — Северо-Кавказская, 2 — Закавказская, 3 — Иранская плиты; 4 — область с корой океанического типа; 5 — офиолитовые аллохтоны и меланж; 6 — осадочные формации, преимущественно терригенные; 7 — толеит-базальтовый вулканизм; 8 — пояса преимущественно известково-щелочного вулканизма; 9 — предполагаемые очаги кислого вулканизма; 10 — складчатость в отложениях лейаса — аалена

ческой коре Малокавказского бассейна, где они зафиксированы несогласным залеганием кылычлинского вулканического комплекса (сеноман — коньяк) [4]. В ходе нескольких последовательных фаз сжатия происходили обдукция офиолитовых пластин и меланжа к северу и югу, их дальнейшее перемещение в условиях морского дна, формирование сложных олистостромовых комплексов. Активность Закавказского вулканического пояса (затухавшая на время обдукции?) продолжалась до середины сенона. Севернее, во флишевых прогибах Большого Кавказа, отголоском указанных событий явились небольшие подводные излияния оливиновых базальтов сеномана.

Следующее оживление тектонических движений и магматизма произошло на рубеже палеоцена и эоцена и достигло максимума в среднем эоцене. В области Закавказского массива, в условиях коллизии континентальных блоков, проявился известково-щелочной и субщелочной вулканизм. Там же севернее раскрылся Аджаро-Триалетский прогиб с преимущественно базальтовым вулканизмом в его осевой зоне. Наконец, с позднего эоцена начались все нараставшие по интенсивности фазы складчатости и общее поднятие, означавшие отмирание альпийской геосинклинали Кавказа и переход к орогенному режиму.

Диаграмма на рис. 2 суммирует основные проявления тектонической эволюции альпийской геосинклинали Кавказа. В самом правом столбце показана хронологическая приуроченность главных тектонических событий. Всего намечено шесть таких событий, разных по содержанию и значению. Они произошли в раннем лейасе (около 200 млн лет)<sup>1</sup>, близ границы аалена и байоса (около 175 млн лет), близ границы средней и

<sup>1</sup> Здесь и далее принимаются датировки по А. Хэллему [14].

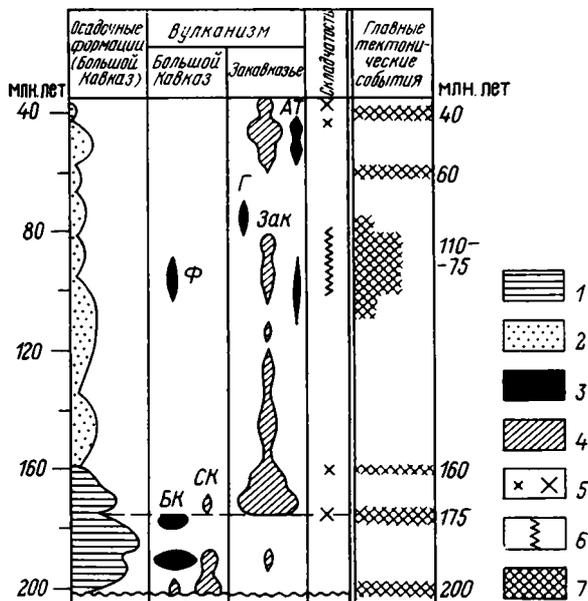


Рис. 2. Диаграмма главных тектонических событий в развитии альпийской геосинклинали Кавказа

1—2 — формации: 1 — сланцево-граувакковые, 2 — преимущественно флишевые; 3 — базальтовый вулканизм, главным образом толентовый и оливин-базальтовый (БК — в Бзыбско-Казбекском прогибе; Ф — во флишевых трогах: Местиа-Тианетском и Новороссийском; Г — в Гочасском, АТ — в Аджаро-Триалетском прогибах); 4 — андезитобазальтовый, андезитовый и более кислый вулканизм, главным образом известково-щелочной (вулканические пояса: Зак — Закавказский, СК — Северо-Кавказский); 5 — складчатость; 6 — образование офиолитовых аллохтонов и меланжа, складчатость; 7 — главные тектонические события

поздней юры (около 160 млн лет), в позднем альбе — раннем сеноне (100—85 млн лет), близ границы палеоцена и эоцена (около 60 млн лет), в конце эоцена (около 40 млн лет). Первая и последняя из этих тектонических вех выражают заложение и замыкание альпийской геосинклинали Кавказа, а остальные — переломные моменты в ее развитии. Большая значимость двух из них нередко недооценивается. Это, во-первых, предбайосские события, основным содержанием которых было рождение Закавказского вулканического пояса (и соответствующей зоны субдукции) и отмирание главных геосинклинальных прогибов Большого Кавказа с их толеит-базальтовым вулканизмом. Второй важнейший переломный момент приходится на середину мела (100—85 млн лет), когда закрылась Малокавказская ветвь океанического Тетиса, произошли сближение и коллизия ее континентального обрамления, сформировались Севанский офиолитовый шов и связанные с ним офиолитовые аллохтоны.

### КОРРЕЛЯЦИЯ С ГЛОБАЛЬНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

Глобальные тектонические события находят выражение в неравномерности вертикальных и горизонтальных движений литосферы (в том числе процессов спрединга и субдукции), они фиксируются эпохами складчатости и рифтогенеза, а также изменениями режима геомагнитного поля. Корреляция этих проявлений тектогенеза и поиски закономерной взаимосвязи между ними привлекают в последние годы все большее внимание [10, 13, 26, 33, 39]. Рассмотрим главные события для отрезка времени с юры по палеоген.

Режим вертикальных тектонических движений признан главным фактором, определяющим эвстатические колебания уровня Мирового океа-

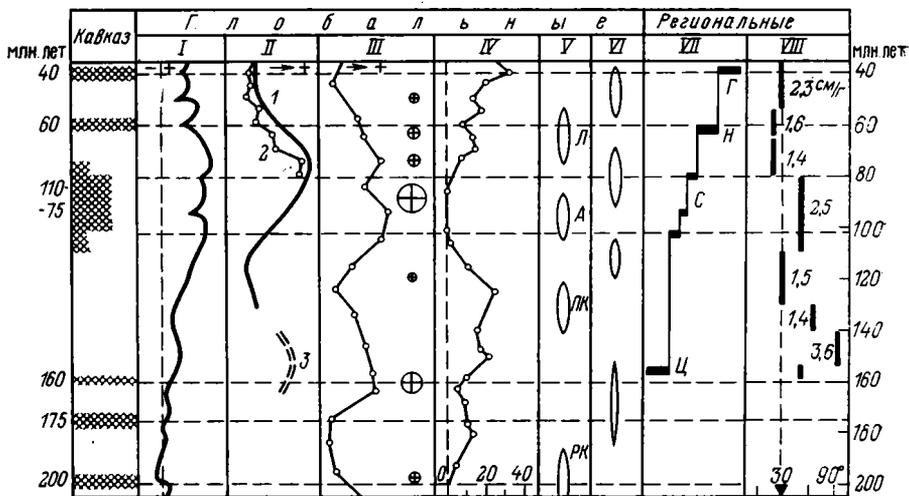


Рис. 3. Корреляция главных тектонических событий альпийской геосинклинали Кавказа с глобальными и региональными тектоническими событиями

I — эвстатические поднятия (+) и опускания (—) относительно современного уровня океана; по П. Вэйлу и др. [38] с небольшими изменениями; II — океанический спрединг: 1 — неравномерность спрединга по вероятностной модели Д. Спрага и Г. Полака [35], 2 — суммарный график скоростей перемещения литосферы (относительно Северо-Американской плиты) [18], 3 — позднейший максимум, по Р. Шеридану [33]. (здесь и в следующей графе стрелка — направление нарастания величин); III — субдукция на конвергентных границах (по интенсивности магматических проявлений): значками показаны главные и второстепенные максимумы для Кордильер и Японии [23, 27, 29], линией — суммарный график для восточного обрамления Тихого океана [7]; IV — частота геомагнитных инверсий [39]; V — эпохи складчатости: PK — раннекимерийская, PK — позднекимерийская, A — австрийская, Л — ларамийская [6]; VI — эпохи рифтогенеза [10]; VII — фазы раскрытия Атлантического океана: Ц — центрального сектора, С — северного сектора, Н — Норвежского и Г — Гренландского бассейнов [20, 33, 37]; VIII — изменение направлений и скорости перемещения южного обрамления Тетиса относительно северного [31]

на<sup>2</sup>. Ход таких колебаний (на фоне региональных трансгрессий и регрессий) уточняется на основе сопоставления данных, полученных независимыми методами: от предложенного еще Э. Зюссом метода подсчета относительной площади морских бассейнов на континентах до новейших изотопных [21]. Для рассматриваемого отрезка времени об эвстатических изменениях уровня океана можно судить по работам В. Аркелла, Э. Хэллема, Дж. Хэнкока, Д. П. Найдина; в корреляционной диаграмме (рис. 3, I) мы приводим с небольшими изменениями эвстатическую кривую П. Вейла и др. [38]. На это время приходится большая часть мезозойско-кайнозойского цикла, что выражается тенденцией к эвстатическому повышению уровня Мирового океана с лейаса до сенона и к его понижению в последующее время. Кривая осложняется эвстатическими циклами более высоких порядков с периодичностью в десятки и единицы миллионов лет.

**Неравномерность спрединга океанической коры и горизонтального перемещения литосферных плит.** Еще Р. Ларсон и В. Питман [24], сравнив пересечения нескольких зон спрединга Атлантики и Тихого океана, обнаружили согласованность в возрастании и убывании скоростей спрединга. Однако и сегодня количественная оценка глобальной неравномерности спрединга затруднена необходимостью учитывать не только скорости раздвига, но и изменение длины зон спрединга, а также мощность новообразованной океанической коры. Она еще больше затруднена неполнотой соответствующих данных и низкой точностью оценок в отношении океанической коры, уже уничтоженной в зонах субдукции. Применяются экстраполяция [36], математический вероятностный подход [35], подсчеты площадей новообразованной коры по палеотектоническим

<sup>2</sup> При этом решающую роль играют, по-видимому, поднятия и опускания срединно-океанических хребтов, а также изменения их суммарной длины [30].

картам [11], расчет усредненных скоростей движения литосферных плит [18]. Для Тихого океана появились данные о снижении мощности новообразованной коры и ее плотности при повышении скорости спрединга [5]. Наконец, палеомагнитные исследования на континентах позволяют судить о неравномерности континентального дрейфа, однако при этом недостаточно учитывается палеодолготная составляющая скорости [2, 13].

Для рассматриваемого отрезка времени надежно устанавливается позднемеловой (сенонский) максимум скоростей спрединга и горизонтального перемещения литосферных плит (рис. 3, II). Второй максимум, приуроченный к поздней юре, выявлен по данным глубоководного бурения, которые сузили время формирования юрской зоны спокойного магнитного поля до интервала 154—149 млн лет [33]. Скорости спрединга в это время были приблизительно такими же, как и при формировании позднемеловой зоны спокойного магнитного поля.

**Неравномерность субдукции на конвергентных границах.** Несмотря на сложные соотношения между скоростью встречного движения литосферных плит в зонах субдукции и интенсивностью их магматизма, в первом приближении предполагается прямая корреляция между ними. Поэтому вариации интенсивности магматизма в островных дугах и лиминарных (окраинно-материковых) вулканоплутонических поясах могут служить показателем неравномерности субдукции на соответствующих конвергентных границах. К сожалению, необходимых количественных и даже полуколичественных оценок магматической активности пока очень мало. На рис. 3, III обозначены главные и второстепенные максимумы магматизма для Северо-Американских Кордильер и Японии, полученные путем обобщения радиологических датировок главным образом интрузивных образований [23, 27, 29]. Там же дан график интенсивности интрузивного магматизма над зонами субдукции для всего американского и антарктического обрамления Тихого океана, который построен по полуколичественным оценкам [7]. Главные максимумы приходится на поздний мел, а также на среднюю — позднюю юру.

**Режим геомагнитного поля.** К настоящему времени данных об изменениях модуля напряженности геомагнитного поля сравнительно немного, и наибольший интерес представляют сведения о частоте геомагнитных инверсий [13, 25, 33, 39]. График по Ф. Виганку и М. Меннингу (см. рис. 3, IV) отчетливо выражает цикличность в изменениях частоты инверсий, ее закономерная связь с режимом тектонических движений уже неоднократно замечена исследователями.

**Главные эпохи сжатия (складчатости) и растяжения (рифтогенеза).** Представления о фазах и эпохах складчатости как выражении сжатия литосферы давно получили широкое признание. Дискуссионным был и остается вопрос об их глобальной синхронности. По крайней мере статистически для рассматриваемого времени отчетливо намечаются четыре эпохи, охватывающие главные проявления складчатости и следовавшие со средней периодичностью около 45 млн лет (см. рис. 3, V) [6]. Столь же неравномерны во времени и процессы рифтогенеза, которые, как оказалось, тоже подчинены глобальной периодичности около 40 млн лет для мезозоя — кайнозоя (рис. 3, VI) [10]. Эпохи складчатости и рифтогенеза чередуются во времени, выражая пульсационный ритм Земли. Это не исключает более сложных соотношений между региональными фазами складчатости и рифтогенеза.

Корреляционная диаграмма убеждает в том, что уже на современном уровне знаний можно судить о степени и характере взаимосвязи между перечисленными проявлениями тектогенеза. Их можно разделить на две группы, в каждой из которых наблюдается тесная корреляция тектонических явлений. В одну группу (см. рис. 3, I—IV) вошли показатели спрединга, субдукции, эвстазии и геомагнитных инверсий. В другую группу (см. рис. 3, V, VI) — эпохи складчатости и рифтогенеза.

Прямая корреляция между интенсивностью спрединга и субдукции (см. рис. 3, II, III), предсказанная «тектоникой плит» и подтвержденная

региональными исследованиями, получила на составленной нами диаграмме обобщенное выражение. Столь же отчетлива прямая корреляция общего хода эвстатической кривой (см. рис. 3, I) с кривой спрединга. Это согласуется с неоднократно высказывавшейся мыслью о том, что крупные и длительные изменения уровня Мирового океана определяются в первую очередь изменениями суммарного объема системы срединно-океанических хребтов [22, 33]. Отчетлива и отрицательная корреляция частоты инверсий геомагнитного поля (см. рис. 3, IV) как по отношению к спредингу и субдукции, так и относительно эвстатического поднятия уровня океана. В этом явлении, уже обсуждавшемся [13, 33], видят свидетельство связи как тектонических движений, так и геомагнитных инверсий с общими глубинными причинами.

В совокупности по всем четырем графикам на рис. 3 хорошо вырисовываются альпийский тектонический цикл, а также осложняющие его максимумы и минимумы движений литосферы. Особенно ярко выражена позднемеловая кульминация тектонической и магматической активности, которая, как известно, является выдающимся событием в масштабах всего фанерозоя.

Главные эпохи складчатости и рифтогенеза (см. рис. 3, V, VI), составившие вторую группу проявлений тектогенеза, как уже отмечалось выше, чередуются между собой и служат выражением пульсационного ритма с переходом от условий господствующего сжатия к условиям господствующего растяжения [10].

Гораздо сложнее соотношения между тектоническими явлениями одной и другой группы. Как это видно на корреляционной диаграмме, пульсационный ритм глобальных проявлений сжатия и растяжения лишь накладывается на согласованный ход кривых горизонтального и вертикального перемещения литосферы<sup>3</sup>, которые имеют иную периодичность и, возможно, контролируются иным глубинным механизмом. В. Шван, который подобным же образом противопоставил орогенические фазы непрерывно и длительно протекающему океаническому спредингу, высказал мысль, что эти фазы синхронны перестройкам систем спрединга и причинно с ними связаны [32]. Эту точку зрения поддержал недавно В. Е. Хаин [12]. Заметим, однако, что в глобальном масштабе некоторые перестройки приурочены не к эпохам складчатости, а к эпохам рифтогенеза. Поэтому не исключено, что в целом крупные перестройки систем спрединга — субдукции могли быть взаимосвязаны с любыми проявлениями глобального пульсационного ритма — как с нарастанием сжимающих, так и с нарастанием растягивающих напряжений.

Переходя к мезозойско-кайнозойской геосинклинали Кавказа, можно видеть, что по времени заложения и замыкания она хорошо вписывается в глобальный альпийский тектонический цикл (см. рис. 2, 3). Важная структурная перестройка в начале байоса, когда зародился Закавказский пояс субдукционного вулканизма, коррелируется с началом общего нарастания масштабов субдукции. Следующая важная перестройка — закрытие Малокавказского океанического бассейна — приурочена к австрийской эпохе складчатости и началу позднемеловой кульминации тектонической активности. Ясно выражен на Кавказе и общий ход эвстатических колебаний уровня океана, хотя на этом фоне частные трансгрессии и регрессии проявились не с одинаковой полнотой и по-разному в различных тектонических зонах. Кроме них устанавливаются региональные колебания относительного уровня моря, в том числе такие, которые превосходили по своей величине эвстатические. Так, среди трансгрессий на Кавказе раннебайосская превосходит средне-позднебайосскую, среднеальбская — позднеальбскую, позднеантонская — среднесантонскую.

Из четырех эпох складчатости, которые приходится на рассматриваемое время, лучше всего проявилась австрийская, значение которой

<sup>3</sup> Частным проявлением этого можно считать корреляцию отдельных фаз складчатости и рифтогенеза с кратковременными эвстатическими регрессиями и трансгрессиями [17, 22].

для Средиземноморского пояса справедливо подчеркивают И. Аргириадис и А. Л. Книппер [4]. Раннекиммерийской соответствуют предлейсовый перерыв и трансгрессия раннего лейаса; ларамийская находит лишь слабое выражение. Требуется объяснения незначительность деформаций, сопряженных с позднекиммерийской эпохой, — одной из важнейших для мезозоя, которая особенно мощно проявилась в меридиональных системах тихоокеанского обрамления («орогении»: невадская, андская, сакава, яньшаньская, рангитата и др.). Вместе с тем в формировании структуры Кавказа сказались отдельные фазы вне главных эпох складчатости: из глобальных фаз — субгерцинская и пиренейская, а также такие региональные фазы, как предбайосская (донецкая, дзирульская) и предкелловейская (адыгейская, чегемская).

Подобным же образом из четырех глобальных эпох рифтогенеза на Кавказе проявились только две, и в обоих случаях они не оказали существенного воздействия на ход тектонического развития. Так, к сенонской эпохе было приурочено заложение Гочасской системы грабенов с базальтовым вулканизмом, а к эоценовой — разрастание Аджаро-Триалетского трога.

Таким образом, в геосинклинальной области Кавказа общий ход глобального тектогенеза выразился вполне отчетливо, но составляющие его тектонические события проявились неодинаково: одни усиливались, другие приглушались или были совсем незаметны. Они как бы модулировались региональными тектоническими условиями.

### ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В результате коренного пересмотра представлений о тектонике Кавказа, предпринятого в последние десятилетия, определилась новая концепция его тектонического развития на альпийском этапе. По офиолитам был реконструирован Малокавказский бассейн океанического типа как одна из ветвей Тетиса [3]. Область к северу от него рассматривается как континентальная окраина Евразии, область к югу — как один из микроконтинентов гондванского происхождения, впоследствии (в середине мела) причленившийся к евразийской окраине. При таком подходе развитие геосинклинальной области Кавказа оказалось неразрывно связано с раскрытием и дальнейшей историей мезозойского Тетиса, с относительными и «абсолютными» перемещениями обрамлявших его континентальных глыб.

Первая попытка проанализировать развитие Средиземноморского пояса, увязав его с фазами раскрытия Атлантики, принадлежит А. Смиуту [34]. Вскоре Дж. Дьюи и др. [19] опубликовали развернутый вариант такой реконструкции. В последующие годы схема развития все более совершенствовалась, одна из реконструкций, по Д. Бернулли и М. Лемуану [16], приведена на рис. 4. Относительные смещения Африкано-Аравийской и Европейской континентальных глыб были уточнены с привлечением данных по Индийскому океану, а также палеомагнитных данных по обоим этим континентам [28, 31]. С началом океанического раскрытия Центральной Атлантики, которое, по новым данным, произошло лишь в келловее [33], между этими континентальными глыбами происходило левостороннее сдвиговое смещение, сопровождавшееся их сближением. Последнее стало еще заметнее после того, как в сеноне левостороннее смещение континентальных глыб сменилось их встречным разворотом (см. рис. 3, VIII). Эти движения в значительной степени контролировались фазами раскрытия Атлантики (см. рис. 3, VII). Вслед за начальной фазой (155 млн лет) раскрытие продвигалось из Центральной Атлантики в Северную: последовательно начинали формироваться Иберийский отрезок (102 млн лет), трог Рокколл (95—90 млн лет), Исландский бассейн (80 млн лет), Норвежское (63—60 млн лет) и Гренландское (38 млн лет) моря [20, 37].

Если первая из этих фаз на Кавказе не заметна, то последующие, связанные с поворотом Евразийской глыбы (и сокращением ширины

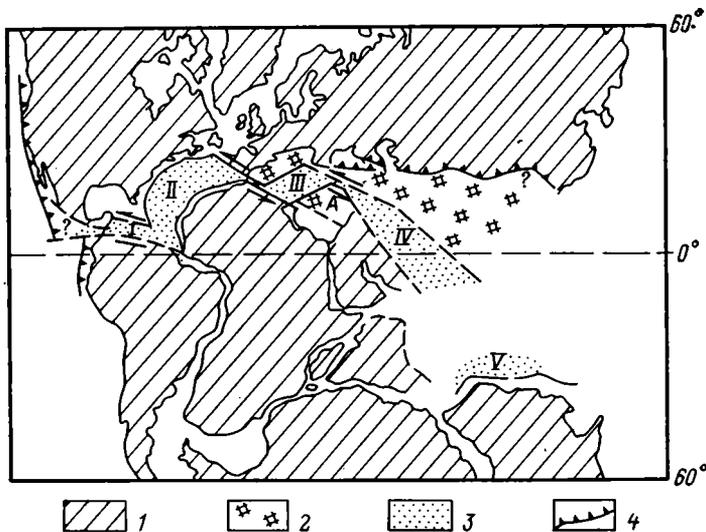


Рис. 4. Тектоническая позиция юрской геосинклинали Кавказа в обстановке раскрытия мезозойского Тетиса и Центральной Атлантики [16]. Поздняя юра

1 — области с корой континентального типа (А — Апулийский блок); 2 — они же, претерпевшие тектоническую фрагментацию; 3 — новообразованная океаническая кора (I — Карибский Тетис, II — Центральная Атлантика, III — Пьемонтско-Лигурийский океан, IV — океанический Тетис от Вардарской зоны до зоны Инд-Цангпо, V — северо-западное обрамление Австралии); 4 — конвергентные границы

Тетиса), нашли прямое выражение в закрытии Малокавказского океанического бассейна, которое началось в конце альба и продолжалось в несколько стадий до середины сенона. Более поздние рубежи в развитии Кавказской геосинклинали (перед эоценом и в его конце), выраженные коллизионными деформациями и магматизмом, синхронны норвежской и гренландской фазам раскрытия Атлантики.

Собственно кавказские глубинные источники напряжений могли обусловить отмеченные выше местные опускания и поднятия (трансгрессии и регрессии). Важную роль играло размещение и простираие ослабленных зон, унаследованных от герцинского и более ранних этапов: Пшекиш-Тырныаузской, Авадхарско-Ларсской, Краснополянско-Зангинской. От ориентировки таких зон зависит способность литосферы реагировать на внешние тектонические воздействия, и, может быть, поэтому, как уже отмечалось выше, в субширотно ориентированной системе Кавказа слабо выражены некоторые глобальные эпохи сжатия и растяжения, ярко проявившиеся в складчатых и рифтовых системах долготного простираия.

Таким образом, мезозойско-кайнозойская геосинклиналиная область Кавказа предстает как структурная единица, развитие которой было неразрывно связано и с региональными условиями Средиземноморского пояса, и с тектоническими явлениями глобального масштаба. Региональные события (в свою очередь сопряженные с глобальным ходом тектогенеза) получили при этом четкое и непосредственное отражение.

#### Литература

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
2. Апарин В. П. Вариации интенсивности вулканизма и скоростей перемещения континентальных плит в фанерозое.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 5, с. 1178.
3. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
4. Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины.— Геотектоника, 1985, № 2.
5. Кузьмин П. Н. О зависимости структуры коры востока Тихого океана от ее возраста.— Океанология, 1984, № 2, с. 295—301.
6. Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Глобальная цикличность тектонических движений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, № 3, с. 5—27.

7. Ломизе М. Г. Крайно-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 3, с. 13—29.
8. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
9. Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе З. Б. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа).— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Коллоквиум ОЗ. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984, с. 72—83.
10. Милановский Е. Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 7, с. 3—29.
11. Савостин Л. А. Кайнозойская тектоника плит Арктики, Северо-Восточной и Внутренней Азии и глобальные палеогеодинамические реконструкции. Автореф. докт. дис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981. 47 с.
12. Хаин В. Е. Основные фазы раскрытия современных океанов в сопоставлении с событиями на континентах.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1985, № 3, с. 3—11.
13. Храмов А. Н., Кравчинский А. Я. Геомагнитная и геотектоническая цикличность.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 8. М.: Наука, 1984, с. 161—169.
14. Хэллем А. Связь между биостратиграфией, магнитостратиграфией и «событийной» стратиграфией в юрском и меловом периодах.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984, с. 87—97.
15. Bergougnan H. Structure de la chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie).— Bull. soc. géol. France, 1976, t. 18, № 3, p. 675—686.
16. Bernoulli D., Lemoine M. Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation.— Memoire du Bur. rech. géol. et minières, 1980, № 115, p. 168—179.
17. Brandner R. Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys.— Jb. Geol. Bundesanstalt, 1984, v. 126, № 4, p. 435—475.
18. Davis D. M., Solomon S. C. Variations in the velocities of the major plates since the Late Cretaceous.— Tectonophysics, 1981, v. 74, № 1—2, p. 189—208.
19. Dewey J. E., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 10, p. 3137.
20. Hallam A. A reassessment of the fit of Pangaea components and the time of their initial breakup.— Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap., 1980, № 20, p. 375—387.
21. Hallam A. Pre-Quaternary sea-level changes.— Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1984, № 12, p. 205—243.
22. Johnson J. G. Sea-floor spreading and orogeny: correlation or anticorrelation.— Geology, 1974, v. 2, № 4, p. 199—201.
23. Lanphere M. A., Reed B. L. Timing of Mesozoic and Cenozoic plutonic events in Circum-Pacific North America.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 12, p. 3773.
24. Larson R. L., Pitman W. C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 12, p. 3645—3662.
25. Lowrie W., Kent D. V. Geomagnetic reversal frequency since the Late Cretaceous.— Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, № 3, p. 305—313.
26. Malumián N., Ramos V. A. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America.— Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, № 2, p. 228—237.
27. Matsumoto T. Timing of geological events in the circum-Pacific region.— Canad. J. Earth Sci., 1977, v. 14, № 4, p. 551—561.
28. Patriat Ph., Segoufin J., Schlich R. et al. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie.— Bull. soc. géol. France, 1982, t. 24, № 2, p. 363—373.
29. Petö P. Plutonic evolution of the Canadian Cordillera.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 8, p. 1269—1276.
30. Pitman W. C. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 9, p. 1389—1403.
31. Savostin L. A., Sibuet J. C., Zonenshain L. P. et al. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic.— Tectonophysics, 1986, v. 123, № 1—4, p. 1—35.
32. Schwan W. The worldwide active Middle/Late Eocene geodynamic episode with peaks at  $\pm 45$  and  $\pm 37$  m. y. B. P. and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading.— Tectonophysics, 1985, v. 115, № 3/4, p. 197—234.
33. Sheridan R. E. Phenomena of pulsation tectonics related to the break-up of the eastern North American continental margin.— Tectonophysics, 1983, v. 94, № 1—4, p. 169.
34. Smith A. G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, № 8, p. 2039—2070.
35. Sprague D., Pollack H. N. Heat flow in the Mesozoic and Cenozoic.— Nature, 1980, v. 285, № 5764, p. 393—395.
36. Steiner J. An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction rates.— Geology, 1977, v. 5, № 5, p. 313—318.
37. Sullivan K. D. The Newfoundland Basin: ocean-continent boundary and Mesozoic sea-floor spreading history.— Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, № 3, p. 321—339.
38. Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, № 26, p. 83—97.
39. Wiegank F., Menning M. Die Variationen des Paläomagnetfeldes im Phanerozoikum und ihre Beziehungen zu anderen planetaren, geophysikalischen und geologischen Phänomenen.— Zeitschr. geol. Wiss., 1984, v. 12, № 1, p. 35—64.

УДК 551.242.3(470.5)

ПУЧКОВ В. Н., ИВАНОВ К. С.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТЕНИКЕ УРАЛА

На основании обширных новых данных по стратиграфии и тектонике региона, полученных авторами в Уфимском амфитеатре, Сакмарской, Западно-Мугоджарской, Денисовской, Восточной Магнитогорской и других зонах Урала, предложена новая модель его тектонического развития в палеозое. Океаническая структура Уральской эвгеосинклинали возникла в результате спрединга, последовавшего за эпиконтинентальным рифтогенезом. Начался спрединг, по всей видимости, в архее; положение его оси не оставалось постоянным, что привело к образованию по крайней мере двух океанических впадин и Восточно-Уральского микроконтинента, расположенного между ними. Островодужные комплексы начали формироваться на крайнем востоке Урала, по-видимому, уже в конце ордовика. Зона субдукции, активно развивающаяся в среднем девоне, имела восточное падение. В ее тылу в это время возникла зона вторичного спрединга. Западная часть Урала в ордовике—девоне представляла собой пассивную окраину Восточно-Европейской платформы. В позднем палеозое произошла коллизия этой платформы с новообразованным Уральским континентом, сопровождавшаяся шарьированием, тектоническим сжатием и образованием всеуральского глаукофансланцевого пояса.

Мобилистские идеи, получившие во всем мире широкое распространение за последние 10—20 лет, имеют своих сторонников и на Урале. Последними написан ряд работ, содержащих принципиально новые представления о палеозойском тектоническом развитии Урала и других складчатых областей [5, 6, 15, 18, 24, 26, 28, 37 и др.]. Появились и работы [3 и др.], авторы которых хотя и не стоят на позициях мобилизма, но все же принимают ряд его положений. Предложенные всеми этими исследователями новые модели развития Урала весьма заметно различались в деталях, но имели и ряд важнейших общих черт: они содержали положения о рифтовом характере раннепалеозойских структур Урала; об океаническом или меланократовом характере фундамента Уральской эвгеосинклинали; о появлении в среднем палеозое формаций, сопоставимых с формациями островных дуг; о значительной роли позднепалеозойского сжатия и шарьирования в образовании современных уральских структур и др. Общим методическим приемом, лежащим в основе этих моделей, было то, что они возникали преимущественно как результат переинтерпретации уже известных геологических фактов с позиций актуализма под новым, мобилистским углом зрения. Такой подход оказался весьма успешным, однако его возможности в значительной мере уже исчерпаны. Попытки дальнейшего движения в этом направлении без существенного прогресса в области региональной геологии не могут иметь успеха.

В последние годы авторы провели большой объем геологических исследований в таких ключевых районах Урала, как Уфимский амфитеатр, Сакмарская, Западно-Мугоджарская, Денисовская зоны и др. [7—13, 30—34 и др.] (рисунок). Полученные материалы позволяют критически оценить некоторые стороны существующих тектонических моделей Урала и внести в них ряд серьезных уточнений. Эти материалы довольно обширны и не могут быть приведены здесь в развернутом виде. Поэтому там, где возможно, детальные пояснения будут заменяться ссылками на опубликованные работы.

Рассмотрим эти уточнения, начав с западного склона Урала — территории, которая в палеозойское время представляла собой край Восточно-Европейского континента. Эта территория названа [37] палео-

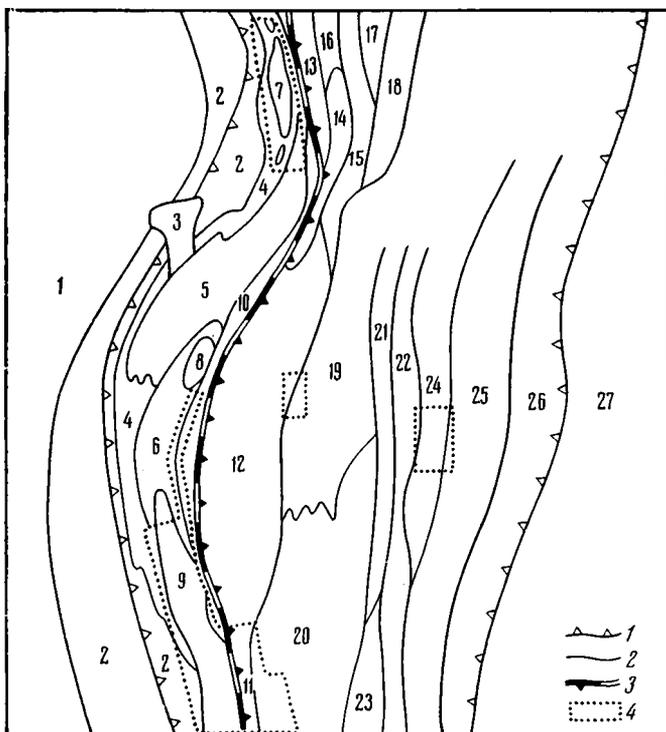


Схема расположения наиболее важных структурных зон Южного и Среднего Урала с указанием районов детальных исследований авторов

1 — границы линейно-складчатого Урала; 2 — границы структурных зон; 3 — Главный Уральский глубинный разлом (на Южном Урале отвечает Сакмаро-Вознесенской зоне серпентинитового меланжа); 4 — районы детальных исследований авторов на Южном и Среднем Урале [7—13, 27—33]. Цифры на схеме: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2—10 — западный палеоконтинентальный сектор Урала; 2 — Предуральский краевой прогиб; 3 — поднятие Каратау; 4 — Западно-Уральская складчатая зона; 5 — Башкирский антиклинорий; 6 — Зилаирский синклинорий; 7 — Нязепетровский шарьяж (включает бардымский и нязепетровский структурно-формационные комплексы), 8 — Кракинский шарьяж; 9 — Сакмарская зона; 10 — поднятие Уралтау; 11—24 — палеоокеанический сектор: 11—13 — Тагило-Магнитогорская мегазона, зоны: 11 — Западно-Мугоджарская, 12 — Магнитогорская, 13 — Тагильская; 14—22 — Восточно-Уральская, или Урало-Тобольская, мегазона (14, 17, 19—22 — зоны, возникшие предположительно из микроконтинентов, частично тектонически перекрытых океаническими комплексами), зоны: 14 — Сысертско-Ильменогорская, 15 — Пышминско-Ключевская, 16 — Верхисетская, 17 — Мурзинско-Адуйская, 18 — Алапаевско-Каменская, 19 — Суундукско-Челябинская, 20 — Восточно-Мугоджарская, 21 — Маринская, 22 — Троицкая, 23 — Иргизская, 24 — Денисовская, 25, 26 — восточный сектор, предположительно палеоконтинентальный; зоны: 25 — Валерьяновская, 26 — Боровская, 27 — казахстаниды

континентальным сектором Урала в противоположность палеоокеаническому сектору, отвечающему восточному склону Урала и краю фундамента Западно-Сибирской плиты.

#### ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕКТОРА УРАЛА

К настоящему времени нами в основном завершены планомерные исследования Зилаиро-Лемвинской зоны западного склона Урала, начатые в 1969 г. [10, 27, 28, 30 и др.]. Новые данные по геологии Нижнесер-

гинского и Сакмарского районов подтверждают и уточняют сделанный ранее вывод [28] о большом сходстве батинальных комплексов Зилаиро-Лемвинской зоны на всем ее протяжении. Сопоставимость этих комплексов стала особенно наглядной после ревизии и значительных уточнений стратиграфии Лемвинского, Малопечорского, Бардымского, Восточно-Зилаирского и Сакмарского районов, сделанных нами на основании многочисленных находок конодонтов в этих ранее фаунистически слабо датированных толщах [10, 28, 30 и др.].

Для иллюстрации этого положения приведем краткое сравнение сакмарского и лемвинского батинальных комплексов, области распространения которых разделены расстоянием почти в 2000 км. Разрез и того и другого комплекса начинается с мощных терригенных толщ. Нижнеордовикская погурейская свита лемвинского комплекса, лежащая в основании разреза и представленная конгломератами и песчаниками, сопоставима с кидрябовской свитой, а вышележащая пестроцветная алевро-сланцевая грубенская — с близкой по литологии кураганской. Аналогов известняково-сланцевой качамыльской свиты ордовика на юге Урала не обнаружено. Верхний ордовик практически не доказан ни в лемвинском, ни в сакмарском комплексах. Полным аналогом силурийско-нижнедевонской харотской свиты лемвинского комплекса, представленной углесто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков, является нижняя часть сакмарской свиты, имеющая совершенно сходную литологию. Верхняя часть сакмарской свиты, выделенная нами в так называемую кызылфлотскую толщу [10], имеет пржидольско-среднедевонский возраст и представлена преимущественно светлыми неровноплитчатыми кремнями, кремнистыми гравелитами и брекчиями, местами с олистолитами и олистоплаками мелководных известняков — оползневыми отторженцами шельфовой зоны. Отмечаются щелочные базальтоиды. Средний девон лемвинского комплекса представлен пагинской свитой, в нижней части сложенной кварцевыми песчаниками и алевролитами, терригенный материал которых поступал также с шельфа; вверх по разрезу и латерально — терригенная толща сменяется глинисто-кремнистой. Верхнедевонская пачка кремнистых сланцев с редкими и неповсеместно развитыми прослоями известняков, выделенная нами в лемвинском комплексе под названием колокольненской свиты, аналогична егиндинской свите франского возраста, представленной в разрезах сакмарского комплекса плитчатыми кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами. Перекрывающая егиндинскую свиту зилаирская серия фаменско-турнейского грауваккового флиша тождественна по литологии и положению в разрезе каменноугольному граувакковому флишу лемвинского комплекса, описанному в составе врагшорской, яйюской и кечпельской свит. Очевидно, что несмотря на отдельные различия, формационные ряды указанных комплексов можно считать однотипными. Отметим, однако, что в Сакмарской зоне значительно шире, чем на севере Урала, представлены отложения иных типов разреза — вулканогенного (сугралинского) и туфогенного (косистекского), тектонически сближенные в позднем палеозое с батинальными комплексами [10, 38].

На западном склоне Среднего Урала палеозойские батинальные толщи Бардымской зоны слагают на терригенно-карбонатных отложениях силура — девона ряд крупных (до  $140 \times 20$  км) бескорневых останцов шарьяжей, мощность которых, по данным бурения, составляет 500—1050 м. Проведенное недавно изучение этих батинальных отложений [30] показало, что они образуют единый практически непрерывный разрез с возрастом от среднего ордовика до франа включительно и относятся к континентально-склоновым образованиям зилаиро-лемвинского типа. Этот разрез (бардымская серия) подразделяется на семь свит, из которых пять верхних выделены авторами; возраст свит доказывается многочисленными находками конодонтов [30]. Снизу вверх здесь выделяются: 1) нижнесергинская свита ( $O_{2-3}$ ) — туфы и туфогравелиты смешанного состава, глинистые сланцы, известковистые песчаники, известняки, мощность 150—200 м; 2) ургалинская свита ( $S_1$ ) — углистые, углисто-крем-

Стадии тектонического развития бардымской серии

Эпоха	Стадия	Подстадия	Этапы тектонических движений
C <sub>2</sub>	Орогенная	—	Образование шарьяжей, окончательная ликвидация геосинклинальной впадины
C <sub>1</sub>		Грауваккового флиша	Деформация в условиях горизонтального сжатия
D <sub>3</sub>	Пассивной континентальной окраины	Завершающая	Сужение геосинклинальной впадины
D <sub>2</sub>		Зрелой континентальной окраины	Воздымание и размыв восточного края Восточно-Европейской платформы
D <sub>1</sub>			Повторный рифтогенез (?) восточного края Восточно-Европейской платформы Продолжающееся расширение геосинклинальной впадины
S <sub>2</sub>		Начальная	Заложение геосинклинальной впадины
S <sub>1</sub>			
O <sub>3</sub>	Рифтогенная	—	Начало постепенного погружения континентального склона Восточно-Европейской платформы Рифтогенез, раскалывание Восточно-Европейской платформы
O <sub>2</sub>			
O <sub>1</sub>			

нисто-глинистые сланцы, кремни, мощность 100—150 м; 3) плоскокаменная свита (S<sub>2</sub> — D<sub>1</sub><sup>1</sup>) — кремни, глинистые сланцы с прослоями известняков, полимиктовых песчаников, базальтов, мощность 200—250 м; 4) аптечногорская свита (D<sub>1</sub>) — кварцевые песчаники, базальты, глинистые сланцы с прослоями кварцевых алевролитов, туффитов и туфов кислого состава, мощность 350—400 м; 5) заставкинская свита (D<sub>2</sub>) — кварцевые песчаники с прослоями кремней, кремнистых брекчий, алевролитов и глинистых сланцев, мощность около 250 м; 6) среднинская свита (S<sub>2</sub><sup>1</sup> — D<sub>2</sub><sup>1</sup>) — глинистые «комковатые» известняки, глинистые сланцы, кремни, мощность не более 40—60 м; 7) корсаковская свита (D<sub>3</sub><sup>1</sup>) — плитчатые кремни, углисто-кремнистые сланцы с прослоечками глинистых сланцев, кремнистые брекчии, мощность около 150 м. Выше, по всей видимости, залегают граувакки зилаирской серии.

Нетрудно видеть, что приведенный разрез бардымской серии в целом очень похож на разрезы лемвинского и сакмарского комплексов. Основным отличием является то, что в бардымской серии не выявлены нижнеордовикские толщи, а в раннем девоне широко развиты субщелочные базальтоиды.

Основные этапы истории тектонического развития батиальных комплексов на западе Среднего Урала сведены в таблице.

В разрезах Зилаиро-Лемвинской зоны с севера на юг прослеживаются маркирующие горизонты пелагических, так называемых петельчатых известняков, относимых по фауне конодонтов к лудловскому и пражскому ярусам [10, 28, 30, 33]. Эти известняки входят обычно в состав первые выявленных нами сильно конденсированных кремнисто-глинисто-карбонатных разрезов, в которых средняя скорость осадконакопления составляла лишь 0,5—1,5 м/млн. лет [33]. Породы этих разрезов отлагались, вероятнее всего, в верхней части континентального склона и других приподнятых участках глубоководья.

Относительная глубоководность осадков, практически непрерывный характер осадконакопления, полное отсутствие вулканитов известково-щелочной серии<sup>1</sup>, а также указанная выше однотипность формационных рядов и наличие маркирующих горизонтов остаются главными аргументами в пользу вывода о непрерывности Зилаиро-Лемвинской зоны в палеозое. Эти аргументы свидетельствуют также и о принадлежности зоны пассивной окраине Восточно-Европейского континента и о позднем, последевонском шарьировании в пределах этой окраины. До самого последнего времени этому выводу противостояли публикации и высказывания большинства тектонистов [6, 24, 25, 36 и др.] о пододвигании Восточно-Европейской платформы под Урал в среднем палеозое или о проявлении (по крайней мере в Сакмарской зоне) раннего, силурийско-среднедевонского шарьирования. Первый вывод был сугубо предположительным и не подкреплялся фактическими данными, а последний проистекал из неверных представлений о существовании в позднем силуре — среднем девоне значительных перерывов в осадконакоплении и из некорректной, на наш взгляд, трактовки кызылфлотской (шандинской) олистостромы в качестве формации — индикатора шарьяжеобразования [10, 31]. Наши многочисленные находки фауны (главным образом конодонтов) на всем протяжении западного склона Урала показали практически полное отсутствие перерывов в осадконакоплении в этом интервале в пределах Зилаиро-Лемвинской зоны [10, 28, 30 и др.].

Это не значит, что наши данные опровергают ранее сделанный вывод [18, 22, 36] о наличии шарьяжей в Сакмарской зоне. Наоборот, они позволяют говорить об этом еще более уверенно, поскольку здесь выявлены разрезы ордовикско-девонских отложений трех типов: кремнистого (сакмарского), туфогенного (косистекского) и вулканогенного (сугралинского), находящихся в тектонических взаимоотношениях, сближенных и даже перемешанных; структуру зоны невозможно понять без предположения о шарьировании [10]. Что же касается времени шарьирования, то, как следует из анализа разрезов батинальных комплексов, на западном склоне Урала оно не могло происходить в докаменноугольное время.

### ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО СЕКТОРА

Работы по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ, проведенные в последнее время не только в Сакмарской зоне, но и в других районах Уральской геосинклинали [7—9, 21, 32 и др.], помогают уточнить время, место образования и продолжительность существования коры океанического типа на Урале.

До недавнего времени фаунистически доказанные ордовикские отложения были известны на восточном склоне Урала лишь в нескольких пунктах Урало-Тобольской мегазоны (Троицкий, Варненский, Брединский и Талдыкский районы). Там они представлены аркозами, известняками, континентальными толентовыми базальтами и другими породами, которые тесно связаны с докембрийским фундаментом, являясь основанием его автохтонного чехла.

Сейчас появились новые данные; в частности, выявлено присутствие кремнистых отложений ордовика на западном крае Урало-Тобольской (Восточно-Уральской) мегазоны [13], а также доказан аренигско-среднеордовикский возраст базальт-спилитовых толщ Денисовской зоны, считавшихся ранее венлокскими [32]. Эти толщи входят в офиолитовую ассоциацию указанной зоны и являются комплексом — индикатором спрединга. Приведенные данные вместе со сведениями о развитии кремнисто-вулканогенной формации океанического типа в ордовике Сакмар-

<sup>1</sup> Локально встречающиеся здесь вулканиты имеют пестрый состав со значительным преобладанием базальтоидов. Характерны щелочные разности. Геохимический состав магматитов обнаруживает черты сходства как с продуктами континентального магматизма, так и с океаническими толентами [11]. Отмеченные особенности вулканизма, по-видимому, в целом типичны для зрелых пассивных континентальных окраин.

ской зоны [10] приводят к выводу, что кора океанического типа на Урале появилась уже в ордовике (вероятно, в арениге), причем Уральская эвгеосинклиналь развивалась не из единой щели, как считалось раньше, а имела две оси спрединга, вероятно, образовавшихся последовательно, путем перескока при пластическом растяжении и утонении докембрийской плиты. Указанные факты свидетельствуют, в частности, в пользу вывода [14 и др.] о микроконтинентальной природе Восточно-Мугоджарского докембрийского блока, с обеих сторон ограниченного палеоокеаническими зонами.

На континентальном склоне этого сиалического блока (микроконтинента) отлагались кремнистые, кремнисто-углеродистые и глинистые толщи, сохранившиеся неповсеместно. Отдельные фрагменты этих толщ имеют различный возраст, что указывает на значительную длительность существования Восточно-Уральского (Мугоджарского) блока в качестве микроконтинента среди палеозойской эвгеосинклинали. В его восточном обрамлении ранее были известны кремни (жиландытауская свита и др.) лишь раннесилурийского возраста [2 и др.], однако нами выявлены здесь также раннедевонские [23] и эйфельские кремнистые толщи. Последние установлены в районе гипербазитового массива Бильге. Наиболее древние углисто-кремнистые метаморфизованные толщи обнаружены нами пока на западной окраине Восточно-Уральского микроконтинента, в районе пос. Кваркено и южнее. Они имеют здесь значительную мощность и прослеживаются в субмеридиональном направлении более чем на 150 км. В этой толще, названной новооренбургской, в 1 км по азимуту 40° от пос. Новооренбургский собраны многочисленные конодонты, вероятно, среднеордовикского возраста [13]. Кремнистые толщи палеоконтинентального чехла Восточно-Уральского микроконтинента часто ассоциируют с мелкими аллохтонными массивами меланжированных серпентинитов и встречаются сейчас преимущественно в виде тектонических обрывков, фрагментов, скупенных во время позднепалеозойского сжатия Урала.

Новые материалы позволяют также существенно уточнить время смены формаций океанического типа переходными (островодужными) во многих районах Урала. Наиболее детально этот вопрос рассматривался ранее А. С. Перфильевым [24]. На имевшемся материале им была предложена схема зональности Уральской эвгеосинклинали, где зоны выделялись по времени смены океанических формаций переходными. На Южном Урале были выделены три зоны: осевая — со сменой типа формаций в середине девона, западная и восточная — со сменой в конце силура. Недавно полученные материалы по стратиграфии эвгеосинклинальных толщ Западных Мугоджар [7, 8, 12], Магнитогорской [13, 21 и др.] и Денисовской зон [32] выявляют иную картину. На большей части Магнитогорской мегазоны комплексы зрелой переходной стадии развития (андезитоиды, туфы, туфотурбидиты и т. п.) появляются лишь в позднем эйфеле, обычно сменяя спилиты баймак-бурибаевской свиты и ее аналогов, а в Присакмарском районе — приходя на смену маломощным кремнисто-терригенным отложениям раннего девона — раннего эйфеля, отвечающим глубокоководному осадочному (палеоокеаническому?) чехлу. В средней части Магнитогорской зоны, в Сибайском районе, где развита карамалыташская кремнисто-спилит-диабазовая формация раннеживетского возраста, эта смена произошла в начале позднего живета, а в Западных Мугоджарах, по-видимому, еще позже, в середине позднего живета (верхи развитого там куркудукского яшмово-диабазового комплекса относятся к зоне *Polygnathus ensensis*). Наоборот, на востоке Урала смена формаций океанического типа переходными произошла раньше, чем можно было предположить: в долландоверийское время (вероятно всего, во второй половине ордовика). Силурийские толщи представлены здесь турбидитами, средний девон — красноцветными груботерригенными молассоидными отложениями, верхний девон — мелководными слоистыми известняками. Указания о развитии здесь каменноугольных и девонских офиолитов [6] представляются недостоверными.

Вызывающей споры проблемой в палеогеодинамических реконструкциях Уральской эвгеосинклинали является установление местоположения и направления наклона зоны субдукции (эти характеристики зоны, вероятно, не оставались постоянными). Для силурийско-раннекаменноугольного отрезка времени обычно предполагают преимущественно западное падение зоны субдукции, допуская активный характер окраины Восточно-Европейского континента, с формированием тыловодужных морей [6, 21, 36]. Наши аргументы в пользу пассивного характера этой окраины уже приводились выше. Кроме того, трудно представить, как значительные объемы коры океанического типа могли субдуцироваться на запад, не породив при этом ни андезитовых серий, ни гранитоидов и т. п. Из этого следует, что падение зоны субдукции скорее всего было восточным. Реликтом островной дуги, образовавшейся над этой зоной субдукции, являются эйфельские андезитоидные порфириновые турбидиты хр. Ирендык. Вероятно, в позднем палеозое зона субдукции переродилась в зону Главного Уральского глубинного разлома, имеющую также восточное падение. По этой зоне в конце палеозоя происходило надвигание комплексов палеоокеанического сектора на палеоконтинентальные; «свидетелями» этого надвигания являются офиолиты и вулканогенно-осадочные комплексы, участвующие в строении аллохтонов западного склона Урала — Нязепетровского, Кракинского, Сакмарского.

В тылу островной дуги, имевшей сейсмофокальную поверхность восточного падения, в среднем девоне (эйфеле) начала формироваться зона вторичного спрединга, продуктами которой являются подушечные лавы толеитовых базальтов карамалыташской толщи, актогайский комплекс параллельных диабазовых даек, подушечные лавы мугоджарского комплекса и др. На сходство пакетов параллельных даек и подушечных лав толеитовых базальтов Западно-Мугоджарской зоны с образованиями зон активного спрединга впервые было указано в работе [16]. Отмечались низкие содержания K, P, Rb, Sr в этих базальтах [7, 16], что наряду с геологическими наблюдениями позволило прийти к выводу об их формировании в зоне СОХ (срединно-океанического хребта) [16]. Однако по содержаниям Sr, Ni, La, La/Yb, U и Th (последние ниже кларка) базальты Западных Мугоджар несколько ближе к толеитам островных дуг [7]. Содержания титана в базальтах карамалыташской и других толщ понижены по сравнению с базальтами СОХ и несколько ближе к таковым в толеитах островных дуг. Сейчас этот геохимический «дуализм» (черты сходства как с толеитами СОХ, так и островных дуг) среднедевонских подводных базальтов Южного Урала становится понятным, если учесть, что они формировались не в зоне СОХ, а в зоне вторичного тыловодужного спрединга, на начальных этапах которого генерировались комплексы, близкие к океаническим.

#### **ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕКТОРОВ**

Помимо упоминавшегося присутствия на западном склоне Урала аллохтонов, содержащих офиолиты, в литературе приводился также ряд других аргументов в пользу того, что по зоне Главного Уральского глубинного разлома произошло значительное тектоническое сближение палеоокеанического и палеоконтинентального секторов на всем протяжении этого разлома [37]. Тем не менее на обзорных геологических картах, выпущенных в последнее время, а также и в некоторых публикациях [3] проводится идея о том, что эвгеосинклиналильные толщи Тагильского синклинория согласно или со стратиграфическим несогласием подстилаются углистыми сланцами, песчаниками и конгломератами ордовика, с размывом лежащими на рифейских метаморфических комплексах осевой зоны Урала. Это заставляет возвратиться к обсуждению указанного вопроса. Как показали исследования на Приполярном Урале [34 и др.], субмеридиональная полоса развития отложений миегосинклиналильного характера: конгломератов, песчаников, пестроцветных филлитов, угли-

сто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев и метадиабазов — сопровождается здесь с востока параллельной ей полосой развития вулканогенно-кремнистых эвгеосинклинальных толщ; эти полосы разделены непрерывно прослеживающейся зоной серпентинитового меланжа, отвечающей собственно Главному Уральскому глубинному разлому. Породы, развитые по обе стороны от разлома, принадлежат палеозою, и их возрастной объем пока не определен; во всяком случае они не составляют единого разреза саранхапнерской, хомасьинской и польинской свит нижнего — верхнего ордовика, как это обычно принято изображать.

Сопоставление новых материалов по геологии Сакмарской зоны [10 и др.] и смежной части Западных Мугоджар [7, 8 и др.], разделенных здесь Сакмаро-Вознесенской зоной серпентинитового меланжа, также подтверждает вывод о значительном тектоническом сближении этих зон по Главному Уральскому глубинному разлому в позднем палеозое. Ордовикско-девонские толщи туфогенного и вулканогенного типов разреза, тектонически сближенные в Сакмарской зоне, не могли быть шарьированы из Западно-Мугоджарской зоны хотя бы потому, что разрез последней начинается лишь с эйфеля. Кроме того, толщи туфогенного типа представляют собой преимущественно глубоководные склоновые туфотурбидитовые образования [38], указывающие на то, что восточнее существовали вулканические поднятия, которые вообще не сохранились в современной структуре. Из этого следует, что «корни» шарьяжных пластин Сакмарской зоны, сложенных эвгеосинклинальными образованиями, находятся в зоне Главного Уральского глубинного разлома, где вследствие субдукции и крупных тектонических перекрытий исчезла, вероятно, не одна фациальная зона. Таким образом, Главный Уральский глубинный разлом вполне заслуживает выделения среди прочих уральских разломов в качестве Главной сутурной зоны Урала (имея в виду то содержание, которое вкладывается в понятие «сутурная зона» А. Гансером [41] и др.).

В пользу упомянутого ранее вывода о позднем (позднепалеозойском) времени процессов надвигания в зоне Главного Уральского глубинного разлома и шарьирования в палеоконтинентальном секторе Урала можно привести еще некоторые аргументы. Так, в Западных Мугоджарах режим субширотного растяжения сменился сжатием позже, чем считалось, — лишь в позднем живете, что имеет здесь ясное структурное доказательство: в это время формирование пакетов субмеридиональных параллельных диабазовых даек сменилось формированием роев преимущественно субширотных даек плагиориолитов [7, 16]. На западном склоне Урала первые процессы субширотного сжатия проявились еще позже, не ранее фамена — турне, когда снос обломочного материала с Восточно-Европейской платформы сменился здесь сносом с востока, образовавшим мощные толщи полимиктового и грауваккового флиша (зйлаирская серия и др.). Их формирование связывают [37] с началом движения к западу пластин эвгеосинклинальных формаций.

Вывод о позднепалеозойском времени шарьирования имеет некоторые следствия общего характера. Прежде всего он заставляет обратить внимание на то обстоятельство, что, несмотря на наличие на западном склоне Урала офиолитовых аллохтонов, здесь, вероятно, не происходило обдукции — в том смысле, который придавал этому термину Р. Колман [39], т. е. не было надвигания океанической коры на континентальную. Дело в том, что в позднем палеозое кора палеоокеанического сектора по своей мощности приближалась к континентальной, что отразилось в формировании здесь в раннем карбоне угленосной формации, формации мелководных слоистых известняков и вулканитов контрастной березовской формации — индикаторов раннеконтинентальной стадии развития. Базальты березовской формации, равно как и ее южного аналога — контрастной формации Иргизской зоны, весьма заметно отличаются от более ранних базальтов карамалыташской, мугоджарской и других толщ повышенными содержаниями  $K_2O$  (0,4—1,4%) и более высокой селективностью состава РЗЭ. Состав последних в этих базальтоидах очень близок

к среднему содержанию РЗЭ в континентальных толитах [17]. Предполагается, что часть базальтов березовской формации изливалась уже в наземных условиях [17 и др.], здесь повсеместно, как и в Иргизской зоне, в значительных количествах присутствуют липариты. Все отмеченные особенности однозначно свидетельствуют о достаточно большой мощности и зрелости коры в это время<sup>2</sup>. О том же говорит, по-видимому, возникновение раннекаменноугольной формации оливиновых базальтов в Тагильской зоне [1 и др.], а также образование в среднем карбоне пород монционит-гранитной формации [35]. Последняя вообще не подчиняется уральской зональности, размещаясь по сетке линеаментов, секущих зоны.

Таким образом, речь может идти не об обдукции, а скорее о позднепалеозойской коллизии — столкновении древней континентальной плиты и молодой субконтинентальной, сближенных в процессе более ранней субдукции.

Из этого в свою очередь следует вывод о том, что на Урале проявился, вероятно, не субдукционный [40] и не обдукционный [4], а коллизионный [29] механизм образования всеуральского пояса эклогит-глаукофансланцевых метаморфитов, сопровождающего зону Главного Уральского глубинного разлома по обе стороны от поверхности надвигания. Сочетание большой литостатической нагрузки и значительных тектонических напряжений, возникающих при континентальной коллизии, могло быть достаточным условием превращения богатых натрием базальтов, габброидов, граувакк и др. в голубые сланцы [29]. В пользу этой гипотезы, связывающей образование глаукофансланцевого пояса с позднепалеозойским сжатием Урала, говорят и весьма устойчивые среднепозднепалеозойские цифры абсолютного возраста, полученные в глаукофановых сланцах К—Аг-методом [19 и др.] по фенгиту и мусковиту. Последние, как правило, находятся в парагенезисе с глаукофаном. Цитируемая же обычно [19 и др.] единственная протерозойская датировка (1100 млн. лет) абсолютного возраста глаукофановых сланцев Урала весьма ненадежна, поскольку основывается лишь на неподтвержденном устном сообщении. В пользу палеозойского возраста глаукофансланцевого метаморфизма, по-видимому, свидетельствует и проведенное нами изучение складчатых форм максютовского комплекса Южного Урала, и отмечаемое в регионе [20, 34 и др.] развитие глаукофана по ордовикским отложениям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, некоторые отличительные черты принимаемой нами модели тектонического развития Урала в палеозое заключаются в следующем.

1. Океаническая структура Уральской эвгеосинклинали возникла в ордовике в результате спрединга, последовавшего за эпиконтинентальным рифтогенезом. Начался спрединг, по всей видимости, в арениге. Положение оси спрединга не оставалось постоянным, что привело к образованию по крайней мере двух океанических впадин и Восточно-Уральского (Мугоджарского) микроконтинента, расположенного между ними. Возможно, в это же время возникли и другие микроконтиненты (Мурзинско-Адуйский, Салдинский).

2. Островодужные комплексы начали формироваться на крайнем востоке Урала, по-видимому, уже в конце ордовика, примерно одновременно со складчатыми процессами в смежной части Центрального Казахстана.

---

<sup>2</sup> Отметим, что образование березовской формации вряд ли было вызвано заложением новой островной дуги, как это предполагается в [6]. Вероятнее, это продукт рифтогенеза, проходившего в предконтинентальную стадию развития Урала [17 и др.]. «Перещелкивание» зоны Беньофа далее к востоку в середине визе [6] также мало вероятно, хотя бы потому, что рассматриваемые контрастные формации не прекратили еще образования к этому сроку, как это считалось ранее: нами по находкам конодонтов в межподушечных прослоях известняков установлен башкирский возраст базальтов верхних частей разреза Иргизской зоны, т. е. эта зона продолжала развиваться в среднем карбоне.

3. Зона субдукции, активно развивавшаяся на Южном Урале в среднедевонское время, имела восточное падение. В ее тылу (восточнее) в это время возникла зона вторичного спрединга, где генерировалась кора, близкая к океанической (вулканиты карамалыташской, мугоджарской и других толщ).

4. Область западного склона Урала в течение ордовикско-девонского времени на всем ее протяжении представляла собой пассивную окраину Восточно-Европейского континента.

5. Молодая континентальная кора, сформировавшаяся к началу карбона во всей обнаженной части Урала, испытывала в раннем — среднем карбоне рифтогенез с образованием базальт-липаритовой, оливин-базальтовой, монзонит-гранитной формаций.

6. В позднем палеозое произошла коллизия древнего блока Восточно-Европейской платформы и блока молодой субконтинентальной коры, сформировавшейся на месте Уральской эвгеосинклинали. При этом имело место шарьирование на западном склоне Урала, тектоническое сближение в зоне Главного Уральского глубинного разлома и образование всеуральского глаукофансланцевого пояса.

Подводя итог сказанному выше, следует еще раз подчеркнуть, что «героическая» эпоха переинтерпретации известных геологических фактов в духе тектоники литосферных плит на Урале фактически закончилась уже несколько лет назад. Сейчас лишь значительный прогресс в накоплении новых решающих геологических фактов, возможный только при условии их целенаправленных поисков, может привести к созданию качественно новой тектонической модели Урала.

#### Литература

1. Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 94 с.
2. Геологическая карта Казахской ССР (серия тургайско-мугоджарская). Алма-Ата: Наука, 1981. 228 с.
3. Геологическое развитие и металлогения Урала/Под ред. Золоева К. К., Рапопорта М. С., Попова Б. А. и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
4. Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии.—Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 7—13.
5. Дымкин А. М., Иванов С. Н., Камалетдинов М. А. и др. Геология Урала.— В кн.: Геология СССР. Тр. 27-го МГК. М.: Наука, 1984, с. 51—59.
6. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов.— Докл. XXVII МГК, т. 7. Тектоника. М., 1984, с. 48—59.
7. Иванов К. С. К геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 71 с.
8. Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 391—394.
9. Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Время существования океанической коры на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 4, с. 897—900.
10. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
11. Иванов К. С., Пучков В. Н. Девонский базальтондный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала.— В кн.: Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, с. 41—50.
12. Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А. К стратиграфии зеленокаменных толщ Западных Мугоджар.— В кн.: Новые данные по палеонтологии и стратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, с. 64—71.
13. Иванов К. С., Пуцаев А. М., Пучков В. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала.— В кн.: Новые данные по палеонтологии и стратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, с. 51—64.
14. Иванов С. Н. Срединные массивы как результат тектонического расслоения литосферы.— Тезисы докладов 27-го МГК, 1984, т. III, с. 236—237.
15. Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М. и др. Природа уральской эвгеосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180.
16. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.
17. Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала.— Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 2, с. 387—391.
18. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
19. Ленных В. И. Эклэгит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 159 с.

20. *Магадеев Б. Д.* Геология и рудоносность западной части Абзелиловского района (Южный Урал): Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. 30 с.
21. *Маслов В. А.* Девон восточного склона Южного Урала: Автореф. докт. дис. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. 41 с.
22. *Пейве А. Ф., Штрейс Н. А., Перфильев А. С. и др.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
23. *Пелевин И. А., Пучков В. Н.* О возрасте жиландытауской толщи восточных Мугоджар.— В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: ЗапсибНИГНИ, 1983, с. 116—118.
24. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры уральской эвгеосинклинали.— Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 328. 188 с.
25. *Плюснин К. П.* Тектоническая эволюция и особенности формирования структуры палеозойд Урала: Автореф. докт. дис. ГИН АН СССР, 1975. 48 с.
26. *Пучков В. Н.* О проблеме перемещения континентов.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 95—103.
27. *Пучков В. Н.* Находки конодонтов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 668—671.
28. *Пучков В. Н.* Баттиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
29. *Пучков В. Н.* Коллизионная модель формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического пояса Урала.— В кн.: Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. с. 152—160.
30. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Геология аллохтонных баттиальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 61 с.
31. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 4, с. 935—939.
32. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Новые данные по геологии Денисовской зоны Урала.— В кн.: Ежегодник-1984 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985, с. 7—10.
33. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Пелагические петельчатые известняки на западном склоне Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1985, т. 60, вып. 2, с. 59—68.
34. *Пучков В. Н., Карстен Л. А., Иванов К. С.* Состав и тектоническое положение эклогит-глаукофановых комплексов Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 3, с. 676—680.
35. *Пучков В. Н., Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Ананьева Е. М.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала.— В кн.: Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986, с. 16—24.
36. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 283. 170 с.
37. Тектоника Урала. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др. М.: Наука, 1977. 120 с.
38. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П. и др.* Формации Сакмарского аллохтона.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 311. 232 с.
39. *Coleman R. G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 5, p. 1212—1231.
40. *Ernst W. G.* Metamorphism and ancient continental margins.— In: Geol. Contin. Margins. Berlin, 1974, p. 907—919.
41. *Gansser A.* The significance of the Himalayan suture zone.— Tectonophysics, 1980, v. 62, p. 37—52.

Институт геологии и геохимии  
им. А. Н. Заварицкого  
УНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
1.11.1985

УДК 551.242.2 : 551.263

МУРДМАА И. О.

**СВЯЗЬ ОКЕАНСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ  
С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ**

Каждый из крупных структурных элементов океанской коры: срединно-океанские хребты (зоны спрединга), котловины ложа океана (средние части плит) и окраинно-океанские подвижные пояса (зоны субдукции) — характеризуется специфическим набором магматических и осадочных формаций. Тектоническая эволюция океанских литосферных плит от зарождения в центре спрединга до субдукции приводит к тому, что латеральный ряд формаций на каждом временном срезе повторяется в вертикальном разрезе осадочного чехла на периферии океана.

Геологические формации океана рассматриваются здесь прежде всего как тектонические категории, хотя автор сознает важность других аспектов учения о формациях, прямо не связанных с тектоникой, таких, как климатическая зональность Земли для осадочных или состав исходного вещества магмообразования для магматических формаций. Сама идея выделения особого класса океанских геологических формаций, впервые высказанная П. Л. Безруковым [1], имеет под собой тектоническую основу, поскольку она исходит из противопоставления двух главных мегаструктур тектоносферы — континентов и океанов с различным типом коры и верхней мантии, с разным характером происходящих в них тектонических процессов. Основное внимание в данной статье уделяется осадочным и вулканогенно-осадочным формациям, а собственно магматические формации упоминаются лишь как элементы тех или иных тектонических структур океана.

К океанским осадочным и вулканогенно-осадочным формациям отнесены крупные осадочные тела, более или менее обособленные по составу, строению, характеру залегания и процессам накопления, которые пространственно и генетически связаны с океанским типом мегаструктур Земли. Другими словами, речь пойдет о формационных элементах осадочного чехла океанской земной коры на разных стадиях ее эволюции — от зарождения в зонах спрединга до поглощения и преобразования в континентальную в островных дугах, сопряженных с зонами субдукций. Я попытаюсь показать, что каждой из основных тектонических структур в ходе эволюции коры соответствует свой специфический набор формаций, несмотря на широкое развитие в океане «транзитных» формационных типов, переходящих с одних структур на другие, почти не меняя своих свойств.

В основу систематизации геологических формаций положены вытекающие из концепции тектоники литосферных плит принципы тектонического районирования океана, выделение в нем зон тектонической активности (подвижных поясов), приуроченных к границам литосферных плит, и относительно стабильных в тектоническом отношении внутриплитных пространств ложа океана между ними. Различаются подвижные пояса двух типов, названные здесь срединно-океанским (приуроченным к дивергентным, или конструктивным, границам океанских плит, т. е. к зонам спрединга и зарождения океанской коры) и окраинно-океанским: (связанным с конвергентными, или деструктивными, границами плит — зонами субдукции океанской коры).

## ФОРМАЦИИ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ (ЗОН СПРЕДИНГА)

В осевых рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и малых океанских бассейнов на их продолжении в процессах подводного вулканизма, связанного со спредингом океанского дна, создается толеит-базальтовая формация второго слоя океанской земной коры — фундамент осадочного чехла всех океанских бассейнов. Возраст фундамента, как известно, становится последовательно древнее по мере удаления наращиваемой в рифтовой зоне океанской коры от оси спрединга (конструктивной границы плит), но практически одинаков по всей мощности толеит-базальтовой формации в любой точке. Накопление формации происходит очень быстро, за краткий промежуток геологического времени (как правило, менее 1 млн лет), пока вновь образованный участок литосферной плиты не вышел в ходе спрединга за пределы узкой экструзивной зоны рифта. Мощность формации, включая нижний дайковый комплекс (геофизический слой 2Б), в среднем 1,75 км [17].

Кроме толеитовых базальтов (пиллоу-лав, массивных лавовых потоков, покровов типа лавовых озер, силлов и даек) в состав формации входят в подчиненном количестве гидротермальные и вулканокластические образования, сосредоточенные в ее верхних горизонтах. Гидротермальные образования, генетически связанные с циркуляцией океанских вод в трещиноватых базальтах, представлены зонами вторичных изменений базальтов, массивными телами сульфидов колчеданного типа, гидрокислами марганца и феррисмектитами в виде корок, линз, цеменента базальтовых брекчий. Среди вулканокластитов широко распространены глыбовые и щебнистые подводно-осыпные отложения, часто состоящие из фрагментов пиллоу-лав с наполнителем из известковых пелагических осадков (нанофораминиферовых илов).

Почти на всем протяжении мировая система срединно-океанских хребтов находится в пределах пелагической мегафациальной области [8], что предопределяет накопление здесь пелагических [1] или ортоокеанских (по Ю. М. Пушаровскому [12]) осадочных формаций. Глубина океана над гребнем срединно-океанских хребтов (осью спрединга), как правило, не выходит за пределы  $2700 \pm 300$  м, величины, предсказанной теорией тектоники плит [27] и хорошо согласующейся с батиметрическими данными. На таких глубинах во всей пелагической области Мирового океана происходит в современную эпоху биогенное карбонатонакопление, количественно (по абсолютным массам) подавляющее все другие процессы седиментогенеза. Отсюда следует, что первые осадки, покрывающие толеит-базальтовый фундамент вновь образованной океанской коры в рифтовой зоне, вероятнее всего, должны быть биогенными известковыми (нанофораминиферовыми), принадлежащими к группе пелагических карбонатных формаций, что подтверждается огромным количеством фактических данных как по современным, так и по ископаемым осадкам [1].

**Пелагические карбонатные формации** срединно-океанских хребтов в целом литологически сходны с одноименными формациями поднятий ложа океана, но отличаются рядом специфических особенностей, причинно обусловленных тектонической обстановкой. Доминирующий литологический тип осадков — высококарбонатные (более 70%  $\text{CaCO}_3$ ) нанофораминиферовые илы — представлен здесь в значительной мере биотурбидитами, которые заполняют тектонические депрессии на флангах срединных хребтов [13]. В грабеноподобных депрессиях фундамента с их крутыми склонами накапливаются в результате деятельности локальных («пелагических») турбидных потоков толщи известковых биотурбидитов мощностью до 500—600 м, которые латерально сменяются сокращенными по мощности разрезами известковых пелагитов и обширными зонами отсутствия осадков (т. е. поверхностями перерывов).

Еще более ярко специфика карбонатных формаций срединных хребтов выражена в развитии базального (надбазального) **металлоносного**

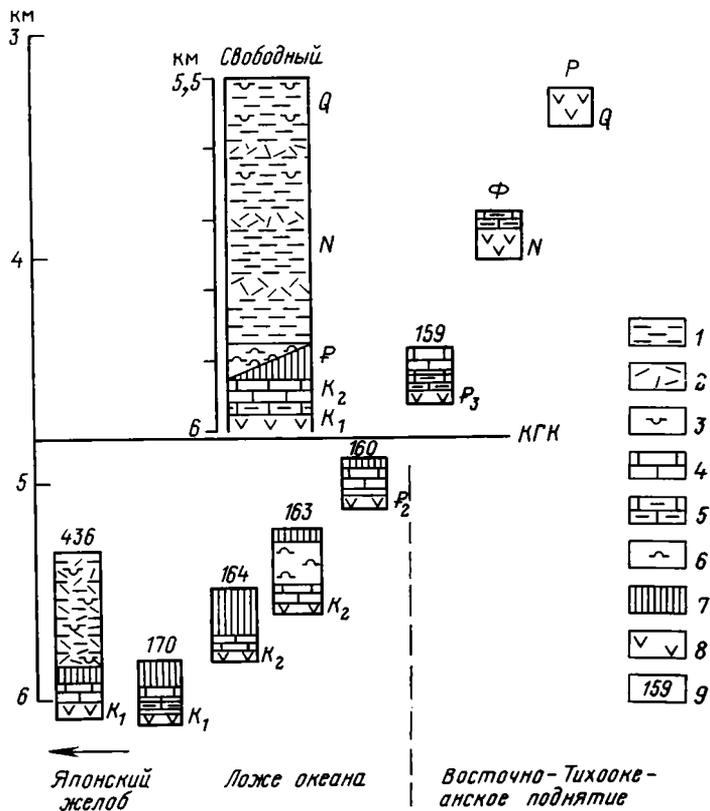


Рис. 1. Распространение формаций на разрезе через Тихий океан от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия до Японского желоба по данным глубоководного бурения. 1 — гемипелагические глины; 2 — витрокластическая тефра; 3 — диатомовые илы; 4 — известковые биогенные илы и известняки; 5 — металлоносные осадки; 6 — пелагические радиолярные илы; 7 — пелагические глины; 8 — толеитовые базальты; 9 — номер скважины DSDP. P — рифт; Ф — фланг срединного хребта; КГК — критическая глубина карбонатакопления (современная). Колонки скважин рейсов 16 [28], 17 [29] и 56 [26] расположены по глубинам устьев (шкала глубин слева). Две правые колонки показывают в обобщенном виде разрез рифта P (только толеитовые базальты) и фланга Ф (металлоносные осадки на базальтах) Восточно-Тихоокеанского поднятия. Сводная колонка соответствует разрезу на западном краю Тихоокеанской плиты

слоя (вероятно, его можно отнести в ранг субформации). В современном поверхностном слое металлоносные (обогащенные Fe, Mn и рядом микроэлементов) карбонатные осадки эксгальционно-осадочного генезиса приурочены к рифтовым зонам срединных хребтов, причем ширина ареалов их распространения на флангах хребта зависит от скорости спрединга [3]. В любом случае по мере удаления от гидротермально активной осевой зоны хребта влияние эксгальциаций ослабевает и постепенно сходит на нет [4, 16], т. е. наблюдается фациальный переход от металлоносных к нормальным пелагическим осадкам. Во вскрытых скважинами глубоководного бурения разрезах карбонатной формации на флангах хребта (и далее — на ложе океана) этот фациальный переход отражен в вертикальной смене надбазальтового металлоносного слоя, сформировавшегося вблизи оси спрединга обычными известковыми илами, накопление которых началось после выхода движущейся плиты за пределы ареала эксгальционного влияния (рис. 1).

Важная отличительная особенность карбонатных формаций срединных хребтов — наличие в нижних горизонтах эдафогенного обломочного материала и ассоциации с эдафогенной формацией (или субформацией) трогов трансформных разломов типа желоба Витязя в Аравийско-Индийском хребте или впадины Романш в Атлантике [5, 7, 8]. Эдафоген-

ные отложения, образуясь за счет тектонического дробления пород офиолитовой ассоциации океанской коры, отличаются весьма своеобразным минеральным составом, резкой контрастностью комплексов обломочных минералов (серпентинитового, габбрового, зеленокаменного, базальтового) и выделяются на фоне пелагических осадков своей грубозернистостью. Кроме современных сравнительно маломощных слоев турбидитов и гравититов на дне трогов трансформных разломов они, вероятно, залегают в основании карбонатных формаций и в других более древних погребенных структурах такого типа.

Теория тектоники литосферных плит предсказывает, а данные глубоководного бурения подтверждают, что накопление пелагической карбонатной формации срединно-океанского хребта в любой широтной зоне ограничено во времени нахождением поверхности океанской плиты гипсометрически выше критической глубины пелагического карбонатакопления (КГК). Длительность прохождения участка океанской коры от места формирования на оси спрединга до погружения ниже КГК на подножии срединного хребта зависит как от скорости спрединга, так и от гипсометрического положения КГК (разного в разных широтных зонах и менявшегося за геологическую историю). В среднем она составляет для кайнозоя около 30 млн лет [20]. В течение этого промежутка геологического времени и происходит накопление пелагических карбонатных формаций срединно-океанских хребтов.

После пересечения опускающейся по мере удаления от оси спрединга плитой уровня КГК карбонатакопление на ней прекращается, сменяясь медленной аккумуляцией «нерастворимого остатка» биогенной пелагической седиментации в виде пелагических глин, кремнистых или кремнисто-глинистых илов. В разрезе мы будем иметь перекрытие карбонатной формации одним из климатических типов бескарбонатных пелагических формаций (см. рис. 1). Любой же временной срез покажет в одновозрастном горизонте фациальный переход от карбонатных осадков к бескарбонатным, который метит положение плиты на уровне КГК.

Сказанное относится к крупным «зрелым» океанским бассейнам с хорошо развитыми срединными хребтами, отделенными от континентальных окраин глубоководными котловинами. В малых океанских бассейнах, вроде Калифорнийского залива, где формирование океанской коры в процессе спрединга началось сравнительно недавно, имеется только рассеянная трансформными разломами рифтовая зона, с двух сторон ограниченная пассивными континентальными окраинами. Из-за малой ширины и близости континентальных источников терригенного материала пелагическая область в таких бассейнах отсутствует, и на вновь образованный базальтовый фундамент ложатся приконтинентальные терригенные толщи.

На узкой осевой полосе океанской коры в Калифорнийском заливе залегает молодая неоген-четвертичная кремнисто-обломочно-глинистая гемипелагическая формация, накопление которой продолжается высокими темпами (500 мм/1000 лет и более) и в настоящее время [23, 24]. От обычных терригенных толщ «зрелых» континентальных окраин ее отличает прежде всего переслаивание в нижней части с базальтовыми силлами (рис. 2), а во-вторых, признаки гидротермального воздействия, выраженные в появлении специфических ассоциаций гидротермальных минералов [22, 23]. Кроме того, для нижних слоев этой формации характерно широкое развитие турбидитов и подводно-оползневых отложений, что связано с резкой расчлененностью рельефа рифтовой зоны, сейсмичностью и высокими (лавинными) темпами терригенной седиментации. Можно предположить, что стадию Калифорнийского залива, с соответствующим характером формаций, пережили в начале раскрытия в позднем мезозое также отдельные бассейны нынешних крупных океанов — Атлантического и Индийского.

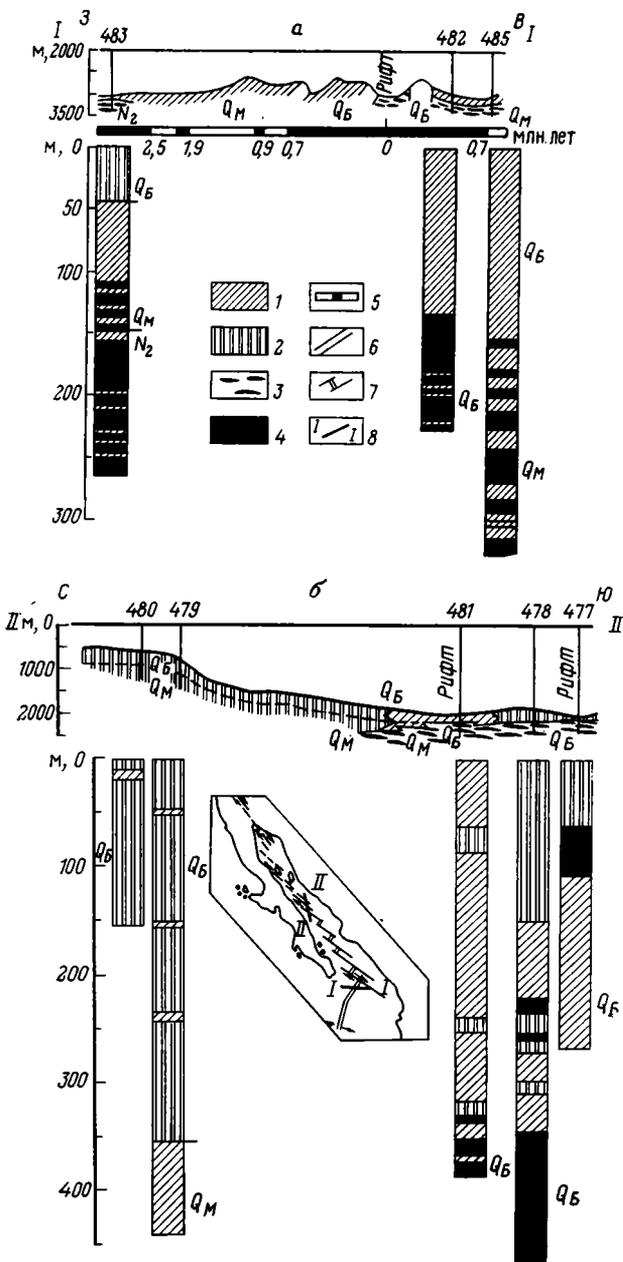


Рис. 2. Разрезы (I—I—а, II—II—б) через рифтовую зону Калифорнийского залива по данным глубоководного бурения. Расположение разрезов показано на врезке

1 — терригенные турбидиты и гемипелагиты; 2 — глинисто-диатомовые илы; 3 — переслаивание базальтов и осадков (на разрезах); 4 — базальты (силлы и потоки); 5 — палеомагнитная шкала: черное — прямая, белое — обратная намагнитченность; индексы возраста:  $Q_6$  — эпоха Брюнес,  $Q_M$  — эпоха Матуяма; на врезке: 6 — ось спрединга; 7 — трансформные разломы; 8 — положение разрезов. Цифры сверху — номера скважин

К данной категории я отношу осадочные и вулканогенные образования, накапливающиеся на поверхности океанской коры после ее выхода за пределы срединно-океанских хребтов и вплоть до погружения в зону субдукции. Тектонический режим этих внутриплитных областей, занимающих большую часть площади крупных океанских бассейнов, по сравнению с границами плит более спокойный. Но наличие внутриплитной разломной тектоники и вулканической активности не позволяет считать внутренние области литосферных плит абсолютно стабильными. Общая тенденция опускания по мере движения плиты в сторону от центра спрединга сохраняется, но скорость опускания замедляется экспоненциально с увеличением возраста коры [27].

По характеру формаций (так же как по структуре и морфологии) четко различаются преобладающие по площади океанские котловины (абиссальные равнины) и локальные поднятия океанской коры — подводные возвышенности, включая крупные подводные горы. На дне котловин наблюдается продолжение латерального формационного ряда расширяющегося океана, начало которого было заложено в рифтовой зоне срединно-океанского хребта. На Тихоокеанской плите, движущейся от Восточно-Тихоокеанского поднятия к зонам субдукции на северо-западной окраине океана, в современном поверхностном слое осадков на уровне КГК наблюдается фациальный переход от известковых осадков хребта к бескарбонатным пелагическим глинам или (в экваториальной зоне) к кремнисто-глинистым радиоляриевым илам дна котловин. На западной границе пелагической области осуществляется фациальный переход от этих пелагических илов к приконтинентальным гемипелагитам. Он обусловлен, вероятно, не столько ареалом разноса терригенного материала, сколько границей циркумконтинентальной зоны высокой биопродуктивности вод. Связь гемипелагической зоны повышенных скоростей осадконакопления с биопродуктивностью можно в таком случае объяснить преимущественно биофильтрационным (пеллетным) механизмом осаждения тонкой терригенной взвеси, разносимой поверхностными течениями, а также планктоногенного органического вещества, служащего источником энергии для раннедиагенетических редукционных процессов.

Между этими двумя важнейшими фациальными границами на дне котловин происходит накопление пелагических бескарбонатных фаций: либо цеолитово-глинистой (в условиях низкой биопродуктивности «океанских пустынь»), либо кремнисто-глинистой радиоляриевой (в экваториальной зоне повышенной биопродуктивности). В ходе латерального перемещения плиты она может пересечь обе широтные зоны, и тогда образуется двучленный разрез пелагических бескарбонатных формаций (см. рис. 1, скв. 163). Бескарбонатные формации перекрывают в виде маломощных (как правило, менее 100 м) слоев пелагическую карбонатную формацию срединно-океанского хребта, опустившуюся в ходе спрединга ниже КГК, а местами, в случае выпадения из разреза карбонатной формации, залегают непосредственно на базальтовом фундаменте.

Пелагическая цеолитово-глинистая формация объединяет в своем составе разные литолого-фациальные типы коричневых глин, цеолитово-глинистых и цеолитовых (филлипситовых) осадков, а также их мергельные разности, содержит прослойки и включения палагонитизированных гиалокластитов, плитчатых базальтов, переотложенных карбонатных осадков и железомарганцевые конкреции. Все эти компоненты чередуются в разрезах и сменяют один другого фациально [12, 15]. Формация залегает в виде прерывистого покрова на холмистой поверхности дна котловин.

Пелагическая кремнисто-глинистая формация сложена кремнисто-глинистыми радиоляриевыми илами и их мергельными разностями с переменным соотношением кремнистой (диатомово-радиоляриевой) и глинистой составляющих от чистых пелагических глин до диатомово-радио-

ляриевых илов, содержит железомарганцевые конкреции, обогащенные Mn, Ni, Cu [14].

Продолжительность накопления бескарбонатных пелагических формаций определяется временем прохождения океанской плиты от подножия срединного хребта до границы приконтинентальной (гемипелагической) области, а значит, от скорости спрединга и от расстояния до зоны субдукции. В северо-западной части Тихого океана пелагическая цеолитово-глинистая формация продолжает в настоящее время накапливаться над корой позднеюрского и раннемелового возраста. Если уровень КГК на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия находится сейчас над корой олигоценового возраста, а время образования карбонатной формации не менялось, то условия накопления бескарбонатных пелагических формаций существовали на Тихоокеанской плите в течение 100—120 млн лет.

При подходе плиты к приконтинентальной области над пелагическими бескарбонатными формациями начинают накапливаться сероцветные гемипелагические формации. Вертикальная смена формаций имеет «скользящий» возраст, увеличивающийся в сторону зоны субдукции. Переход прослежен в скв. 436 на океанском краю Японского желоба [26] (см. рис. 1). В основании вскрытого разреза здесь залегают кремни (окремненные радиоляриевые илы?) мелового возраста, над ними около 20 м пелагических глин, возраст которых, определенный по ихтиолитам [19], охватывает интервал от эоцена до раннего миоцена. Кверху темно-коричневые пелагические глины постепенно сменяются серыми гемипелагитами неоген-четвертичного возраста, образующими типичную для северо-западной окраины Тихого океана кремнисто-туффово-глинистую гемипелагическую формацию. В ее основании выделяется 20-метровый среднемиоценовый переходный слой диатомово-радиоляриевых глин с промежуточными свойствами [25].

Мел-палеогеновые пелагиты характеризуют длительный этап движения данной точки Тихоокеанской плиты через пелагическую область. К началу среднего миоцена она подошла к границе Азиатской приконтинентальной области. С позднего миоцена поныне в районе точки скв. 436, в условиях абиссальных глубин периферии ложа океана, высокой (но изменчивой во времени) биопродуктивности вод, интенсивной поставки терригенного взвешенного материала и тефры субаэральных островодужных вулканов, накапливается кремнисто-туффово-глинистая гемипелагическая формация.

На ранних стадиях раскрытия «вторичных» океанов с пассивными континентальными окраинами типа Атлантического дно котловин занято формациями, однотипными на всем их пространстве. Как правило, это приконтинентальные формации, хотя на отдельных этапах геологической истории устанавливалась пелагическая обстановка седиментогенеза. Так, в Северо-Американской котловине Атлантического океана в вертикальном разрезе сменяют одна другую [9, 10]: 1) сероцветная гемипелагическая терригенно-карбонатная формация (оксфорд — баррем) с промежуточными красноцветными слоями (оксфорд — кимеридж), возможно, представляющими этап пелагического седиментогенеза; 2) формация черных и серых обогащенных органическим веществом глин (апт — сенман), представленная гемипелагитами с прослоями турбидитов; 3) пестроцветная глинистая формация (кампан — маастрихт) с явными пелагическими элементами; 4) карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация (эоцен), сложенная гемипелагическими (биогенными) турбидитами и гемипелагитами.

Отчетливое разделение дна котловины на пелагические и приконтинентальные фации наблюдается только, начиная с олигоцен — раннего миоцена, когда в центре субтропического антициклонического круговорота течений (в Саргассовом море) начала медленно накапливаться формация пелагических глин (скв. 387 [9]), обособленная от гемипелагической глинистой и терригенной турбидитной формаций периферии котловины. Такое разделение обусловлено как тектоническими (океан достиг

в результате спрединга достаточной ширины), так и океанологическими (установление современной климатически зональной системы поверхностной циркуляции) факторами. Поскольку пассивная континентальная окраина Северной Америки спаяна с океанской корой в составе единой Северо-Американской литосферной плиты, то и весь циркумконтинентальный ряд фациальных зон перемещается вместе с плитой на запад от Срединно-Атлантического хребта, как бы освобождая место для развития пелагических формаций у подножия последнего. Таким образом, геодинамическое различие между океанскими бассейнами с пассивными и активными континентальными окраинами находит отражение в формационных рядах осадочного чехла ложа океанских котловин.

Формационные разрезы большинства изученных путем бурения внутриплитных **подводных возвышенностей** однотипны. В основании залегают эффузивные и вулканогенно-обломочные формации, отличающиеся от срединно-океанских как по петрологическим особенностям вулканитов (присутствие дифференцированных щелочно-базальтовых и пикритовых членов), так и по гораздо более широкому развитию вулканокластиков. На вершинах возвышенностей и гор обычно развиты вулканиты наземных (островных) и мелководных извержений. Эту раннюю стадию эволюции возвышенностей можно непосредственно наблюдать на современных вулканически активных океанских островах типа Гавайских.

На ряде древних подводных возвышенностей (гайоты Императорских гор, гайот Хорайзн, возвышенности Хесса, Магеллана) глубоководным бурением вскрыт трехчленный разрез. Над вулканическим основанием залегает толща мелководных рифовых и бентогенно-детритовых известняков, образовавшаяся сразу после прекращения вулканической активности, в начале погружения структур. Многочисленные современные аналоги этой стадии — коралловые атоллы. Разрез завершается умеренно глубоководной пелагической карбонатной формацией, сложенной разнообразными литолого-фациальными разновидностями планктоногенных нанофораминиферовых известковых осадков. Вертикальный формационный ряд, таким образом, отражает трехэтапную эволюцию структур: рост вулканического сооружения в ходе внутриплитного вулканизма, мелководную и глубоководную стадии его погружения в ходе общего опускания литосферной плиты.

#### **ФОРМАЦИИ ОКРАИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ (ЗОН СУБДУКЦИИ)**

Два типа окраинно-океанских подвижных поясов (активных континентальных окраин) — островодужный и андийский существенно различаются по набору и характеру геологических формаций. Поскольку современные активные окраины представляют собой молодые (в основном неогеновые) структуры, то связанные с ними субмаринные формации отражают лишь этот кратковременный этап геологической истории, в течение которого в каждой структурной зоне развились, как правило, лишь одночленные формационные разрезы.

В **островодужных** системах выделяются формации главных их структурных элементов — глубоководных желобов, горных сооружений островных дуг и задуговых бассейнов с субокеанским типом земной коры. Для горного сооружения островной дуги наиболее характерна вулканограувакковая формация, состоящая из тефрогенных и вулканотерригенных песчаных, алевритовых, в меньшей мере — гравийно-галечных отложений, по минеральному составу близких к вулканитам андезитового ряда. Помимо граувакк сюда входят пироксен-плагиоклазовые и витрокластические разности песков. Из генетических типов развиты прибрежно-морские волновые отложения, отложения придонных течений (особенно приливных) от шельфовых до глубоководных склоновых, турбидиты и различные гравититы. На гребне горного сооружения дуги в условиях активной гидродинамики отложения эти прерывистые, относительно более грубозернистые. В междуговых депрессиях и на склонах мощности

возрастают до нескольких километров, а среди генетических типов отложений особенно широко развиты тефротурбидиты.

В тропических широтах наряду с вулканограувакковой на гребне дуги развивается рифовая карбонатная формация, отличающаяся от океанских рифовых сочетанием биогенного известкового материала с вулканокластикой.

В **глубоководных желобах** в зависимости от их положения в системе широтной зональности и от интенсивности поступления терригенного материала накапливаются различные варианты туффито-биогенно-терригенных формаций, чаще сероцветных гемипелагических (Алеутский, Курило-Камчатский, Филиппинский, Яванский), но иногда в удаленных от источников терригенного материала островодужных системах (Марианской, Тонга—Кермадекской) — красноцветных, с пелагическим типом фоновой седиментации.

В условиях интенсивного поступления глинистого терригенного материала и повышенной биопродуктивности вод в Японском желобе, например, начиная со среднего миоцена, накапливается туффито-кремнисто-терригенная гемипелагическая формация, состав и строение которой хорошо изучены путем бурения в 56-м и 57-м рейсах судна «Гломар Челленджер» [26], а также методами сейсмостратиграфии. Она сложена зеленовато-серыми гемипелагическими илами, состоящими из трех главных литологических компонентов — терригенного глинистого вещества (хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового состава), биогенного опала (диатомей) и витрокластической алевритовой тефры в меняющихся по разрезу количественных соотношениях. Преобладают кремнисто-глинистые (диатомово-терригенные) гемипелагиты с четко очерченными мало-мощными прослоями и рассеянной примесью витрокластической тефры. Кроме того, встречаются глинисто-кремнистые диатомовые илы, которые отражают периоды ослабления поставки терригенного материала, а также кремнисто-глинистые туффиты с резко повышенным содержанием тефры. Породы довольно богаты органическим веществом (около 1%  $C_{орг}$ ), содержат аутигенный пирит и свободный сероводород. Мощности меняются от первых сотен метров в средней части островного склона желоба и на его океанском склоне до нескольких километров у подножия островного склона, где раздув толщи связан частично с гравитационным перемещением масс осадков подводными оползнями и перемывом в виде нефелоидных потоков, а частично — с тектоническим скупиванием в условиях сжатия при субдукции. Турбидиты в описываемом разрезе не обнаружены [2].

На склонах желобов со слабым терригенным питанием, примером которых может служить Марианский желоб [2, 11], образуется туффито-глинисто-кремнисто-эдафогенная преимущественно красноцветная формация. Для нее особенно характерны эдафогенные отложения от грубообломочных щебнистых и глыбовых до песчано-алевритовых, сложенные продуктами тектонического дробления обнажающихся на склонах пород офиолитовой ассоциации — гипербазитов, габброидов, базальтов и их метаморфизованных разновидностей. Доминируют гравититы — осыпные, обвальные, оползневые, а также отложения грязекаменных потоков высокой плотности, близко напоминающие олистостромы. Эдафогенные отложения сочетаются с глинистыми, глинисто-туффитовыми и кремнистыми (этмодискусовыми) осадками, которые также вовлекаются в процессы гравитационного переотложения. Формация залегает в виде разрозненных линз, конусовидных и клиновидных тел на поверхности коренных пород меланократового фундамента островной дуги, относящихся к офиолитовой ассоциации.

В **задуговых бассейнах** (котловинах окраинных морей с субокеанской корой) характер формаций, как и в желобах, контролируется интенсивностью поступления терригенного материала и условиями биогенной седиментации. В котловинах Берингова [18], Охотского и Японского морей при сочетании умеренно высоких темпов аккумуляции терригенного глинистого материала и интенсивного биогенного кремненакопления разви-

вается неоген-четвертичная кремнисто-глинистая формация, в составе которой сочетаются диатомово-глинистые гемипелагиты и терригенные дистальные турбидиты с прослоями витрокластической тефры. Мощность формации достигает, по сейсмическим данным, нескольких километров. Залегает она горизонтально, с заполнением впадин фундамента и при-слонением к склонам, как это свойственно «турбидитным» абиссальным равнинам.

В пелагических условиях ничтожного поступления терригенного материала, в бассейнах типа Западно-Марианской котловины (Паресе-Вела) в Филиппинском море, на базальтовом фундаменте, образовавшемся в ходе задугового спрединга, накапливается кремнисто-глинисто-туффитовая красноцветная пелагическая формация [21]. В ее составе витрокластическая тефра островодужного субаэрального вулканизма сочетается с пелагическими глинами и глинисто-кремнистыми биогенными илами. Различаются две подформации, латерально сменяющиеся одна другую: со стороны островной дуги (на востоке) развита толща витрокластических туфов со слоями пелагических глин в верхней части (скв. 550), а на западе — пелагические глины со слоями радиоляриевых илов (скв. 549).

В менее глубоководных задуговых бассейнах, где глубина не превышает критической для карбонатакопления (например, в бассейне Лау в море Фиджи), в пелагической обстановке накапливается карбонатно-туффитовая формация, главными компонентами которой являются витрокластическая тефра и биогенный (нанофораминиферовый) известковый материал. В разрезах переслаиваются известковые, известково-туффитовые и тефровые отложения, характерно обилие обломков пемзы и почти полное отсутствие терригенного глинистого вещества [6, 8].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного краткого обзора следует, во-первых, что одному из двух главных элементов тектоносферы Земли — океанам (областям с океанским типом земной коры и литосферы) свойствен особый класс геологических формаций, который можно назвать океанским. Для него характерно сочетание преимущественно глубоководных (пелагических или приконтинентальных) осадочных формаций со специфическими магматическими формациями океанской коры, принадлежащими к офиолитовой ассоциации. В окраинно-океанских подвижных поясах, сопряженных с зонами субдукции, где океанская кора разрушается и преобразуется в континентальную, возникает особая группа осадочных формаций, ассоциирующая как с офиолитами океанской коры, так и с островодужным комплексом магматических пород известково-щелочной («андезитовой») серии.

Во-вторых, каждый из крупных структурных элементов океанской коры в эволюционном ряду от зоны спрединга (срединно-океанского подвижного пояса) через погруженную на абиссальные глубины океанскую плиту до зоны субдукции характеризуется специфическим набором магматических и осадочных формаций, по которым можно реконструировать не только сами эти структуры, но и стадии их эволюции в прошлом. Латеральное движение литосферных плит от оси спрединга до зоны субдукции приводит к тому, что латеральный ряд формаций на каждом временном срезе повторяется в вертикальном ряду осадочного чехла на периферии океана, где возраст коры наиболее древний.

#### Литература

1. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 107—127.
2. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана: Докл. сов. геологов на XXVI сесс. Междунар. геол. конгресса. М.: Недра, 1980, с. 111—121.
3. Лисицын А. П. История вулканизма океанов.— В кн.: Геологическая история океана. Океанология. М.: Наука, 1980, с. 278—319.

4. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Серова В. В., Зверинская И. В., Лебедев А. И., Лукашин В. Н., Гордеев В. В. Металлоносные осадки и их генезис.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанолог. исследования, № 29. М.: Наука, 1976, с. 289—379.
5. Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов.— Литология и полез. ископаемые, 1968, № 5, с. 5—13.
6. Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 128—147.
7. Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 156—165.
8. Мурдмаа И. О. Океанские фации.— В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. Океанология. М.: Наука, 1979, а, с. 269—306.
9. Мурдмаа И. О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение.— В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979, б, с. 7—31.
10. Мурдмаа И. О. Опыт применения метода актуализма к палеоокеанологической интерпретации данных глубоководного бурения.— В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 62—71.
11. Мурдмаа И. О., Гречин В. И. и др. Осадки и осадочные породы.— В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 38—105.
12. Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С., Аганова Г. В. Фациальная обстановка распространения железо-марганцевых конкреций.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 7—36.
13. Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 174—194.
14. Скорнякова Н. С., Батулин Г. Н., Мурдмаа И. О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиолярных илов Тихого океана. Докл. 27-й сессии МГК. Т. VI, ч. I. М.: Наука, 1984, с. 19—27.
15. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пеллагических (красных) глин Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1968, № 6, с. 10—25.
16. Boström K., Peterson M. N. The origin of aluminum-poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 12, p. 3261—3270.
17. Bott M. H. P. The interior of the Earth: Its structure, constitution and evolution. 2d ed. London: Arnold, 1982. 403 p.
18. Creager J. S., Scholl D. W. et al. Initial Reports of the DSDP, v. 19, Wash.: US Gov. Printing Office, 1973. 913 p.
19. Doyle P., Riedel R. Ichtyoliths from site 436, NW Pacific, leg 56 DSDP: Initial Rep. of the DSDP, v. 56—57, Wash.: US Gov. Printing Office, 1980, p. 867—880.
20. Kennett J. P. Marine geology. Englewood Cliffs. Prentice Hall Inc., 1982. 813 p.
21. Kroenke L., Scott R. et al. Initial Reports of the DSDP, v. 59, Wash.: US Gov. Printing Office, 1980. 820 p.
22. Kurnosov V. B., Murdmaa I. O., Kazakova V. P., Shevchenko A. Y., Mikhina V. V. Mineralogy and inorganic geochemistry and sediments from the mouth of the Gulf of California.— Init. Rep. of the DSDP, v. 65, Wash.: US Gov. Printing Office, 1983, p. 399—424.
23. Lewis B. T. R., Robinson P. et al. Initial Rep. of the DSDP, v. 65, Wash.: US Gov. Printing Office, 1983. 752 p.
24. Moore D. G., Curry J. R. Initial Rep. of the DSDP, v. 64, Pt 1. Wash.: US Gov. Printing Office, 1982. 507 p.
25. Murdmaa I. O., Gordeev V. V., Kuzmina T. N., Turanskaya N. V., Mikhailov M. S. Geochemistry of the Japan trench sediments recovered on DSDP legs 56 and 57. Initial Rep. of the DSDP, v. 56—57. p. 2. Wash.: US Gov. Printing Office, 1980, p. 1213—1232.
26. Scientific Party.— Initial Rep. of the DSDP, v. 56—57, Pt 1. Wash.: US Gov. Printing Office, 1980. 629 p.
27. Sclater J. C., Tapscott C. The history of the Atlantic.— Scientific Amer., 1979, v. 240, p. 156—174.
28. Van Andel T. H., Heath G. R. et al. Initial Reports of the DSDP, v. 16. Wash.: US Gov. Printing Office, 1973. 949 p.
29. Winterer E. L., Ewing J. I. et al. Initial Rep. of the DSDP, v. 17. Wash.: US Gov. Printing Office, 1973. 930 p.

УДК 551.242.054

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., НАГОРНЫЙ М. А.

## КЛАССИФИКАЦИЯ СИНЕКЛИЗ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Синеклизы древних платформ подразделяются на два типа: внутренние (интракратонные) и окраинные (перикратонные). По происхождению и развитию первые являются автономными, вторые — резонансно-тектоническими. В свою очередь они делятся на соответствующие подтипы, классы, подклассы и виды. Приведены примеры синеклиз соответствующего классификационного ранга.

Н. С. Шатский неоднократно отмечал, что тектонические элементы земной коры необходимо классифицировать в виде ряда соподчиненных таксонов, как это делают палеонтологи и биологи с животными и растениями. В настоящей статье сделана попытка дать естественную классификацию одних из основных структур древних платформ — синеклиз на типы, подтипы, классы, подклассы и виды.

Синеклизы — суперрегиональные крупнейшие (площадь от сотен тысяч до 1 млн км<sup>2</sup> и немногим более) отрицательные платформенные структуры, имеющие в плане неправильную слабо вытянутую или изометричную форму и характеризующиеся очень пологим наклоном слоев на крыльях (обычно минуты, реже доли градусов) и значительной (2—3, реже 5 км и более) мощностью выполняющих их пород. Синеклизы осложняют плиты и щиты и типичны для плитного этапа развития платформ. Термин «синеклиза» впервые употребил А. П. Павлов в 1903 г. в докладе «Об изменениях географии России в юрское и меловое время», но только после работ Н. С. Шатского [16—18], который наиболее полно раскрыл сущность понятия, дал его определение и описал соответствующие ему структуры, этот термин получил широкое распространение в советской и отчасти зарубежной<sup>1</sup> литературе. Общим вопросам строения и развития синеклиз, выделения некоторых их типов, распространения и генезиса посвящен ряд работ [3—7, 12—18]. К синеклизам относят различные по размерам, морфологии, развитию, генезису крупнейшие отрицательные структуры.

Многие особенности строения и развития синеклиз, а также их происхождения связаны с местом расположения этих структур в пределах древних платформ. Поэтому все синеклизы прежде всего можно разделить на два больших типа: внутренние (интракратонные) и окраинные (перикратонные) — таблица. Если первые из них имеют определенную автономность развития и в своем формировании обязаны процессам, происходящим внутри платформы, то вторые тесно связаны с геосинклинальными и океанскими структурами, прилегающими к платформе. Именно для внутренних синеклиз М. Кэй [4] предложил название автогеосинклиналь, а А. Л. Ставцев [10], учитывая их платформенный характер, подчеркнул, что лучше именовать такие структуры автосинеклизами. В этих названиях подчеркнута автономность данных синеклиз, т. е. независимость их формирования от соседних геосинклиналей и океанов в связи с удаленностью от последних и расположением внутри платформ. В отличие от автономных интракратонных синеклиз окраинные синеклизы являются резонансно-тектоническими [9].

В зависимости от типа синеклиз находится и их морфология. Интракратонные синеклизы, как правило, имеют замкнутые контуры и округлую или овальную форму, перикратонные — незамкнутые контуры, форму

<sup>1</sup> За рубежом отрицательные структуры платформ, выделяемые советскими геологами под названием «синеклизы», часто именуют «бассейнами».

Классификация синеклиз древних платформ

Тип	Подтип	Класс	Подкласс	Вид	Пример		
Внутренние (интракратонные)	I	Связанные с авлакогенами	Над системой авлакогенов	С осадочным выполнением	Московская, Чадская, Конго (?)		
				С осадочно-трапovým выполнением	Тунгусская, Параны, Паранаиба (Мараньяо), Юньнань-Гуансийская		
			Над одиночным авлакогеном	С осадочным выполнением	Припятско-Днепровская, Сан-Франсиску (?), Северо-Китайская (Хэхуйская)		
				С траппово-осадочным выполнением	Амазонская, Офисер		
			Примыкающие к авлакогену	С осадочным выполнением	Мали-Нигерийская, Вольты, Ордос, Каннинг		
				С траппово-осадочным выполнением	Карру, Таудени		
		Внеавлакогенные	С осадочным выполнением	Мичиган, Иллинойс, Уиллстон, Мурзук, Куфа			
			С траппово-осадочным выполнением	Западно-Гвинейская, Калахари, Окованго			
		Окражные (перикратонные)	Пригеосинклинальные	Связанные с авлакогенами	Над системой авлакогенов	С осадочным выполнением	Прикаспийская (допоздневонская), Виллойская, Чако (?), Сычуанская
						С траппово-осадочным выполнением	Западно-Бенгальская
Над одиночным авлакогеном	С осадочным выполнением				Балтийская (?)		
Внеавлакогенные	С осадочным выполнением			Алегенская, Альберта, Рубэль-Хали, Северо-Пенджабская			
	С траппово-осадочным выполнением			Синдская			

Тип	Подтип	Класс	Подкласс	Вид	Пример	
Окраинные (перикратонные)	Приокеанские (периконтинентальные)	Связанные с авлакогенами	Над системой авлакогенов	С осадочным выполнением	Сомали-Эфиопская	
				С осадочно-трапповым выполнением	Деканская	
		Внеавлакогенные		Над одиночным авлакогеном	С осадочным выполнением	Нигерийская, зал. Бонапарта
				С осадочным выполнением	Сенегальская, Габонская, Куанзы, Карнарвон, Перт	
				С траппово-осадочным выполнением	Мозамбикская	

структурных заливов, раскрывающихся в сторону соседней более интенсивно прогибающейся (материнской) геосинклинальной или океанской области.

В зависимости от характера окраины платформы, обращенной в сторону геосинклинали или океана, перикратонные синеклизы, расположенные на этих окраинах, могут быть подразделены соответственно на два подтипа: пригеосинклинальные и приокеанские (периконтинентальные). Подразделение на эти два подтипа в значительной степени условно, так как геосинклинали нередко также входили в состав прежних океанских пространств. Поэтому к первому подтипу принадлежат перикратонные синеклизы, прилежащие к известным геосинклинальным областям — от байкальских до альпийских, а ко вторым — синеклизы, прилежащие к современным океанам, образованным в основном в течение мезозоя и кайнозоя. В ряде случаев влияние пригеосинклинальных и приокеанских опусканий распространяется в отдельные этапы развития настолько далеко в глубь платформы, что они захватывают часть интракратонных синеклиз и тогда возникает как бы смешанный тип структур. Но все равно даже в этих случаях по преобладанию того или иного процесса в формировании синеклиз можно легко отличить один тип структур от другого.

Как внутренние, так и оба подтипа окраинных синеклиз могут быть подразделены на классы. К одному из них принадлежат синеклизы, формирование которых в какой-то степени представляет собой продолжение развития (унаследованное прогибание) ранее образовавшихся авлакогенов как структур растяжения рифтового генезиса.

К другому классу принадлежат те синеклизы, которые непосредственно не связаны с авлакогенами (палеорифтами) и расположены вне пространства авлакогенов, т. е. являются внеавлакогенными.

Следует отметить, что в ряде случаев в связи со слабой изученностью глубинного строения синеклиз не всегда достаточно достоверно можно сказать, связана данная структура с авлакогеном или нет. Отсюда и отнесение ее к тому или иному классу затруднительно, и поэтому в ходе дальнейшего изучения она может быть переведена из одного класса в другой. Но несомненно существование как синеклиз, связанных с авлакогенами, так и синеклиз, расположенных вдали от авлакогенов и независимых от них, т. е. внеавлакогенных.

Окраинные синеклизы, принадлежащие к классу внеавлакогенных структур, т. е. не связанных непосредственно с авлакогенами, тем не

менее имеют, конечно, косвенное отношение к процессам рифтогенеза, так как пригеосинклинальные синеклизы возникли на окраине платформы, которая прилежала к периконтинентальным палеорифтам, а приокееанские синеклизы — на участках платформ, втянутых в опускание океанских котловин в связи с процессами периконтинентального рифтогенеза.

Среди интракратонных синеклиз, связанных с авлакогенами, намечается по крайней мере три подкласса. К первому из них относятся синеклизы, расположенные над системой авлакогенов. Они в свою очередь могут быть подразделены на два вида: 1) синеклизы, выполненные преимущественно осадочными формациями; 2) синеклизы, в разрезе которых присутствуют мощные трапповые формации. Последние М. В. Муратов [5] выделил под специальным названием «амфиклизы».

Наиболее характерным примером первого вида синеклиз может служить Московская на Восточно-Европейской платформе. Она имеет неправильную форму и вытянута в северо-восточном направлении на 1500 км при ширине до 800—900 км. Глубина залегания фундамента до 3—3,5 км. Синеклиза расположена над системой рифейско-ранневендских авлакогенов: в приосевых частях — Среднерусского и Московского, а в прибортовых — частично Волынско-Оршанского и Пачелмского. Московская синеклиза заложилась в венде и длительно развивалась в течение всего фанерозоя, причем в позднебайкальский и каледонский этапы главным образом унаследованно прогибалась над системой авлакогенов, а в последующие этапы была вовлечена в прогибание восточных окраинных структур Восточно-Европейской платформы. Соответственно менялись структурный план и морфология синеклизы от замкнутой впадины в венде — силуре до открытой в виде структурного залива в среднем девоне — перми.

К интракратонным синеклизам, расположенным над системой авлакогенов и выполненным осадочными образованиями, принадлежат синеклизы Чада и, возможно, Конго на Африканской платформе.

Примерами синеклиз, расположенных над системой авлакогенов, но выполненных осадочно-трапповыми образованиями, могут служить Тунгусская на Сибирской платформе и Параны на Южно-Американской. Первая из них имеет поперечник около 1200 км и глубину фундамента до 8—10 км. Трапповая формация пермско-раннетриасового возраста мощностью до 2,5—3 км занимает площадь 1,2 млн км<sup>2</sup>. Вторая имеет угловатую вытянутую форму размером 2000×1000 км и глубину фундамента более 4 км. Массовые излияния произошли в раннем мелу на площади более 1 млн км<sup>2</sup>.

Разновидностью структур с траппово-осадочным выполнением являются синеклизы Паранаиба (Маранья) на Южно-Американской платформе и Юньнань-Гуансийская на Южно-Китайской. Они отличаются несколько менее мощными трапповыми излияниями, которые в первой из них произошли в конце юры — начале мела, а во второй — в ранней перми.

Для подкласса синеклиз, расположенных над системой авлакогенов, характерна, как правило, большая сложность строения и длительность развития, многоэтапность формирования, неоднократная миграция осей прогибания и в результате этого интерференция разновозрастных впадин и прогибов.

Ко второму подклассу интракратонных синеклиз, связанных с авлакогенами, принадлежат синеклизы, унаследованно развивавшиеся над одиночными авлакогенами. Среди них также различаются два вида: с осадочным и траппово-осадочным выполнением. Наиболее ярким представителем первого вида синеклиз является мезозойско-кайнозойская Припятско-Днепровская (Украинская) на Восточно-Европейской платформе, которая расположена над Припятским и Днепровским прогибами Припятско-Донецкого палеозойского авлакогена. К этому же виду скорее всего принадлежит синеклиза Сан-Франсиску на Южно-Американской платформе, которая унаследованно развивалась в позднем рифее

над байкальским грабенем; затем ее слабые погружения вновь возобновились в триасе и мелу. На Китайско-Корейской платформе к данному виду следует отнести Северо-Китайскую (Хэхуайскую) синеклизу, видимо, расположенную над протерозойским авлакогеном.

К виду синеклиз с траппово-осадочным выполнением принадлежит Амазонская синеклиза на Южно-Американской платформе, которая заложена на одноименном авлакогене, заполненном в основном отложениями силура — карбона. Синеклиза начала формироваться с середины карбона, а в конце юры — начале мела произошли внедрения диабазов и долеритов и излияния базальтов. Видимо, над одиночным авлакогеном расположена синеклиза Офисер (Австралийская платформа), в пределах которой излияния платобазальтов наблюдались в раннем кембрии.

Все перечисленные синеклизы тесно связаны с одиночными авлакогенами, располагаясь осевой своей частью над последними, и поэтому имеют общее с ними простирание. Близость этих синеклиз к авлакогену сказывается в достаточно четко выраженной их линейности (хотя они и имеют овальную форму), заметных углах наклона крыльев, отчетливых периклинальных замыканиях. Обычно они асимметричны. Им свойственна относительно меньшая продолжительность формирования по сравнению с предыдущим подклассом синеклиз, общая унаследованность всех этапов развития, а отсюда небольшая миграция осевых частей различных структурных этажей и подэтажей.

К третьему подклассу интракратонных синеклиз относятся те структуры, которые примыкают к авлакогенам, причем последние нередко перекрыты бортами синеклиз. Примыкание происходит обычно параллельно осям обеих структур, но иногда, наоборот, даже почти перпендикулярно. В ряде случаев синеклиза примыкает не к одному, а к двум авлакогенам. Примером последнего может служить синеклиза Каннинг на Австралийской платформе, которая расположена на продолжении авлакогена Амадиес, а северо-восточным своим бортом налегает на авлакоген Фицрой. Одна из крупнейших синеклиз Африканской платформы (в поперечнике до 1200 км) — Таудени примыкает к протяженному авлакогену Танезруфт — Гао субмеридионального простирания. К южному окончанию этого авлакогена с восточной стороны примыкает Мали-Нигерийская синеклиза. Вдоль борта синеклизы Ордос (Китайско-Корейская платформа) проходит Яншаньский авлакоген. Синеклиза Вольты (Африканская платформа) примыкает по разлому к Атакорской внутриплатформенной складчатой зоне авлакогенного типа [12]. Рядом с подобной же подвижной зоной Капского авлакогена расположена синеклиза Карру на Африканской платформе.

Как и предыдущие, подкласс синеклиз, примыкающих к авлакогену, по характеру выполняющих их образований подразделяется на два вида: с осадочным выполнением (синеклизы Мали-Нигерийская, Вольты, Ордос, Каннинг) и с траппово-осадочным (синеклизы Таудени и Карру). Особенно мощные (до 1400 м) излияния платобазальтов известны в синеклизе Карру.

Примыкание (особенно параллельное) к авлакогену сказывается на морфологии этого подкласса синеклиз. Они обычно имеют овально вытянутую линейную форму, резко асимметричны, с более крутыми и узкими бортами, обращенными к авлакогену. К нему же прижата и ось синеклизы. Особенно характерна такая морфология для синеклиз Вольты и Карру. Участки этих синеклиз, прилегающие к складчатым зонам авлакогенов, в какой-то степени могут рассматриваться как передовые прогибы, выполненные молассоидными образованиями.

Интракратонные внеавлакогенные синеклизы также выполнены как осадочными, так и траппово-осадочными образованиями. По этому признаку они подразделяются на два вида. Примерами первого из них может служить ряд структур Северо-Американской платформы (Мичиган, Иллинойс, Уиллистон), Африканской (Мурзук, Куфра, Конго).

Наиболее характерный представитель этого вида синеклиз — Мичиган, который послужил М. Кэю [4] тектонотипом для выделения авто-

геосинклиналей. Мичиганская синеклиза имеет форму округлой чаши с диаметром около 700 км и глубиной залегания фундамента немногим более 4 км. Она развивалась в течение всего палеозоя, отложения которого выполняют эту замкнутую структуру с большим постоянством структурного плана и увеличением мощности каждого стратиграфического подразделения от бортов синеклизы к ее центру.

Для синеклиз этого вида обычно характерны радиальность строения и отсюда округлая или овальная форма, симметричность и достаточно высокое постоянство структурного плана во времени. Поэтому они имеют структуру «слоеного пирога» или, точнее, «стопки тарелок» — состоят из серии как бы вложенных один в другой структурных этажей и подэтажей.

К интракратонным внеавлакогенным синеклизам, выполненным траппово-осадочными образованиями, принадлежат структуры Африканской платформы: Западно-Гвинейская, Калахари, Окованго. Западно-Гвинейская синеклиза, хотя и расположена в настоящее время на атлантическом побережье Африканского континента, не является периконтинентальной, так как выполнена отложениями ордовика — девона и ранее представляла собой по положению и генезису структуру типично внутриплатформенную. Она имеет вид округлого четырехугольника, поперечник которого достигает 250 км. Глубина залегания фундамента около 2 км. Широко распространены долеритовые интрузии трапповой формации, образующие пластовые тела мощностью до 200—300 м.

Окраинные пригеосинклинальные синеклизы, связанные с авлакогенами, имеют два подкласса: расположенные над системой авлакогенов и унаследующие одиночный авлакоген. Среди первого подкласса синеклиз можно наметить два вида: с осадочным выполнением и с траппово-осадочным. Примерами синеклиз, выполненных осадочными отложениями, может служить допозднедевонская Прикаспийская на Восточно-Европейской платформе, Вилюйская на Сибирской, по-видимому, Чако (?) на Южно-Американской и Сычуанская на Южно-Китайской.

Прикаспийская впадина в раннем и частично среднем палеозое представляла собой типичную окраинную синеклизу, расположенную над системой рифейско-ранневендских авлакогенов и испытывавшую непосредственное влияние соседних геосинклинальных областей и прежде всего Уральской геосинклинали. В позднем девоне, карбоне и ранней перми эта структура претерпела интенсивные опускания, что вызвало ее перерождение в иной, чем синеклиза, тип тектонических элементов, для которого наиболее характерна огромная мощность платформенного чехла и отсутствие гранитного слоя [1]. Подобные структуры следует относить к самостоятельному типу, получившему название лабигенного [8].

Западно-Бенгальская синеклиза (Индостанская платформа) — окраинная пригеосинклинальная, над системой авлакогенов, с траппово-осадочным выполнением. Она представляет собой крупный перикратонный структурный залив с моноклинальным падением слоев, осложненным серией продольных сбросов и флексур. Разрез платформенного чехла, начиная с верхней перми, сложен в основном осадочными отложениями, среди которых присутствуют трапповые образования юры — раннего мела.

К окраинным пригеосинклинальным синеклизам, расположенным над одиночным авлакогеном и выполненным осадочными отложениями, условно может быть отнесена Балтийская синеклиза. Она представляет собой наиболее крупный структурный залив Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий, в окончательном виде сформировавшейся в каледонский этап развития на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы [2]. По геофизическим данным на дне Балтийского моря ряд исследователей предполагает существование Центральнобалтийского рва, выполненного предположительно отложениями рифея и венда и протягивающегося в пределах осевой части Балтийской синеклизы восточнее о-ва Готланд, от Аландских островов на севере до Гдань-

ской бухты на юге. Однако последующие геофизические работы пока это предположение не подтвердили.

Среди окраинных пригеосинклинальных внеавлакогенных синеклиз намечаются два вида: с осадочным и траппово-осадочным выполнением. Примером первого вида может быть Аллегенская (Северо-Американская платформа), которая принадлежит Приапалачской зоне перикратонных опусканий и представляет собой слабогнутой структурный залив длиной до 1100 и шириной до 250 км с глубиной залегания фундамента от 1,5—2 до 7 км и более. К этому же виду следует отнести синеклизу Альберта, которая принадлежит зоне перикратонных опусканий Великих равнин, сформировавшейся на окраине Северо-Американской платформы перед геосинклиналью Скалистых гор. Она имеет вид структурного залива большого радиуса кривизны длиной до 1500 и шириной до 400 км с погружением фундамента от 1 до 3 км и более. На других платформах к данному виду может быть отнесена синеклиза Руб-эль-Хали, входящая в состав Восточно-Аравийской зоны перикратонных опусканий Африканской платформы; Северо-Пенджабская синеклиза Индостанской платформы — часть Синд-Пенджабской зоны перикратонных опусканий.

Синдская синеклиза, также входящая в Синд-Пенджабскую зону перикратонных опусканий, служит примером окраинных пригеосинклинальных внеавлакогенных синеклиз с траппово-осадочным выполнением.

Следующий подтип окраинных синеклиз объединяет те структуры, которые расположены на периферии континентов, образованных древними платформами, в их приокеанских зонах. Эти приокеанские (периконтинентальные) синеклизы могут быть связаны с авлакогенами и располагаться вне палеорифтов. Класс синеклиз, связанных с авлакогенами, подразделен на подклассы структур, расположенных над системой авлакогенов и унаследующих одиночный авлакоген. В свою очередь намечаются виды с осадочным и осадочно-трапповым выполнением. К первому виду может быть предположительно отнесена Сомали-Эфиопская синеклиза (Африканская платформа), входящая в состав Аравийско-Сомалийской зоны перикратонных (приокеанских) опусканий, выполненная отложениями мезозоя и имеющая морфологию структурного залива.

Примером приокеанских синеклиз, связанных с системой авлакогенов и выполненных осадочно-трапповыми образованиями, является Деканская синеклиза на Индостанской платформе. Она имеет неправильную изометричную форму с поперечником до 600 км и с современной площадью, покрытой траппами, более 0,5 млн км<sup>2</sup>. Возраст трапповой формации — конец мела — начало палеогена. Мощность отдельных покровов 15—20, иногда до 40 м, а общая мощность формации достигает 2 км в западной части синеклизы. Деканская синеклиза наложена на систему Гондванских авлакогенов, а с поверхности ей отвечает высокое плато. Она, так же как и синеклизы Карру, Параны, Тунгусская (плато Путорана), представляет собой типичный бассейн с платообразным обращенным рельефом.

Над одиночным авлакогеном, унаследова его простирание и ось прогибания, расположены Нигерийская синеклиза, входящая в состав Атлантической зоны приокеанских погружений Африканской платформы, и синеклиза зал. Бонапарта, принадлежащая северо-западной зоне приокеанских опусканий Австралийской платформы.

Приокеанские синеклизы, не связанные с авлакогенами, по характеру их выполнения делятся на два вида. Осадочными отложениями заполнены такие синеклизы, как Сенегальская, Габонская и Куанзы, принадлежащие Атлантической зоне приокеанских опусканий Африканской платформы. Эти синеклизы сложены мезозойско-кайнозойскими отложениями и представляют собой структурные заливы, открытые в сторону океана. Для нижнего структурного этажа характерна блоковая структура, образованная главным образом субмеридиональными разломами, а для более высокого — пликативная. Синеклизами этого же вида являются структурные заливы Карнарвон и Перт Западно-Австралийской приокеанской зоны опусканий.

Примером приокеанской внеавлакогенной синеклизы с траппово-осадочным выполнением может служить Мозамбикская на восточной окраине Африканской платформы.

Таким образом, синеклизы древних платформ, так же как и другие структурные элементы земной коры, могут быть естественно расклассифицированы. Конечно, в основу классификации могут быть положены и некоторые иные критерии. Одним из таких критериев, в частности, является тип строения фундамента и соотношение структуры фундамента и платформенного чехла синеклизы. В большинстве случаев синеклизы являются наложенными структурами по отношению к внутренней структуре фундамента, хотя некоторые элементы унаследованности, особенно передающиеся через разломные зоны и относящиеся прежде всего к простиранию, ощутимы весьма отчетливо. Однако те критерии, которые взяты авторами в основу классификации, нам представляются наиболее существенными, поскольку они лежат во главе как морфологических, так и генетических показателей строения и развития синеклиз. Так, для интракратонных и перикратонных синеклиз различны основные причины их формирования. Если для первых характерна автономность развития в связи с процессами уплотнения вещества нижних частей земной коры и верхней мантии [11, 17], то для вторых основным является резонансное воздействие в связи с процессами активного формирования соседних геосинклинальных или океанских структур. Весьма существенное влияние на развитие синеклиз оказывают авлакогены, расположенные в нижних частях платформенного чехла. Не менее важен и характер выполнения синеклиз, особенно в связи с определенной спецификой их развития под воздействием магматической активизации.

Разным типам и классам синеклиз присуща и своя история развития, а отсюда различны вертикальные и горизонтальные ряды формаций и, следовательно, набор связанных с ними полезных ископаемых.

#### Литература

1. *Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яшин А. Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья II. Морские впадины и области дейтероорогенеза.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 3, с. 3—13.
2. *Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В. и др.*— В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981, с. 44—61.
3. *Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А. и др.* Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
4. *Кэй М.* Геосинклиналы Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.
5. *Муратов М. В.* Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 5, с. 61—71.
6. *Муратов М. В.* Древние и молодые платформы.— В кн.: Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1981, с. 6—97.
7. *Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 11, с. 3—35.
8. *Николаев В. Г., Вах Д. и др.*— В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Тезисы. Т. IX, ч. I. М.: Наука, 1984, с. 29—30.
9. *Пуцаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
10. *Ставцев А. Л.*— Сов. геология, 1965, № 4, с. 49—62.
11. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1963. 174 с.
12. *Хайн В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
13. *Хайн В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
14. *Хайн В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
15. *Хайн В. Е.* Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
16. *Шатский Н. С.* О синеклизах А. П. Павлова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, т. 18, № 3—4, с. 39—52.
17. *Шатский Н. С.*— В кн.: Матер. к познанию геологического строения СССР. Нов. сер., вып. 2(6). Изд. Моск. о-ва испыт. природы. 1945. 130 с.
18. *Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатými геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.

УДК 550.311 : 551.242.3(479)

ХАЛИЛОВ Э. Н., МЕХТИЕВ Ш. Ф., ХАИН В. Е.

**О НЕКОТОРЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ,  
ПОДТВЕРЖДАЮЩИХ КОЛЛИЗИОННОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

В ряде работ последних лет доказывается коллизионное происхождение Большого Кавказа. В статье приводится дополнительное обоснование этой точки зрения данными сейсмологии, магнитотеллурических зондирований, гравиметрии, структурной геологии, магматизма и пр. Намечается положение современной сейсмофокальной зоны.

В последние годы все большее признание получает представление о формировании альпийской структуры Большого Кавказа в результате столкновения (коллизии) Закавказской (Черноморско-Южно-Каспийской) и Евразийской литосферных плит и поддвига первой (первых) под вторую.

С целью проверки существования современной зоны субдукции на Кавказе была составлена карта эпицентров землетрясений Кавказа (рис. 1). На карте четко обозначалась зона глубоких землетрясений (с глубиной гипоцентров более 40 км). Эта зона берет свое начало в западной части Большого Кавказа, в полосе Дзирульского массива прерывается и вновь наблюдается в восточной части Большого Кавказа, распространяясь до западного побережья Каспия, и затем прослеживается в пределах Каспийского моря и Юго-Западной Туркмении.

Предполагается, что выявленная зона глубоких землетрясений — поверхностное отображение той части зоны Беньофа, где литосферная плита начинает погружение в верхнюю мантию. Профили через ряд районов Кавказа (рис. 2) с нанесенными на них очагами землетрясений подтверждают это предположение. Один профиль проведен с юга на север через Рионскую низменность (см. рис. 2, а). Отсутствие здесь подкорковых очагов землетрясений не позволило выявить какую-либо закономерность в распределении гипоцентров.

На профиле, секущем восточную часть Большого Кавказа (см. рис. 2, б), отчетливо наблюдается погружение очагов землетрясений с юга на север под углом примерно  $58^\circ$ . Выявленная сейсмофокальная зона Беньофа под восточной частью Большого Кавказа погружается в верхнюю мантию.

Третий профиль (см. рис. 2, в) расположен вкрест простираения Апшеронского порога, являющегося морским продолжением складчатой системы Большого Кавказа. Гипоцентры землетрясений погружаются здесь с юга на север под Апшеронский порог под углом  $40^\circ$ .

На рис. 3 приведен глубинный геолого-геофизический разрез по профилю Волгоград — Нахичевань. При построении профиля использовались данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ), гравиметрии, геотермии и сейсмологии, а также привлекались материалы опубликованных работ. Спроецированные на профиль гипоцентры землетрясений позволили уточнить положение глубинных разломов и зоны субдукции.

Сейсмофокальная плоскость в восточной части Большого Кавказа была ранее обнаружена П. Н. Кропоткиным и Л. В. Ларионовым [10]. Эта зона приурочивается авторами данной статьи к Главному Кавказскому надвику. Движение по надвику создает в сечении сминаемой им толщи напряженное состояние, в первом приближении характеризующееся эпюрой сжатия. На это указывает также ориентация осей главных

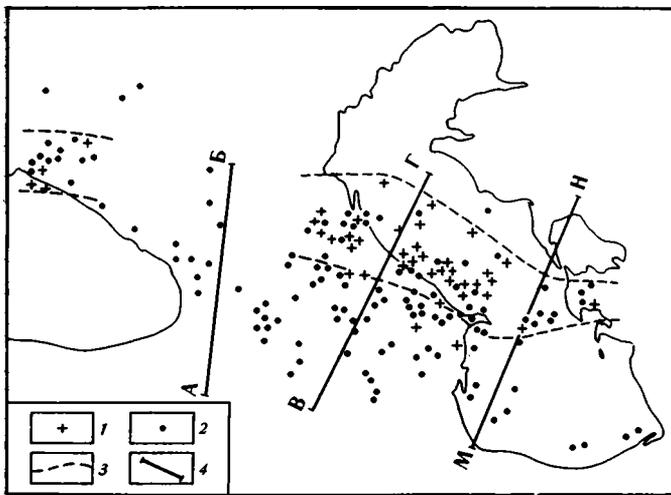


Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений Кавказского региона  
 1—2 — эпицентры землетрясений с глубиной гипоцентров, км: 1—40 и более, 2 — до 39, 3 — границы зоны глубокофокусных землетрясений; 4 — линии профилей на рис. 2

напряжений Кавказа, имеющих четко выраженную горизонтальную направленность осей сжатия [14, 15]. В результате погружения литосферы возникают силы, стремящиеся сместить вышележащие слои относительно нижележащих. Это приводит к образованию складчатости, опрокинутой в направлении перемещения покровов. В Главном хребте и в центральной части зоны южного склона осадки интенсивно дислоцированы, а в восточной и западной частях этой зоны, кроме того, надвинуты на юг. Складчатость, установленная на Большом Кавказе, результат сжимающего воздействия края напозлающей плиты, т. е. представляет собой типичную складчатость бокового сжатия [6]. Направления осей складок совпадают с направлениями основных тектонических элементов данного региона.

Аномально большая мощность осадочного слоя Черноморской и Южно-Каспийской, а также Среднекуринской впадин объясняется со-скабливанием и сжатием пород осадочного слоя. Альпийская эпоха деформаций начинается в конце эоцена и выражается в энергичном под-двиге литосферной плиты со скоростью 6—7 см/год [8].

Именно смещением к югу компетентных пород «гранитного» слоя, определившем боковое сжатие, можно объяснить формирование склад-чатости в зонах Главного хребта и южного склона и отсутствие складко-образования в северных тектонических зонах, где осадки ложились на кристаллический субстрат [13].

По мере того как литосфера изгибается, прежде чем погрузиться в зону субдукции, поверхность плиты испытывает разрывы под действием напряжений растяжения. Если Большой Кавказ характеризуется напря-жениями сжатия, то Нижнекуринская и Южно-Каспийская впадины ха-рактеризуются напряжениями растяжения [2, 3].

Эта особенность распределения напряжений, вероятно, объясняется погружением Южно-Каспийской микроплиты под Евразийскую плиту и как следствие — сильным изгибом первой. При этом подошва земной коры Южно-Каспийской микроплиты испытывает напряжение сжатия, тогда как осадочный чехол подвергается растяжению. В то же время край Евразийской плиты несколько приподнимается, как бы напозлая на Южно-Каспийскую микроплиту. Вследствие этого подошва земной коры здесь испытывает напряжение растяжения, а осадочный чехол под-вергается сжатию.

В тылу напозлающего литосферного клина островных дуг, как пра-вило, возникают вулканические дуги, которые характеризуются высоким тепловым потоком.

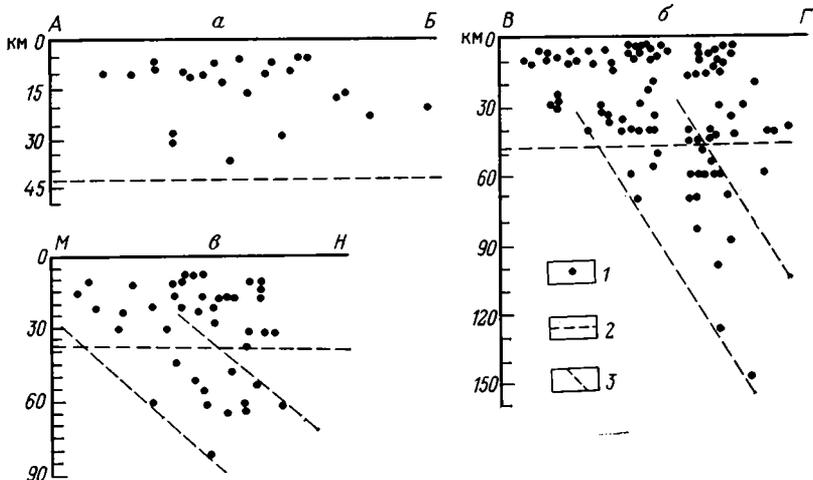


Рис. 2. Профили через: *а* — Рионскую низменность, *б* — восточную часть Большого Кавказа, *в* — Апшеронский порог  
 1 — гипоцентры землетрясений; 2 — осредненная поверхность Мохо; 3 — зона Заварицкого — Беньофа

И действительно, на Большом Кавказе система Тырнаузского разлома и его восточного продолжения до г. Грозного характеризуется молодыми магматическими проявлениями [12]. Крайним северным субмеридиональным ответвлением неовулканического пояса является цепь вулканов, связанная с Транскавказским меридиональным поднятием на Большом Кавказе и в Предкавказье. К ней относятся Кельско-Казбекская и Чегем-Эльбрусская группы позднемиоцен-четвертичных андезито-дацит-риолитовых вулканов и Минераловодская группа позднемиоцен-раннеплиоценовых трахилитовых субвулканов. Наличие ряда термальных источников на Северном Кавказе также свидетельствует об угасающей вулканической активности.

Отсутствие современной сейсмичности вдоль отрезка зоны Беньофа, приходящейся на Центральный Кавказ, можно объяснить тем, что на этом участке коллизия Черноморской микроплиты с Евразийской уже закончилась. Это подтверждается и максимально приподнятым положением обеих плит, в особенности Черноморской, в данном сегменте. Окончание коллизии скорее всего относится к раннему плиоцену, но это не могло служить препятствием для проявления магматической деятельности в более позднее время, вплоть до голоцена, поскольку известно, что магматические очаги остывают не сразу, а в течение миллионов лет (постколлизийный магматизм, по В. А. Леглеру [11]).

На высокую тектоническую активность недр рассматриваемого региона указывают также результаты исследований верхней мантии. В Куринской впадине, разделяющей хребты Большого и Малого Кавказа, скорости распространения сейсмических волн в пределах верхней мантии имеют относительно низкие значения (8,0 км/с) [10]. Кроме того, поверхность Мохоровичича (Мохо, М), по данным ГСЗ, здесь расположена значительно ниже глубин, которые можно было бы ожидать на основании аномалий Буге [5]. Эти данные свидетельствуют об относительном разуплотнении вещества верхней мантии Кавказского региона по сравнению с районами Русской плиты и Черноморской впадины.

Данные МТЗ, обобщенные Г. Е. Гугунавой [7], позволили ему прийти к заключению о возможном наличии под Большим Кавказом зоны субдукции, наклоненной к северу. Подошва литосферы погружается в этом направлении примерно с 50 до 150 км.

Изучение теплового потока Закавказья [1] показывает, что повышенные значения теплового потока в Куринской впадине расположены наиболее близко к поверхности Земли, в то время, как по мере удаления на север, происходит погружение изотерм. Так, геизотерма 600° под Ку-

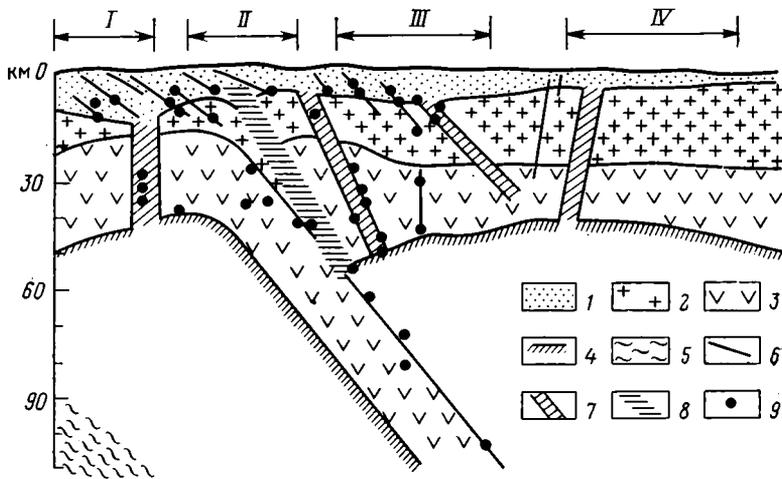


Рис. 3. Глубинный геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ Волгоград — Нахичевань  
 1—3 — слои: 1 — «осадочный», 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый»; 4 — поверхность Мохо; 5 — астеносфера; 6 — коровые разломы; 7 — глубинные разломы; 8 — Главный Кавказский надвиг; 9 — гипоцентры землетрясений.  
 I — Куринская депрессия; II — Большой Кавказ; III — Терско-Кумская депрессия; IV — вал Карпинского

ринской депрессией располагается на глубине около 35 км, тогда как по направлению к северу, в сторону Большого Кавказа, происходит ее погружение под углом примерно  $60^\circ$ .

Тектонически активные районы, как известно, характеризуются значительными нарушениями изостазии. Об интенсивных движениях земной коры в Кавказском регионе свидетельствует значительный диапазон изостатических аномалий [5]. Мощность земной коры под горными сооружениями Кавказа, определенная по данным ГСЗ, недостаточна для компенсации рельефа земной поверхности и осадочных толщ. Для полной их компенсации необходимо, чтобы земная кора была толще на 10—20 км, если допустить, что компенсационные массы создаются за счет изменения ее мощности [9].

Это нарушение изостазии на территории Кавказа, вероятно, связано, во-первых, с наличием частично расплавленного аномально легкого мантийного вещества и, во-вторых, с субдукцией литосферной плиты, принимающей на себя часть нагрузки, создаваемой краем материковой литосферной плиты, представленным сооружением Большого Кавказа. Это вызывает также нарушение изостазии в межгорных прогибах, но уже противоположное по знаку. Так, например, поверхность Мохо в Рионской и Куринской впадинах располагается на 5—10 км глубже, чем это требуется по условиям изостазии.

На совершенно различном глубинном строении территории Большого Кавказа и Закавказья указывает то, что граница Мохо на большей части мегантиклинория Большого Кавказа акустически резкая, с большим скачком скорости, в то время как в Закавказье граница М выражена нечетко. Граница между этими двумя зонами, существенно различающимися по динамике волновой картины от поверхности Мохо, проходит по южному склону Большого Кавказа.

Мощность земной коры Кавказского региона больше, чем в сопредельных областях, примерно на 15—20 км и в среднем составляет 45—55 км. В пределах Черноморской и Южно-Каспийской впадин мощность земной коры составляет 25—35 км, увеличиваясь лишь в их периферических зонах. Кроме того, Большой и Малый Кавказ разделяют Рионская и Куринская впадины со сравнительно малой мощностью земной коры (40—45 км), отделенные одна от другой перемышкой — Дзирульским массивом (рис. 4).

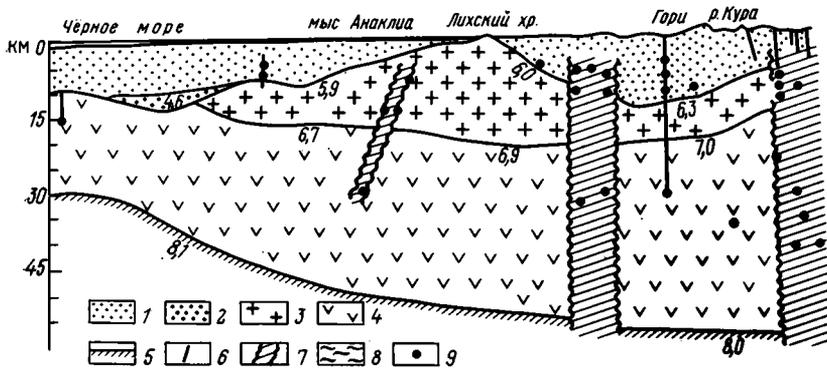


Рис. 4 (левая часть)

Рис. 4. Глубинный геолого-геофизический разрез по линии Черное — Каспийское моря

1—4 — слои: 1 — «осадочный», 2 — уплотненный «осадочный», 3 — «гранитный», 4 — «базальтовый»; 5 — поверхность Мохо; 6 — коровые разломы; 7 — глубинные разломы; 8 — астеносфера; 9 — гипоцентры землетрясений. Цифры — скорость продольных сейсмических волн (км/с)

Увеличение мощности земной коры в восточной части Большого Кавказа связано с увеличением примерно в 1,5 раза мощности «базальтового» слоя. В районе Цители — Цкаро наблюдается уступ в «базальтовом» слое и четко фиксируемое выклинивание гранитного слоя [3].

Несмотря на единство строения западной и восточной частей Кавказского региона, взаимодействие литосферных плит нельзя рассматривать как погружение единой литосферной плиты, включающей глубокую часть впадины Черного моря, Рионскую впадину, Грузинскую глыбу, Куринскую и Южно-Каспийскую впадины, перемещающейся как монолитный массив на ССВ в направлении Восточно-Европейской и Скифской платформ, входящих в состав Евразийской плиты. Это связано прежде всего с наличием перемычки между Рионской и Куринской впадинами — Дзирульского массива, а главное, с наличием глубинного трансформного разлома, пересекающего сооружение Малого и Большого Кавказа с юго-запада на северо-восток, восточнее Дзирульского массива. Данный разлом трассируется по совокупности косвенных геолого-геофизических данных и, очевидно, разделяет Черноморскую и Южно-Каспийскую микроплиты. При этом Южно-Каспийская микроплита тектонически более активна, на что указывает наличие сейсмофокальной поверхности вдоль всей северной границы этой микроплиты, включающей Нижнекуринскую депрессию и восточную часть Малого Кавказа, Западно-Туркменскую и Южно-Каспийскую впадины. Проекцией на поверхность Земли той части зоны Беньофа, где литосферная плита начинает погружаться под кристаллический фундамент Большого Кавказа, является северный (на западе Кахетино-Лечхумский) разлом Закавказской глыбы, простирающийся вдоль подножия южного склона Большого Кавказа, в то время как скольжение погружающейся плиты происходит по плоскости Главного Кавказского надвига.

На построенном глубинном геолого-геофизическом разрезе (см. рис. 3) видно, что погружение в верхнюю мантию коры океанского и (или) субокеанского типа<sup>1</sup> в пределах Большого Кавказа уже завершилось, о чем свидетельствует наличие утоненного «гранитного» слоя в Куринской депрессии, который начал внедряться в зону субдукции. Очевидно, именно внедрение «гранитного» слоя значительно приподняло гипсометрический уровень Большого Кавказа.

На восток зона Беньофа прослеживается вдоль Сангачало-Огурчинского глубинного разлома до середины Каспийского моря, после чего несколько смещается на север и простирается вдоль Челекено-Апшерон-

<sup>1</sup> Существование коры подобного типа на Большом Кавказе в мезозое, а также зоны Беньофа доказываются изучением мезозойского магматизма [4].

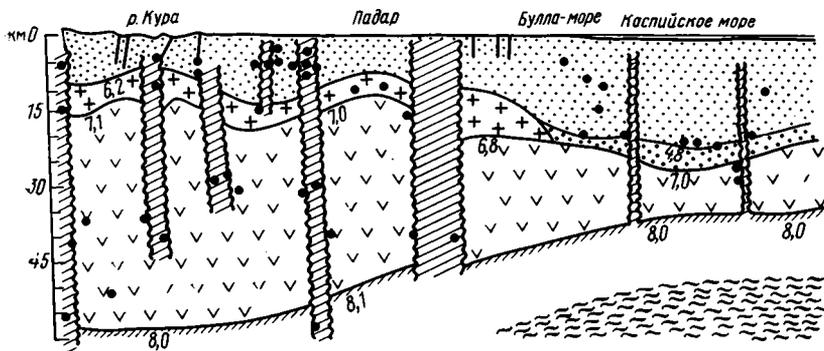


Рис. 4 (правая часть)

ского глубинного разлома, срезаясь затем Мессерианским поперечным (трансформным) глубинным разломом. Погружение сравнительно мощной коры Куринской впадины под восточную часть Большого Кавказа и несколько более тонкой субокеанской коры Южного Каспия под Апшеронский порог привело к перераспределению напряжений и возникновению многочисленных разломов субкавказского направления.

Ряд глубинных разломов, ориентированных вкрест простирания структуры Большого Кавказа, был выявлен авторами по очагам землетрясений, спроецированных на глубинный геолого-геофизический разрез по линии Черное море — Каспийское море (см. рис. 4). Наличие очагов землетрясений, приуроченных к плоскостям данных разломов, свидетельствует об их высокой тектонической активности.

Таким образом, как видно из изложенного, рассмотренная модель взаимодействия литосферных плит в Кавказском регионе относительно наиболее полно объясняет его тектонические и геофизические особенности. К ним, в частности, относятся: наличие сейсмофокальной поверхности в восточной и западной частях Большого Кавказа, разуплотнение и, очевидно, частичное плавление верхней мантии, наличие значительных изостатических аномалий, ориентация осей главных напряжений и тектонических элементов, вергентность складок и надвигов, наличие вулканических поясов, строение осадочного чехла и земной коры в целом и т. д.

Разумеется, и приведенных фактов недостаточно для придания категоричности нашим выводам. Но в геологии мы постоянно сталкиваемся с неполнотой информации, в особенности касающейся глубинного строения и прошлых геологических эпох. Поэтому приходится прибегать к методу суждения по аналогии. В данном случае сравнение Большого Кавказа с другими аналогичными сооружениями явно свидетельствует в пользу правомочности наших заключений. Нас не должно смущать и то обстоятельство, что сейсмофокальная зона Вадати — Заварицкого — Беньофа (ВЗБ) выражена в настоящее время на Кавказе недостаточно четко, а местами (Центральный Кавказ) и вообще не выражена. Дело, очевидно, в том, что в альпийском Средиземноморском поясе в современную эпоху мы находим лишь реликты зон ВЗБ, некогда имевших, подобно тихоокеанскому обрамлению, сплошное распространение. Такие реликты наблюдаются кроме Кавказа в Бетской Кордильере, Калабрии, Критской дуге, зоне Вранча в Карпатах, Горном Крыму, Копетдаге, Гиндукуше — Памире. Вряд ли приходится сомневаться в их былой непрерывности.

#### Литература

1. Аветисянц А. А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979. 87 с.
2. Агаларова Э. Б. Особенности ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений Апшеронского полуострова и Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 7, с. 96—101.
3. Агаларова Э. Б. Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижнекуринской низменности.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 2, с. 69—76.

4. *Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа — Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
5. *Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К.* Изостазия Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6, с. 20—33.
6. *Гамкрелидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
7. *Гугунава Г. Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
8. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И.* Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Строение литосферных плит. М., Наука: 1979, с. 54—124.
9. *Камбаров Н. Ш.* Методика выделения сейсмоопасных зон Кавказа.— В сб.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 27—42.
10. *Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 311—314.
11. *Леглер В. А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения тектоники литосферных плит.— В сб.: Тектоника литосферных плит. (Тр. Ин-та океанологии). М.: Наука, 1977, с. 137—169.
12. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
13. *Хаин В. Е.* Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 3—13.
14. *Шемпелев А. Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 57—65.
15. *Широкова Е. И.* Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 1, с. 22—36.

Центр методологии изобретательства,  
Баку  
Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию  
26.XI.1984

УДК 551.242.5(470.44/47+574)

МАЛУШИН И. И.

**КАСПИЙСКО-ТУРАНСКИЙ ПАЛЕОМЕГАСВОД И СВЯЗАННАЯ С НИМ ЮЖНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА**

В статье рассматриваются некоторые вопросы формирования и современного строения впервые выделенного Каспийско-Туранского палеомегасвода, центр расположен в области северного Каспия, п-ова Бузачи и Мангышлака. Площадь палеомегасвода охватывает свыше 1 млн км<sup>2</sup>; с ним связана Южная континентальная палеорифтовая система, включающая четыре ветви: Припятско-Днепровско-Донецкую, Южно-Эмбенскую, Мангышлак-Асакеауданскую и Туаркыр-Кумсебшенскую. На территории палеомегасвода установлены месторождения нефти и газа в мезозойских отложениях Предкавказья, Южной Эмбы, п-ова Бузачи, Устюрта, Мангышлака, Каракумов и в палеозойских отложениях Астраханского свода, северо-восточного побережья Каспия, Мангышлака, входящие не в разные, а в единую нефтегазоносную провинцию.

Для промышленной оценки потенциальных ресурсов Каспийско-Туранского палеомегасвода целесообразно выполнить геологоразведочные работы по единой комплексной программе.

В статье рассматриваются некоторые вопросы формирования и современного строения впервые выделенного Каспийско-Туранского палеомегасвода, центр которого расположен в области северного Каспия, Бузачи, Мангышлака и связанной с ним Южной континентальной палеорифтовой системы; выдвигается проблема открытия и освоения новой крупной нефтегазоносной провинции.

Изучение глубинного геологического строения рассматриваемой территории сопряжено с определенными трудностями, обусловленными тем, что сейсморазведка при изучении доюрского комплекса на значительной части территории обладает низкой эффективностью, а бурение здесь освещает разрез, как правило, до глубин не свыше 3—4 тыс. м.

Главные черты современного структурного плана устанавливаются при анализе строения сейсмических границ в областях, которым свойственны спокойные гравитационное и магнитное поля со слабоинтенсивными аномалиями изометричной формы. Эти области справедливо рассматриваются как относительно стабильные массивы в отличие от разделяющих их зон, характеризующихся повышенной тектонической активностью, которым свойственны сравнительно резкие положительные (отрицательные) аномалии силы тяжести и положительные и отрицательные магнитные аномалии линейной формы [6]. Результаты такого анализа представлены на рис. 1, где отчетливо виден реконструированный по разновозрастным сейсмическим границам Каспийско-Туранский палеомегасвод и ограниченные разломами зоны повышенной тектонической активности, которые, как будет показано ниже, образуют Южную палеорифтовую систему, включающую Припятско-Днепровско-Донецкую, Южно-Эмбенскую, Мангышлак-Асакеауданскую, Туаркыр-Кумсебшенскую ветви.

Сейсмические построения, представленные на рис. 1, выполнены по поверхности разновозрастного фундамента. На северном крыле палеомегасвода этой поверхности свойственна скорость распространения преломленных волн 6200—6300, на южном 5700—5900 м/с. Отмеченная выше низкая эффективность сейсморазведки преимущественно наблюдается в зонах повышенной тектонической активности, прежде всего на их участках, приуроченных к центральным областям палеомегасвода. Низкая эффективность связана с тем, что геологическим границам разного возраста здесь могут соответствовать сейсмические границы с одинаковыми

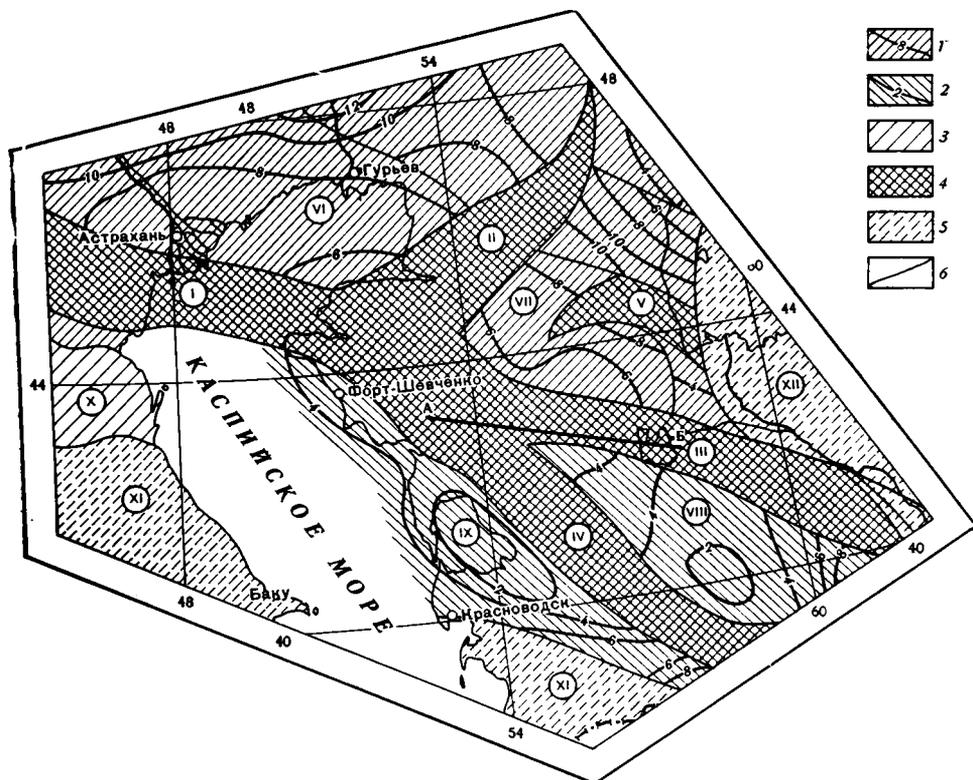


Рис. 1. Каспийско-Туранский палеомегасвод и сопряженная с ним Южная континентальная палеорифтовая система

1 — области палеомегасвода с докембрийским складчатым фундаментом и изолинии глубин его залегания, км; 2 — области палеомегасвода с каледонским (?) складчатым фундаментом и изолинии глубин его залегания, км; 3 — области палеомегасвода с герцинским (?) складчатым фундаментом; 4 — области континентальных палеорифтовых ветвей; 5 — области, сопредельные с палеомегасводом; 6 — разломы. I—IV — ветви Южной континентальной палеорифтовой системы: I — Припятско-Днепро-Донецкая ветвь, II — Южно-Эмбенская ветвь, III — Мангышлак-Асакеауданская ветвь, IV — Туаркыр-Кумсебенская ветвь; V — Байтерек-Теренкудукская рифтовая зона; VI—IX — межрифтовые массивы на крыльях Каспийско-Туранского палеомегасвода: VI — Южно-Прикаспийский массив, VII — Североустюртский массив, VIII — Центрально-Каракумский массив, IX — Кара-Богаз-Гольский массив; X — Скифский массив; XI — область альпийской складчатости; XII — область эпигерцинской платформы; А—Б — линия сейсмического профиля на рис. 2

или близкими кинематическими и динамическими параметрами. В связи с этим глубинное геологическое строение рассматриваемых зон остается во многом неясным. Однако главные черты их строения устанавливаются на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных, который показывает, что зоны повышенной тектонической активности образуют континентальную палеорифтовую систему. Рассмотрим основные аргументы, на основе которых сделан вывод. Вопросы происхождения и развития современных и древних континентальных рифтовых систем достаточно сложные и во многом нерешенные [2, 13]. До сих пор не ясно, обусловлен ли континентальный рифтогенез одним или несколькими причинными механизмами. Несмотря на это, можно сформулировать ряд признаков рифтовой и палеорифтовой структур земной коры, общих для всех изученных континентальных рифтов и рифтовых систем или по меньшей мере для их значительной части, с тем, чтобы сопоставить их с совокупностью свойств, характерных для рассматриваемой территории. Предварительно отметим, что коренные изменения земной коры, обусловленные рифтогенезом, во многом сохранились до настоящего времени и, следовательно, сохранилось воздействие этих изменений на современные гравитационное, магнитное и отчасти тепловое поля. Поэтому наряду

с геологическими признаками рассмотрим и геофизические. Эти признаки (характеристики) следующие:

1. Многие из известных рифтов и рифтовых систем пространственно связаны со сводовыми поднятиями земной коры (например, Байкальская рифтовая система, Рейнский грабен, рифтовая система Рио-Гранде, Восточно-Африканская система).

В центральных областях сводовых поднятий и особенно в зонах рифтовых ветвей земная кора существенно сокращается в мощности. Рифтовые ветви, обычно ограниченные сбросами, имеют, как правило, линейную форму и протягиваются на сотни и тысячи километров. Сочленение рифтовых ветвей может быть как тройным, так и более сложным.

2. Геофизические признаки рифтовых областей весьма характерны. К осевым частям рифтовых ветвей приурочены положительные или отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге [5, 14]. Положительные аномалии силы тяжести связаны с внедрением в кору вдоль оси рифта мощного дайкообразного тела основного и ультраосновного состава, обладающего высокой плотностью. Отрицательные — с эффектом заполнения глубокого грабена мощными осадками низкой плотности.

Магнитные аномалии, а именно ряд удлиненных положительных и отрицательных аномалий, характерны для ареала вулканических интрузий, образовавшихся в результате сопряженной с рифтогенезом магматической деятельностью. Направление аномалий совпадает с направлением трещин, которые служат подводными каналами магмы. Глубокое погружение рифтовых зон под нагрузкой осадков оказывает ослабляющее влияние на магнитные, а также на положительные гравитационные аномалии. В глубоко погруженных континентальных рифтах линейность магнитных аномалий выражена слабо или совсем не выражена. Тепловой поток в молодых рифтовых системах высокий или очень высокий (Восточно-Африканская, возраст 30 млн лет), а в палеорифтах близок к нормальному (Осло, возраст 300 млн лет) [5]. На границах палеорифта происходит резкое изменение физических свойств разреза в горизонтальном направлении и смена характера изменения физических свойств с глубиной. Наиболее ярко эти изменения отображаются в поле сейсмических волн.

3. Осадки, заполняющие ветви континентальных палеорифтов, настолько сложны и разнообразны, что трудно говорить о какой-либо специфике литогенеза, формаций и вулканизма рифтовых зон. На различных стадиях эволюции рифтовой системы в отдельных ее областях могут накапливаться серии, близкие к формациям миогеосинклинальных зон, вулканогенно-осадочные образования, типично платформенные формации. Суммарная мощность осадков уменьшается по направлению к областям затухания рифтовых ветвей [17].

Сопоставление перечисленных признаков с геолого-геофизическими характеристиками рассматриваемой территории показывает следующее. Каждая из зон повышенной тектонической активности имеет хорошо выраженное линейное простирание и значительную протяженность, измеряемую сотнями или тысячами километров. Эти зоны образуют систему, которая включает четыре ветви, сочлененные в центральной области палеомегасвода. Каждая зона ограничена разломами, многие из которых хорошо известны [3, 7, 9, 13, 15, 19]. Эти разломы могут иметь очень большую амплитуду. Так, в Мангышлакской зоне мощность осадков достигает 15 км, а на ее Кара-Богаз-Гольском борту она сокращается до 2—3 км.

Мощность земной коры на территории палеомегасвода значительно меньше, чем в сопредельных областях [4], в Припятско-Днепровско-Донецкой [15] и Южно-Эмбенской зонах она сокращается до минимальных величин — до 30 км. Эти ветви приурочены к северному крылу палеомегасвода, где развит фундамент докембрийского возраста. На территории южного крыла, испытавшего глубокую (возможно, неоднократную) переработку в фанерозое, поверхность Мохоровичича имеет сложное строение. В целом мощность земной коры сокращена и здесь, однако на отдельных

участках Мангышлак-Асакеауданской и Туаркыр-Кумсебшенской ветвей мощность земной коры увеличивается до 40—50 км. Положительные (отрицательные) аномалии Буге, приуроченные к зонам повышенной тектонической активности, известны с ранних стадий изучения территорий геофизическими методами. Например, с Южно-Эмбенской зоной связан одноименный максимум силы тяжести; к Мангышлак-Асакеауданской зоне приурочен Центрально-Устюртский минимум силы тяжести [1, 6, 9, 12]. Этим зонам, как правило, свойственны линейные аномалии магнитного поля, которые свидетельствуют о широком распространении и относительно неглубоком залегании вулканогенных пород, присутствующих в разрезе рассматриваемых зон. Тепловой поток в области сочленения

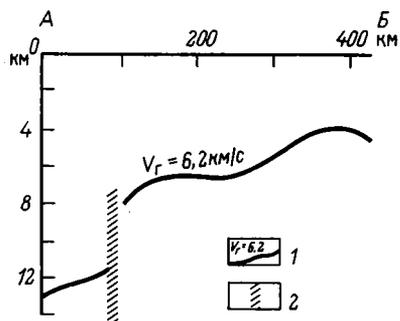


Рис. 2. Разрез вдоль Мангышлак-Асакеауданской палеорифтовой ветви

1 — преломляющая сейсмическая граница и значение граничной скорости; 2 — тектоническое нарушение

зон повышенной тектонической активности составляет 60 мВт/м<sup>2</sup> и более, в периферийных областях Припятско-Днепровско-Донецкой ветви 50—60 мВт/м<sup>2</sup>, что выше нормальной величины теплового потока, который на Русской платформе составляет 30—50 мВт/см<sup>2</sup> [11].

Изменение формаций горных пород при переходе от зон повышенной тектонической активности к их бортовым частям, равно как их изменение вдоль простирающихся этих зон, характерно для доюрского комплекса пород [3, 7, 9, 13, 19]. Серии, близкие к формациям миогеосинклинальных зон, известны в девоне (Южно-Эмбенская зона), в карбоне (Донбасс), перми и триасе (Мангышлак-Асакеауданская зона) [3, 7, 13, 19]. В столь же широком стратиграфическом диапазоне известны вулканогенно-осадочные образования, на-

капливавшиеся преимущественно внутри зон повышенной тектонической активности, а на отдельных этапах развития и в бортовых частях этих зон [3, 7]. Сокращение мощности осадков четко отмечается в Припятско-Днепровско-Донецкой и Мангышлак-Асакеауданской ветвях в направлении их затухания. Так, в области Донбасса суммарная мощность осадков достигает 20 тыс. м, в Днепровско-Донецкой впадине уменьшается от 10—12 тыс. м в ее восточной части до 5—6 тыс. м — в западной, в Припятском прогибе, в его западной части сокращается до 2—3 тыс. м. В Мангышлак-Асакеауданской зоне суммарная мощность осадков меняется от 12—15 тыс. м в западной части до 4—6 тыс. м в восточной (рис. 2). Глубинное строение других ветвей изучено недостаточно.

Все рассмотренные геолого-геофизические признаки, свойственные рифтовым системам, совпадают с характеристиками развитых на территории зон повышенной тектонической активности. Следовательно, можно предполагать, что с Каспийско-Туранским палеомегасводом связана континентальная палеорифтовая система (Южная).

Перейдем к рассмотрению времени формирования палеомегасвода и палеорифтовой системы. Начало активного формирования палеорифтовой системы в целом, вероятно, относится к девону. При этом, по меньшей мере на отдельных участках, палеорифтовые ветви наследуют древние дорифейские ослабленные (подвижные?) зоны. Рассмотрим этот вопрос детальнее, последовательно анализируя данные по каждой из ветвей палеорифтовой системы.

Западная часть Припятско-Днепровско-Донецкой ветви возникла в девоне [13, 16]. Это бесспорное заключение базируется на факте повсеместного, за исключением отдельных районов Припятского сегмента, залегания отложений среднего и верхнего девона на метаморфических комплексах архея — нижнего протерозоя. Средняя и восточная части рассматриваемой палеорифтовой ветви могли быть заложены еще в рифее. Здесь, по материалам ГСЭ, в основании восточной части Днепровско-

Донецкой впадины выделен узкий (40—50 км) грабен, заполненный осадками мощностью 5—10 км [15]. Относительно возраста этих осадков не существует убедительных аргументов. Поэтому нельзя исключить предположение об их рифейском возрасте. Однако с равной степенью вероятности можно предположить их палеозойский, в частности девонский, возраст. Наиболее ранние проявления магматизма относятся здесь к раннему — среднему девону [13] и могут быть связаны с зарождением палеорифта или его регенерацией. Бесспорно, однако, что по меньшей мере часть палеорифтовой ветви приурочена к древнему дорифейскому тектоническому шву. Это следует из того, что, как установлено [13], раннепротерозойские структуры, сложенные криворожской и курской сериями на Украинском щите и Воронежской антеклизе, разделенных Припятско-Днепровско-Донецкой ветвью палеорифта, имеют резко различные простирания и не продолжают из одной области в другую.

Южно-Эмбенская ветвь палеорифтовой системы начала формироваться, по-видимому, в девоне. По данным бурения и сейсморазведки, на площади Южно-Эмбенского максимума силы тяжести установлено наличие глубинного разлома, вероятно, связанного с рифтогенезом. Непосредственно к юго-востоку от этого разлома в верхнем девоне и нижнем карбоне накапливались породы граувакковой формации, похожие на миогеосинклинальные отложения зилаирской серии Урала. Они выполняют существовавший в то время прогиб [19]. Этот прогиб, по-видимому, отображает заложение Южно-Эмбенской палеорифтовой ветви, в которой отлагался материал, сносившийся с ее бортов. Во всяком случае источник сноса, питающий осадконакопление в прогибе, находился весьма близко. Об этом свидетельствует присутствие в грубообломочном материале граувакковой формации крупных и плохо окатанных галек, а также галек легко разрушающихся пород [8]. Разрез верхнего девона на площади Мансуалмас слагают вулканогенно-осадочные образования мощностью 1500 м, также, вероятно, указывающие на начальную стадию рифтогенеза. Отложения девона на бортах Южно-Эмбенской палеорифтовой ветви неизвестны. На северном борту (скважины Туресай 2а, 3, Тугаракчан 1а и 5) вскрыты нижнепермские и каменноугольные отложения, которые по литологическому составу, условиям залегания, мощности, ископаемой фауне являются платформенными образованиями, очень близкими к разрезу нижней перми и карбона на поднятиях Поволжья и Заволжья [9].

Мангышлак-Асакеауданская ветвь, осложненная Центрально-Устюртской системой горст-антиклиналей, также, вероятно, сформировалась в девоне, но не исключено, что ее отдельные «очаги» существовали в верхнем силуре. На востоке Центрально-Устюртской системы горст-антиклиналей на площади Кохбахты скважинами вскрыты песчаники, известняки, алевролиты ранне- и среднекаменноугольного возраста [3]. На Айбугирской горст-антиклинали под кристаллическими доломитами верхнего девона — нижнего карбона вскрыта на глубине от 200 до 700 м сильно перемятая толща чередующихся кварц-хлорит-серицитовых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов, возраст которых неясен; возможно, он позднесилурийский [3]. На северной бортовой части Мангышлак-Асакеауданской ветви скв. Коскала-1 на глубине около 3000 м непосредственно под среднеюрскими отложениями вскрыты докембрийские биотитовые сланцы и амфиболиты, что свидетельствует о формировании Мангышлак-Асакеауданской ветви после докембрийской (каледонской?) складчатости, воздымания и денудации [10].

Нижние части разреза в Туаркыр-Кумсебшенской рифтовой ветви не изучены. На борту этой ветви, на Кара-Богаз-Гольском массиве, мезокайнозойские осадочные отложения залегают непосредственно на фундаменте докембрийского и, возможно, добайкальского возраста, который интенсивно «пропитан» палеозойскими (440—300 млн лет) гранитоидами и перекрыт комагматичными им средними и кислыми вулканитами [16]. Гранитоиды и вулканиты того же возраста распространены и на другом борту рифтовой ветви — на Каракумском массиве. Эти данные свиде-

тельствуют о глубокой денудации, снивелировавшей складчатую область на южном крыле палеомегасвода, вероятно, сформировавшуюся в каледонскую эпоху тектогенеза (во всяком случае не герцинскую) [10].

Из рассмотренных материалов следует, что континентальная палеорифтовая система начала активно формироваться, по-видимому, в девоне. Эта система существовала до триаса, к юрскому времени она отмирает: с этого времени повсеместно устанавливается период спокойного осадконакопления, хотя осадконакопление и мезо-кайнозойских отложений сопровождается незначительной контрастностью вертикальных движений в зоне палеорифтовых ветвей и вне их.

Процесс формирования рифтовой впадины и ее заполнения осадками сопровождался эпизодической магматической деятельностью, развитием деформаций сжатия (растяжения), метаморфизмом разной степени. Магматическая деятельность проявлялась на всех этапах рифтогенеза. Магмоподводящие пути, по-видимому, были сопряжены в основном с рифтообразующими разломами. Вулканогенно-осадочные породы разного возраста накапливались преимущественно внутри рифтовых ветвей, иногда на их бортах. На начальной стадии рифтогенеза на южном борту палеомегасвода, где незадолго до начала рифтогенеза завершился период геосинклинального развития, вероятно, существовали самостоятельные магмоподводящие пути, активизировавшиеся или вновь образовавшиеся, с которыми связано образование упоминавшихся палеозойских гранитоидов. Процессы сжатия (растяжения) происходили не одновременно на всей территории. В конце своего развития нередко впадины рифтового типа подвергались сжимающим деформациям и преобразовывались в складчатые зоны (Донбасс — в конце палеозоя, Мангышлакская зона — в конце триаса [18]). Отлагавшиеся в рифтовых ветвях осадки, разновозрастные и разновозрастные, могли подвергнуться метаморфизму различной степени в зависимости от физических условий, в которых они оказывались.

Территория Каспийско-Туранского палеомегасвода, характеризующаяся разновозрастным фундаментом, начиная с девона, развивалась в едином геологическом русле. С юрского времени условия родственного развития распространились и на юго-восточные области, где развит фундамент герцинского возраста (южное Приаралье, Бухарская и Чарджоуская ступени). Область герцинского фундамента сочленяется на юго-востоке с территорией Каспийско-Туранского палеомегасвода по тектоническому шву, который уверенно прослеживается по сейсмическим данным на всю мощность земной коры.

Месторождения нефти и газа в мезозойских отложениях Предкавказья, Южной Эмбы, п-ова Бузачи, Устюрта, Мангышлака, Каракумов, в палеозойских отложениях Астраханского свода, северо-восточного побережья Каспия, Мангышлака входят в единую нефтегазоносную провинцию Каспийско-Туранского палеомегасвода. Перечисленные нефтегазоносные области подтверждают региональную нефтегазоносность палеозойских и мезозойских отложений территории палеомегасвода, охватывающей свыше 1 млн км<sup>2</sup>, но далеко не исчерпывают ее потенциальных возможностей.

Для того чтобы в течение ближайших лет дать промышленную оценку потенциальным ресурсам Каспийско-Туранского палеомегасвода, необходимо выполнить большой объем геологоразведочных работ по единой комплексной программе, к составлению которой целесообразно привлечь ведущие институты соответствующего профиля.

#### Литература

1. *Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В.* Геологическое значение аномалий силы тяжести.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4, с. 41—63.
2. *Богданов А. А.* Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 339 с.
3. *Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г.* Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 192 с.
4. *Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И.* Строе-

- ние земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965, с. 25—32.
5. *Гирдлер Р. У.* Сравнение Восточно-Африканской рифтовой системы и пермского рифта Осло.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 415—427.
  6. *Годин Ю. Н.* Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М.: Недра 1969, с. 252.
  7. *Дикенштейн Г. Х., Максимов С. П., Савельева Т. Д.* Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. М.: Недра, 1982. 222 с.
  8. *Заморонов А. К.* Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 170 с.
  9. *Калинин Н. А.* Основные черты геологического строения и нефтегазоносности западного Казахстана.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 213. 275 с.
  10. *Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М.* Строение фундамента и пермотриасового комплекса Туранской плиты.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 3, с. 147—149.
  11. *Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. Б.* Изучение теплового потока в европейской части СССР.— В кн.: Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982, с. 285—294.
  12. *Малушин И. И., Федотов Ю. А.* Результаты геофизических работ в Каракалпакской АССР и их дальнейшее направление.— Тр. ВНИГНИ, 1966, вып. 49, с. 37—45.
  13. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 279 с.
  14. *Миллер С.* Эволюция земной коры.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 194—204.
  15. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 119—142.
  16. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника (Внеальпийская Европа и западная Азия). М.: Недра, 1977. 359 с.
  17. *Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних плит (Статья 5).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, № 5, с. 5—26.
  18. *Шлезингер А. Е.* Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с.
  19. *Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е.* О положении Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, № 4, с. 76—96.

ВНИГНИ  
Москва

Поступила в редакцию  
9.VIII.1984

УДК 551.24(497.2)

ПОПОВ П. Н.

**ТЕКТОНИКА ПОЗДНЕМЕЛОВОГО  
БАНАТ-СРЕДНЕГОРСКОГО РИФТА**

Банат-Среднегорский рифт прослеживается в северо-восточной части альпийской системы Балканского полуострова. Он заложился на фундаменте континентального типа и пересекает несогласно более древние структуры. Рифт заполнен верхнемеловыми осадочными и вулканогенными породами мощностью 3—8 км. Вулканические и плутонические формации относятся к известково-щелочной, толеитовой, калиево-щелочной и суперщелочной сериям. В развитии рифта намечаются следующие стадии: 1 — заложение — формирование седиментационного трога; 2 — проседание — погружение, сопутствующее интенсивным магматизмом и тефрондо-флишевой седиментацией; 3 — инверсия — проявление ларамийских деформаций.

Эпиконтинентальное рифтообразование произошло на предорогненной стадии геотектонического развития Балканидо-Динарид, после закрытия Вардарского палеоокеана и формирования эмбриональной орогенической дуги.

**ВВЕДЕНИЕ**

Банат-Среднегорский рифт представляет собой четко выраженную структурную зону в альпийской тектонической системе Балканского полуострова. Он характеризуется развитием позднемеловых вулканических и гипабиссальных интрузивных пород, ассоциирующихся с терригенными и флишевыми осадками. Рифт имеет длину около 1000 км и ширину от 30 до 100—120 км. В плане он характеризуется дугообразной формой. Его простирание постепенно меняется от субмеридионального до субширотного. Он начинается в горах Апусени (Румыния), затем прослеживается в западных частях Южных Карпат (Банат) и Тимочской области (Восточная Сербия), потом поворачивает к востоку, охватывает болгарское Среднегорье и погружается в Черное море (рис. 1).

Положение Банат-Среднегорского рифта в альпийской системе очень своеобразно. Его возникновение и развитие трудно интерпретировать как на основании классических схем геосинклинальной теории фиксистского типа, так и с позиций тектоники плит. Г. Штилле [27], а позднее Д. Джушка [20] характеризуют позднемеловой магматизм как субсеквентный, а М. В. Муратов [6] определяет его как основной магматизм геосинклинального типа. С. Димитров [2, 3] думает, что это структура типа ортогеосинклинали. По мнению П. Попова [8], здесь проявилась предорогненная стадия геосинклинального цикла в условиях эвгеосинклинального режима. Е. Димитрова и др. [4] относят эффузивные породы к раннему, а интрузивные — к позднему этапу инверсионной стадии. Е. Бончев [1] подчеркивает, что здесь не устанавливаются типичные для геосинклинальной области черты.

Некоторые исследователи принимают, что вулканическая деятельность в Банат-Среднегорской зоне обусловлена наличием погружающейся к северу и северо-востоку зоны субдукции вследствие поглощения Вардарского палеоокеана [12, 14, 18, 19, 22 и др.]. Это объяснение, однако, не убедительно, поскольку закрытие Вардарской зоны произошло до баррема, т. е. значительно раньше заложения Банат-Среднегорской зоны. При этом в области гор Апусени вулканический пояс пересекает юрскую офиолитовую зону. Другие авторы интерпретируют вулканический пояс как островную дугу, формировавшуюся над зоной субдукции под северной окраиной Родопского и западной — Паннонского массива

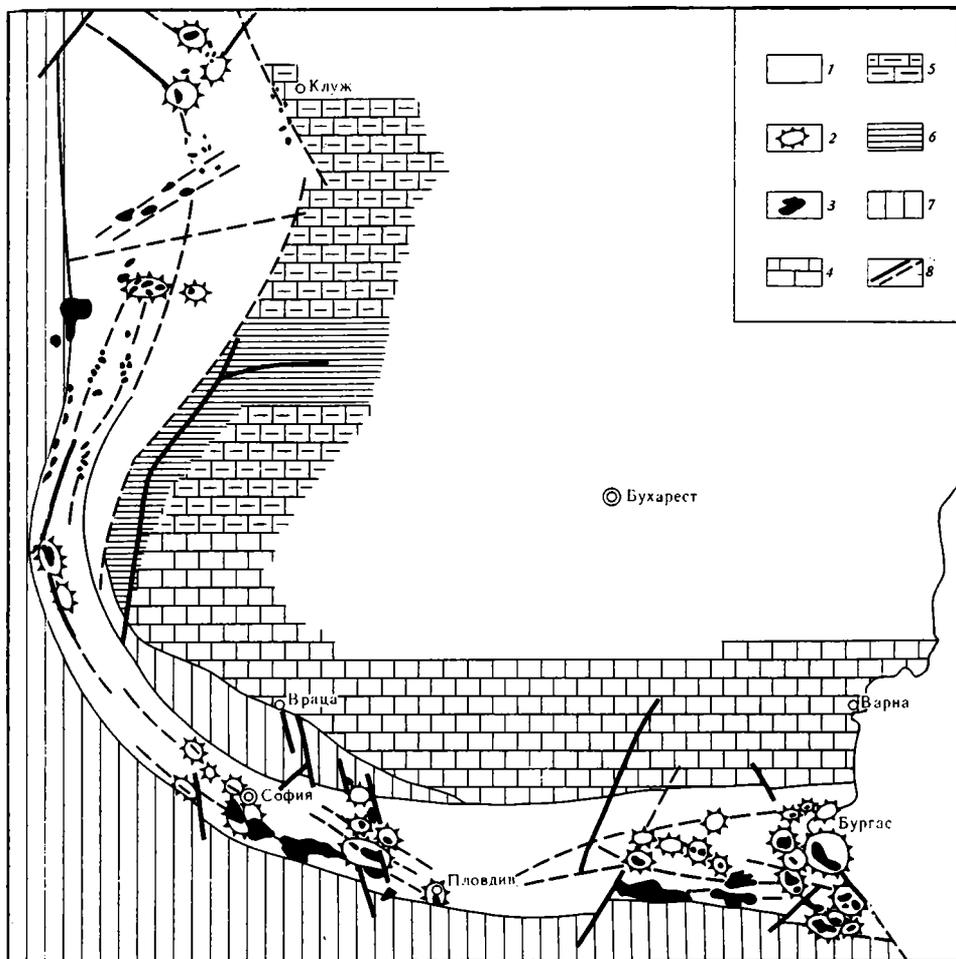


Рис. 1. Геологическая схема поздне мелового Банат-Среднегорского рифта  
 1 — осадочно-вулканогенный комплекс; 2 — вулканические структуры; 3 — интрузивы; 4 — эпиконтинентальные карбонатные отложения; 5 — эпиконтинентальные терригенно-карбонатные отложения; 6 — флишевые отложения; 7 — суша; 8 — главные разломы

[15, 16, 21, 26 и др.]. Однако вдоль этой границы, кроме взбросов и некоторых надвигов с небольшой амплитудой, не обнаруживается никаких признаков наличия зоны субдукции и существования «поглощенного» палеоокеана. Кроме того, в некоторых участках магматические проявления устанавливаются севернее предполагаемой субдукционной зоны.

В последнее десятилетие некоторые исследователи высказали мнение, что Банат-Среднегорскую зону или некоторые ее части надо рассматривать как рифтовую структуру [5, 13, 17, 24, 25 и др.]. Это подтверждается характером магматической деятельности и седиментации, геотектоническим режимом, структурными особенностями и взаимоотношениями с другими структурными зонами.

#### ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ

Банат-Среднегорский рифт занимает определенное место в геотектоническом развитии альпийской системы Балканского полуострова [10]. В начале триаса, после каледоно-герцинского цикла, на этой территории установился квазиplatformный режим, который просуществовал в некоторых областях до раннего мела. В позднем триасе в западной части полуострова наступила стадия интраконтинентального рифтинга, кото-

рый проявился вдоль Пиндской зоны. Потом последовала стадия океанического рифтинга (спрединга) по протяжению Вардарской и Отриской Динарской зоны ( $I_1 - I_2$ ). Эти рифтовые процессы сопровождались интенсивным магматизмом офиолитового типа. По существу они маркируют возникновение Тетиса на рассматриваемой территории, которое было связано с раннемезозойским разрывом Пангеи и началом нового геотектонического цикла.

В титоне — неокоме в Вардарской и барреме — раннем сенеоне в Отриской зоне проявилась стадия субдукции и произошло закрытие океанических рифтов. Вероятно, в связи с ограниченным масштабом поглощения коры океанического типа вулканические процессы на континентальных окраинах почти не проявились. Формировались эмбриональные орогенные дуги. В результате на континенте и в областях закрывающихся бассейнов океанического типа накопились мощные флишевые и флишеподобные отложения. На Балканидах во время австрийской фазы они подверглись интенсивному складкообразованию. В полосе сочленения Фракийского (Палеородопского) массива и Мезийской плиты формировались надвиговые структуры с северной вергентностью. Приблизительно в это же время произошли и интенсивные тектонические деформации на территории Южных Карпат.

Поздне меловая эпоха характеризуется перестройкой структурного плана и перемещением ареала интенсивных тектонических процессов к северу и северо-востоку, в окраинные части континента [24]. В эту эпоху формировался Банат-Среднегорский рифт, отличающийся специфическим магматизмом и седиментацией. Выполняющие его породы были затем деформированы в результате ларамийской складчатости, а вдоль границ рифта устанавливаются надвиговые структуры обычно небольшой амплитуды.

В кайнозой наступил орогенный этап (коллизийная стадия) в развитии альпийской системы Балканского полуострова. Он характеризовался преимущественно радиальными движениями, в ходе которых формировались горные цепи и сопряженные с ними предгорные и межгорные депрессии. В определенных зонах проявился интенсивный известково-щелочной (салический) вулканизм. В результате Банат-Среднегорский рифт был разобран на отдельные сегменты, которые вошли в состав орогенных систем Балканид, Карпатид и Крайштид.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Состав вулканических и интрузивных пород и развитие магматических процессов являются самыми существенными особенностями, определяющими рифтогенный характер Банат-Среднегорской зоны. На основании анализа петрологических и геологических данных [24] было установлено развитие четырех магматических серий, каждая из которых представлена комагматическими вулканическими и интрузивными формациями. Разграничение их сделано на основе отношений  $Na_2O + K_2O / SiO_2$ , анализа диаграммы *AFM*, отношения нормативного состава плагиоклаза к содержанию  $Al_2O_3$ , а  $K_2O$  к  $Na_2O$ . Выделяются следующие серии и формации.

**Известково-щелочная серия** представлена риолито-андезитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациями. Риолито-андезитовая формация сложена преимущественно андезитами, в меньшей степени дацитами и риолитами. Редко встречаются высокоглиноземистые базальты. В Апусенях развиты главным образом риолиты. В габбро-диорит-гранодиоритовой формации наиболее широко распространены диориты и гранодиориты, а основные и кислые дифференциаты развиты более ограниченно. В окраинных частях некоторых интрузивов встречаются и щелочные породы.

К **толеитовой серии** относятся андезитобазальтовая и габбро-диоритовая формации. Среди вулканических пород кислые разновидности встречаются как исключение. Интрузивы состоят из габбро, кварцевого

габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Редко встречаются пироксениты. Гранодиориты и граниты устанавливаются преимущественно среди дайковых пород. По петрохимическим особенностям кислые и средние дериваты близки к известково-щелочным породам.

**Калиево-щелочная серия** представлена трахиандезит-трахибазальтовой (латиандезит-латибазальтовой) и габбро-монцонит-сиенитовой формациями. В состав трахиандезит-трахибазальтовой формации входят щелочные оливиновые базальты, латибазальты, латиандезиты, латиты, трахиты до щелочных или кварцевых щелочных трахитов. Реже встречаются мелалатиты и мелатрахиты, а иногда и щелочные пикрито-базальты. В ограниченном количестве установлены ненасыщенные разновидности, такие, как тефриты и фонотефриты. В некоторых участках развиты натриево-щелочные породы, такие, как муджиериты и натровые трахиты. Натриевая тенденция особо выражена в Западном Среднегорье. Интрузивы представлены габбро, кварцевым габбро, монцогаббро, монцодиоритами, монцонитами, сиенитами до щелочных кварцевых сиенитов. В количественном отношении преобладают сиениты и монцониты. Иногда основные дифференциаты представлены эссекситами.

К **суперщелочной** (ненасыщенной калиево-щелочной) серии относится тефрит-трахитовая формация. Она представлена преимущественно ненасыщенными породами, такими, как тефриты, базаниты, тефрифонолиты, фонолиты и щелочные трахиты. Реже встречаются слабо ненасыщенные или насыщенные породы, такие, как трахибазальты, латиты, трахиты и др. Ассоциирующие с вулканитами интрузивные породы, которые обнажаются на небольших участках, может быть, следует отнести к аналогичной тералит-сиенитовой формации.

Необходимо подчеркнуть, что границы между отдельными сериями не выражены резко и иногда довольно трудно отнести породы конкретного интрузива или вулкана к какой-либо из них. Это обстоятельство отражает единство тектоно-магматического процесса. Например, иногда бывает трудно разграничить толеитовые и известково-щелочные породы из-за близких петрохимических параметров, что особенно характерно для кислых и среднекислых дифференциатов. Может быть, более правильно говорить о наличии субтолеитовой серии, а не типично толеитовой, что, вероятно, обусловлено большой мощностью земной коры, и в частности гранитного слоя. Высокое содержание титана, типичное для океанических толеитов, не устанавливается в рассматриваемых породах, что, по-видимому, характерно для большинства континентальных толеитов. В общем совокупности горных пород, относимые к толеитовой серии, отличаются от известково-щелочных более высоким содержанием железа и более низким содержанием глинозема и щелочных окислов в основных и среднеосновных членах. Это указывает на наличие двух различных типов первичных магм. При их дифференциации разница в более кислых членах сглаживается. Кроме того, кислые и среднекислые члены в магматических комплексах известково-щелочной серии имеют явно преобладающее развитие по объему, а в комплексах толеитовой серии они развиты только на некоторых участках, притом в небольшом количестве.

Особенностью толеитовой и известково-щелочной серий в рассматриваемой зоне является то, что в некоторых вулканических или плутонических структурах в отдельных дифференциатах или во всех породах выявляется повышенное содержание щелочных окислов, и они занимают переходное положение к щелочной серии.

Суперщелочная серия кроме более высокого содержания щелочных окислов отличается тем, что относящиеся к ней породы — калиевые до высококалиевых. Породы щелочной серии в основном также калиевые, но в некоторых районах или отдельных частях разреза переходят в натриевые. Высокое содержание калия в суперщелочной серии особенно подчеркнуто в ее кислых членах. Породы щелочной серии обычно находятся около границы насыщенности кремнеземом, обнаруживая небольшое содержание фельдшпатоидов или кварца. Ненасыщенные разновид-

ности встречаются в отдельных участках, притом только среди основных членов. Породы суперщелочной серии, как правило, не насыщены. Насыщенные разновидности устанавливаются только среди кислых и средних членов, в основном в верхних уровнях разреза. Последнее обстоятельство указывает на тенденцию к насыщению кремнеземом при развитии процесса дифференциации в магматических очагах этой серии.

С позднемеловыми постмагматическими процессами связано формирование ряда рудных месторождений, характеризующих металлогеническую зону железомедного типа. С проявлениями риолит-андезитовой формации связаны субвулканические медно-колчеданные месторождения. В контактах интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-диоритовой формаций установлено скарновое магнетитовое, медное, полиметаллическое и вольфрам-молибденовое оруденение. В вулканоплутонических структурах щелочных формаций развиты медные и полиметаллические месторождения жильного типа. Самое большое значение имеет медно-порфировое оруденение. Оно связано с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-монцит-сиенитовой и риолит-андезитовой формаций.

Выявляются отчетливые закономерности в пространственном развитии магматических пород, принадлежащих к разным формациям. Хорошо выражена поперечная зональность. В северо-западных частях рифта (Апусени, Южные Карпаты, Тимочская обл.) и в Центральном Среднегорье развиты преимущественно известково-щелочные породы. В Западном и особенно в Восточном Среднегорье в связи с очень широким раскрытием рифта проявился прежде всего щелочной магматизм. В Центральном Среднегорье и в Тимочской области объем щелочных пород небольшой, а в Южных Карпатах и Апусенях они практически не устанавливаются. Обнаруживается и вертикальная зональность в разрезе вулканогенного комплекса. Она выражается в том, что в отдельных участках рифта сначала формировались известково-щелочные или толеитовые, затем щелочные и, наконец, суперщелочные породы. В отдельных регионах обычно намечается и продольная зональность, которая, однако, не проявляется однотипно на всем протяжении рифта. Щелочные породы в одних случаях расположены в осевых частях рифта, в других — по его периферии, а в третьих — по всей его ширине. В причерноморской части Восточного Среднегорья отмечено повышение щелочности вулканитов с юга к северу [5, 11, 25], что является результатом постепенной миграции вулканических центров в связи с раскрытием рифта. Повышение щелочности с востока к западу намечается и в Южных Карпатах.

### СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РИФТА

Банат-Среднегорский рифт заложился на переработанной и консолидированной во времени каледоно-герцинского цикла окраине Европейского континента. В общем он занимает несогласное положение по отношению к австрийским структурам, сформировавшимся в середине мела. В Апусенях они пересекаются приблизительно под прямым углом, а в Балканидах — под углом 20—30°. Только в частях Южных Карпат и Тимочской области их простираения одинаковы.

Формированию Банат-Среднегорского рифта, вероятно, предшествовало сводообразование, связанное с возникновением эмбриональной орогенной дуги и последующими австрийскими деформациями. Рифтообразование произошло не вдоль оси свода, а на его северном склоне, занимавшем северные окраины Фракийского и восточные — Паннонского массивов, обладавших земной корой континентального типа. Они надвинуты на субконтинентальную Мезийскую плиту. Наличие в этих массивах мощного гранитного слоя (до 20—22 км), характеризующегося легкими и хрупкими породами, обусловило развитие рифта в их пределах, а не на Мезийской плите, где существовал мощный чехол пластичных и труднопроницаемых осадочных пород. Таким образом, вдоль границ упомянутых крупных блоков земной коры намечается зона структурной анизотропии,

определяющая дугообразную форму рифта и положение рифтообразующих разломов. Большинство этих разломов представляет собой возрожденные более древние разломы.

Образование Банат-Среднегорского рифта, по-видимому, обусловлено внедрением крупного пластинообразного мантийного диапира по протяжению зоны структурной анизотропии. Диапир отмечается присутствием глубинных магматических пород и рядом положительных гравитационных аномалий по его простиранию [13 и др.]. Эти аномалии прослеживаются и в юго-западной окраине Черного моря, отмечая здесь продолжение вулканического пояса. Формирование рифта сопровождается горизонтальным расширением земной коры, которое достигает нескольких десятков километров и маркируется внедрившимися гипабиссальными и субвулканическими интрузивами.

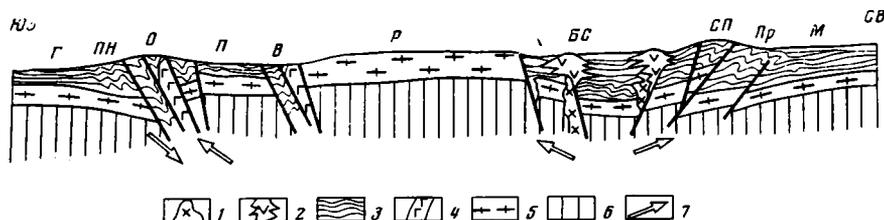


Рис. 2. Схематический разрез Балканидо-Динарида в конце позднего мела  
 1 — поздне меловые интрузивы; 2 — поздне меловые вулканы; 3 — осадочные породы; 4 — юрские офиолиты; 5 — «гранитный» слой; 6 — «базальтовый» слой; 7 — направление движения литосферных плит. Тектонические зоны: Г — Гаврово, ПН — Пиндская, О — Отриская, П — Пелагонийский массив, В — Вардарская, Р — Родопский массив, ВС — Банат-Среднегорская, СП — Стара-Планинская, Пр — Предбалканская, М — Мезийская плита

В развитии Банат-Среднегорского рифта выделяются три этапа: поздне меловой (собственно рифтогенный), палеогеновый и неогеновый. На основании различий в характере литогенеза в поздне меловом этапе различаются три стадии. Первая охватывает сеноман и турон, а в Апуниях и Южных Карпатах продолжается до кампана. По существу это стадия заложения рифта, характеризующаяся формированием пологий линейной депрессии. Рифтообразующие разломы еще не разорвали полностью земную кору. В связи с этим вулканические проявления этой стадии установлены только в отдельных участках. Седиментация обычно начинается накоплением терригенных или карбонатно-терригенных, часто угленосных паралимнических осадков, на которых залегают флишево-флишеоидные отложения. Их мощность варьирует от 600—700 до более чем 1000 м. В конце турона и начале сенона в отдельных областях произошли тектонические деформации разной интенсивности. В результате последующей денудации в некоторых участках сеноман-туронские породы были полностью смыты эрозией до начала сенонской седиментации.

Вторая стадия охватывает значительную часть сенона (рис. 2). Ее можно определить как стадию проседания, когда по существу произошло полное формирование грабенообразного прогиба. Этот процесс осуществлялся в условиях разностороннего тангенциального растяжения. Вероятно, в ряде случаев это обусловило косую ориентировку разломов по отношению к общему простиранию рифта и наличие сдвиговых перемещений вдоль них. Вторая стадия характеризуется интенсивной магматической деятельностью, отражающей полный разрыв земной коры и проникновение рифтообразующих разломов вниз до магматических очагов. Наиболее интенсивная магматическая активность была сосредоточена главным образом на участках, ограниченных поперечными или косыми зонами трансформных разломов, таких, как Твырдишский, Медетский, Етропольский и др.

Характер осадконакопления определяется тефроидным флишем, формирование которого происходило в процессе подводного вулканизма. Он

ассоциирует с гемипелагическими известняками и мергелями, с граувакко-алевритовым флишем, а иногда и с олистостромовыми толщами [7]. В общем мощность разреза верхнемеловых осадочных и вулканических пород варьирует от 2—3 км в Апусенях до 7—8 км в Восточном Среднегорье. В то же время на Мезийской плите верхнемеловые отложения относятся к мелководному эпиконтинентальному типу и характеризуются мощностью 200—400 м, а территория Родопского массива располагалась в позднем мелу выше уровня моря. Эта разница в условиях осадконакопления и мощностях осадочных комплексов указывает на рифтовый характер Банат-Среднегорской зоны.

В ареалах магматической активности обычно возникали вулканотектонические депрессии или грабены [9]. Различаются четыре типа магматических структур: вулканосубвулканические, вулканоплутонические, плутонические и дайковые. Вулканосубвулканические структуры развивались преимущественно в вулканотектонических грабенах. Они формировались на участках с мощным гранитным слоем, составлявшим фундамент вулканов центрального или линейного типа, разорванных на отдельные эродированные блоки. Вдоль разломов на конечных стадиях магматической деятельности внедрялись субвулканические тела пластообразной, дайкообразной или штокообразной формы.

Вулканоплутонические структуры в основном развиты в вулканотектонических депрессиях. Они представлены стратовулканами центрального типа, внутренние части которых характеризуются развитием лавовых покровов, крупнообломочных пирокластитов, жерловых и субвулканических тел. В их пределах внедрялись гипабиссальные комагматичные интрузивы штокообразной или дугообразной формы с концентрическим внутренним строением. Широко развиты дайки, преимущественно субвулканические, которые локализованы в радиальных или кольцевых вулканотектонических разломах.

Плутонические структуры представлены единичными или групповыми гипабиссальными интрузивами, которые обычно развиты вдоль магмопроводящих разломов. Они интродированы в доверхнемеловые породы и характеризуются штокообразной или пластообразной формой. Вероятно, некоторые из них представляют собой глубоко эродированные вулканические структуры.

Самостоятельные дайковые структуры встречаются редко. Они представлены дайковыми полями, представляющими гипабиссальные или субвулканические проявления более глубоких магматических очагов.

Третья стадия поздне мелового этапа отвечает маастрихту и проявляется в Среднегорье и Тимочской зоне. Эта стадия характеризуется карбонатной и флишево-флишеидной терригенно-карбонатной седиментацией и почти полным отсутствием вулканической деятельности. Очевидно, это стадия инверсии, которая отмечает начало закрытия рифта и перехода к условиям сжатия, завершаемого ларамийским складкообразованием. Только в северо-западных частях рифта имела место интенсивная магматическая деятельность. В этих местах маастрихтские вулканические породы ассоциируют с молассовыми континентальными отложениями, отмечая слияние второй и третьей стадий.

Ларамийские тектонические деформации привели к формированию ряда крупных горст-антиклинорных и грабен-синклинорных структур, которые ограничены региональными разломами. Хорошо развиты линейные складки второго порядка, которые в общем ориентированы в соответствии с простиранием рифта. Иногда четко устанавливается конвергентное расположение осевых поверхностей складок по отношению к осям грабен-синклинориев [11]. Вдоль их границ на некоторых участках развиты и надвиговые структуры, обычно с небольшими амплитудами. В области Апусени ларамийские деформации выражаются образованием взбросов с северо-западной (до северной) вергентностью, которые, как правило, являются реактивированными более древними структурами [23]. Надо упомянуть, что в Восточном Среднегорье намечается пространственно-временная миграция ларамийских деформаций, которые начинаются в

южных участках рифта еще в сеноне и постепенно затухают в северных участках в палеоцене.

После ларамийских деформаций область интенсивного опускания перемещается к северу, на территории Стара-Планины и Предбалканья. Там отложились верхнепалеоценово-среднеэоценовые флишиодные породы типа нижней молассы, которые были охвачены постлютетским складкообразованием.

В приабонском веке и олигоцене, а затем миоцене, плиоцене и четвертичном периоде происходило возобновление процессов грабенообразования, отмечающих второй и третий этапы развития Банат-Среднегорской зоны. По существу эти процессы относятся к орогенному этапу альпийского геотектонического цикла. Их можно рассматривать как поздне-рифтовые или пострифтовые. В это время формировалось множество частных грабенов типа межгорных прогибов, которые заполнены терригенными, в основном континентальными, часто угленосными отложениями мощностью до нескольких сотен, реже тысячи метров. Вулканическая деятельность известково-щелочного типа проявлялась вне границ рифта к югу и юго-западу от него. Только в его северо-западных участках установлены третичные вулканические породы.

### ВЫВОДЫ

Банат-Среднегорский рифт является обособленной структурной зоной в пределах альпийской складчатой системы Балканского полуострова. Он сформировался в поздне меловую эпоху в полосе сочленения Мезийской плиты с Родопским, Сербо-Македонским и Паннонским массивами. Рифт заложился на докембрийском фундаменте континентального типа и пересекает несогласно каледоно-герцинские и раннеальпийские структуры. Его формирование было связано с подъемом мантийного диапира, который маркируется цепочкой положительных гравитационных и магнитных аномалий.

Рифт заполнен верхнемеловыми осадочными и вулканогенными породами мощностью от 3 до 8 км. В то же время на Мезийской плите верхнемеловые эпиконтинентальные отложения характеризуются мощностью 200—400 м, а территория Родопского массива располагалась в позднем мелу выше уровня моря. Магматические формации относятся к известково-щелочной, толентовой, калиево-щелочной и суперщелочной сериям, что подчеркивает эпиконтинентальный рифтовый характер рассматриваемой зоны.

Ларамийские тектонические деформации привели к формированию ряда складчатых структур, а также надвигов с небольшими амплитудами. Поздне меловые магматогенные структуры из-за своей жесткости слабо затронуты этими деформациями. В кайнозойе произошла регенерация режима растяжения и формировалось множество пострифтовых грабеновых структур, заполненных молассовыми осадками.

Эпиконтинентальное рифтообразование произошло на позднегеосинклинальной (предорогенной) стадии геотектонического развития Балкано-Динарид, после закрытия Вардарского океанического бассейна и формирования эмбриональной орогенической дуги. Эта эпоха характеризовалась перестройкой структурного плана и перемещением ареала интенсивных тектонических процессов на окраинную часть континента. Процесс предорогенного эпиконтинентального рифтообразования, вероятно, свойствен позднегеосинклинальному развитию и других тектонических систем, прежде всего межматериковых подвижных поясов. В общем рифтогенез и периодическая смена растяжения сжатием характерны для возрожденных геосинклиналей, заложившихся на фундаменте континентального типа.

### Литература

1. Бончев Е. Проблемы на българската геотектоника. София: Техника, 1971. 204 с.
2. Димитров С. Состояние и очередные задачи изучения магматических и метаморфических комплексов Болгарии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1, с. 5—15.

3. *Димитров С.* О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8, с. 3—9.
4. *Димитрова Е., Бахнева Д., Маврудчиев Б., Янев Й.* Магматические формации Болгарии.— *Geologica Balcanica*, 1975, т. 5, № 1, с. 52—63.
5. *Иванов Р.* Към тектоногеохимичния анализ на горнокредния магматизъм в Източното Средногорие.— Сп. Бълг. геол. д-во, 1979, т. 40, № 1, с. 47—61.
6. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 510 с.
7. *Начев И., Султанов А.* Върху седиментологията на горната креда в Странджа.— Сп. Бълг. геол. д-во, 1979, т. 40, с. 119—128.
8. *Попов П.* О тектоно-металлогеническом развитии Балканид.— Геол. рудн. мест., 1972, т. 14, № 4, с. 31—42.
9. *Попов П.* О структурной зональности молодозальпийского оруденения в Балканидах.— В кн.: Сборник докладов «20 год. ВМГИ». София, 1973, ч. 11, с. 56—65.
10. *Попов П.* Върху тектоно-металлогенното развитие на Алпидите в Балканския полуостров и положението на Балканидите в тях.— Год. ВМГИ, 1975, т. 27, ч. 11, с. 27—35.
11. *Станишева Г.* Верхнемеловые магматические формации в Бургасском синклинории.— Докл. Болг. АН, 1975, т. 24, № 11, с. 1509—1512.
12. *Aiello E., Bartolini C., Boccaletti M., Gobeu P., Karagjuleva J., Kostadinov V., Manetti P.* Sedimentary features of the Srednogorie Zone (Bulgaria): an Upper Cretaceous intra-arc basin.— *Sedimentary Geol.*, 1977, т. 19, p. 39—68.
13. *Antonijević I., Grubić A., Djordjević M.* Gornokredni paleorift istočne Srbije.— In: *Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije*. Beograd, 1974, p. 265—285.
14. *Boccaletti M., Manetti P., Peccerello A.* The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenids.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 1077—1084.
15. *Bogdanov B.* Metallogeny of Sredna Gora Zone in the context of plate tectonics.— In: *Metallogeny and Plate Tectonics in the NE Mediterranean*. Belgrad, 1977, p. 493—504.
16. *Bogdanov B., Dachev H., Vulchanov A.* Metallogeny of Bulgaria in the context of plate tectonics.— In: *Problems of ore Deposits. Rep. 4th Simp. IAGOD*, № 2. Varna, 1974, p. 435—443.
17. *Bončev E.* Lineament-Geosynclinal zones — zones of impermanent riftogenesis.— *Geologica Balcanica*, 1976, т. 6, № 1, p. 85—100.
18. *Boyadjiev S.* The Srednogorie neointrusive magmatism in Bulgaria.— *Геохимия, минералогия и петрология*, 1979, т. 10, с. 74—90.
19. *Dewey J., Pitman W., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, p. 3137—3180.
20. *Giusca D., Cioflica G., Savu H.* Caracterizarea petrologia a provinciei banatitice.— *An. Com. geol., Bucuresti*, 1966, т. 35, p. 13—40.
21. *Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 1429—1440.
22. *Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics.— *Tectonophysics*, 1977, v. 40, p. 245—256.
23. *Lupu M.* The main tectonic features of the Southern Apuseni mountains.— *Rev. Roum. geol., geoph., geogr.*, 1976, т. 20, № 1, p. 21—25.
24. *Popov P.* Magmotectonic features of the Banat-Srednogorie Belt.— *Geologica Balcanica*, 1981, т. 11, № 2, p. 43—72.
25. *Popov P., Bairaktarov I., Marinov T.* Magmatism and structure of the eastern part of the Burgas ore Region. I. Characterization of the Magmatic formations.— *Geologica Balcanica*, 1979, т. 9, № 1, p. 109—124.
26. *Rădulescu D., Săndulescu M.* The plate tectonics concept and geological structure of the Carpathians.— *Tectonophysics*, 1973, v. 16, p. 155—161.
27. *Stille H.* Magmato-tektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen.— Сп. Бълг. геол. д-во, 1940, № 1, p. 1—27.

УДК [550.34+550.461]:551.24(478.9)

БОБРИНСКИЙ В. М., МАКАРЕСКУ В. С., МОРАРУ К. Е.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРОЕНИЕ  
ГЕЛИЕВОГО, МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО  
И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ МОЛДАВИИ**

Гелиметрическими, гидрогеохимическими исследованиями и анализом геологических, сейсмических и геофизических материалов выявлено, что строение соответствующих полей Молдавии обусловлено тектонической структурой юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Древние разломы характеризуются раздвиговой составляющей, сильноконтрастными и весьма контрастными гелиевыми аномалиями, совпадением в плане осей этих аномалий с таковыми гравиметрического и магнитного полей и вертикальной ориентировкой плоскости сместителя. Эти разломы отражаются на карте фоновых значений макросейсмического поля.

Более молодые тектонические разломы сопровождаются слабоконтрастными и контрастными гелиевыми аномалиями, оси которых сдвинуты относительно осей геофизических полей. Эти разломы отражаются на значениях локальных аномалий макросейсмического поля Молдавии. Несовпадение осей гелиевых и геофизических аномалий обусловлено наклонным залеганием сместителя одного и того же разлома.

Тектонические разломы и окружающие их зоны дробления являются проводящими каналами для гелиеносных флюидов, имеющих аномальный химический состав по сравнению с водами выщелачивания жестких стабильных блоков.

Такие разнородные природные явления, как количество растворенного в подземных водах гелия, распространение энергии сейсмических колебаний и химический состав природных растворов удовлетворительно коррелируют между собой, так как обусловлены в итоге одной основной причиной — наличием в земной коре и верхней мантии сложной системы отличных по ориентации, глубине проникновения, морфокинетическим характеристикам, времени заложения, функционирования и реактивации разрывных нарушений. Особенности и детали этих явлений во многом не известны; их расшифровка может дать качественно новый прирост информации по геологической структуре юго-запада СССР. Опираясь на известную приуроченность повышенных концентраций растворенного гелия к зонам разломов, авторы попытались в данной статье разобраться в деталях взаимосвязи гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии. Это стало возможным после детальных гелиметрических исследований, проведенных Институтом геофизики и геологии АН МССР совместно с гелиевой лабораторией ВИМСа [4, 9].

**ГЕЛИЕВОЕ ПОЛЕ**

Для детализации гелиметрических построений, столь необходимых при последующем выяснении связи разнородных явлений, мы уменьшили шаг сечения изолиниями концентрации гелия в подземных водах до  $100 \cdot 10^{-5}$  мл/л. Это дало возможность, с одной стороны, максимально рельефно отрисовать структуру гелиевого поля, с другой — реально отразить градиенты перепада значений концентраций. Не без чрезмерных технических невыполнимых осложнений. Ведь содержание растворенного в воде гелия в Молдавии колеблется от 0 до  $153\,000 \cdot 10^{-5}$  мл/л. При таком подходе к построению зоны с аномально высоким содержанием гелия оконтуривались на карте изолинией со значением  $2000 \cdot 10^{-5}$  мл/л, а остальное поле удалось дифференцировать с детальностью до  $100 \cdot 10^{-5}$  мл/л (рис. 1). Принятый шаг построения был также увязан с фоновыми и аномальными значениями концентраций растворенного гелия,

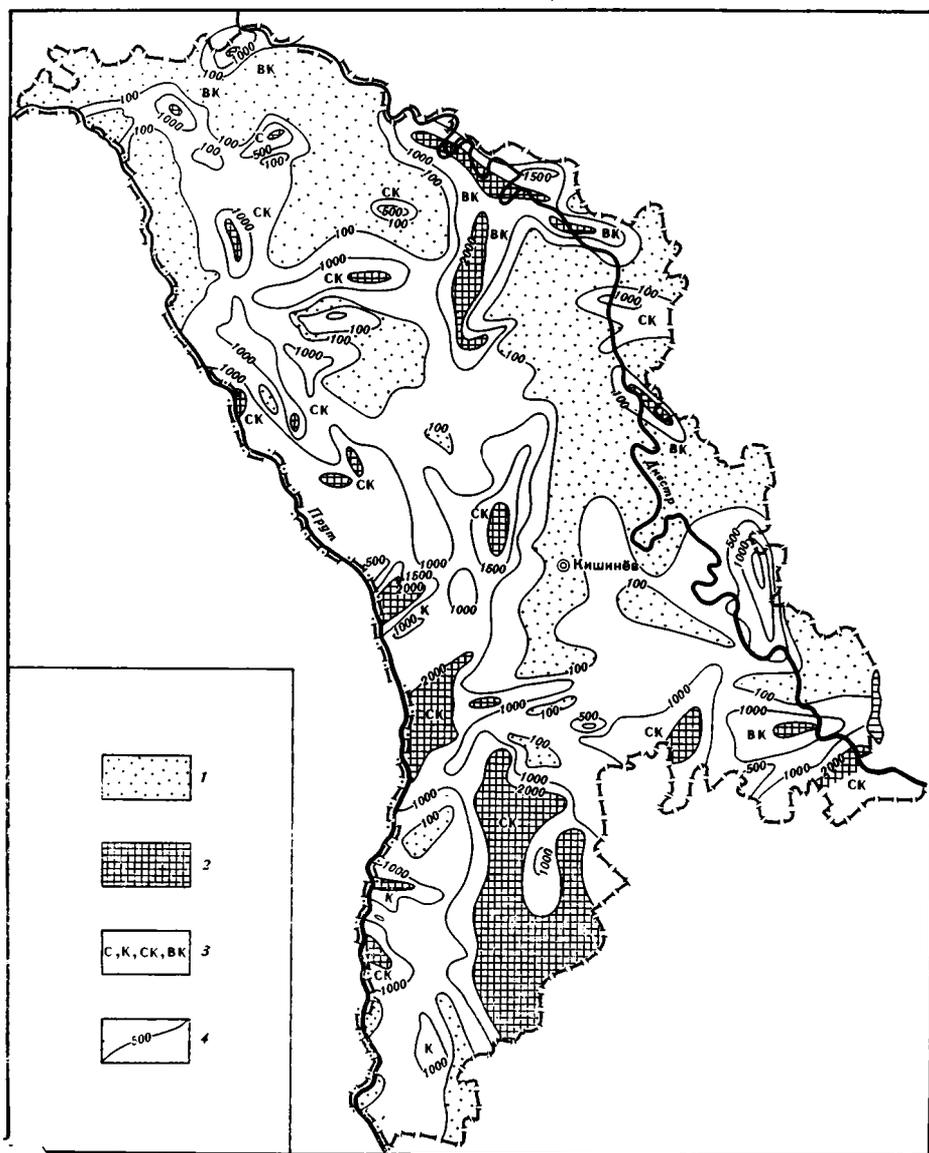


Рис. 1. Карта гелиевого поля Молдавского артезианского склона

1 — области распространения водоносных горизонтов с содержанием гелия в воде до  $100 \cdot 10^{-5}$  мл/л; 2 — области распространения водоносных горизонтов с содержанием гелия в воде  $2000 \cdot 10^{-5}$  мл/л и более; 3 — градация аномалий по степени контрастности: С — слабоконтрастные, К — контрастные; СК — сильноконтрастные и ВК — весьма контрастные; 4 — изолинии содержания гелия в подземных водах через  $500 \cdot 10^{-5}$  мл/л

исходя из логнормального закона распределения его концентраций. Для сводной карты поля гелия Молдавского артезианского склона (МАС) согласно статистическим расчетам с помощью метода доверительных интервалов фоновые значения оказались равными  $240 \cdot 10^{-5}$  мл/л и меньше, аномальные — больше этой величины.

Отличительной чертой построенной таким методом карты гелиевого поля оказалась четко выраженная линейность узких зон, характеризующихся повышенным содержанием гелия, и изометричность, часто прямолинейность очертаний больших по площади участков, в пределах которых наблюдались низкие, близкие к фоновым значения. Наметилась и определенная закономерность в простирании узких аномальных зон и их отдельных звеньев. Наиболее протяженные зоны приурочены к долинам рек Днестр и Прут. Между ними прослеживается цепочка раз-

личных по интенсивности гелиевых аномалий осевой или центральной зоны, приуроченной к западной границе полосы среднесарматских рифов, протягивающейся в направлении городов Каменка — Страшены — Комрат. Под различными углами к простиранию субмеридиональных аномальных зон располагаются менее протяженные гелиевые аномалии. В северной и центральной Молдавии, в области развития добайкальского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, преобладающими оказались северо-западные и северо-восточные простирания. Характерной чертой этих платформенных гелиевых аномалий является прямая зависимость их ширины, конфигурации и, что наиболее существенно, интенсивности проявления от глубины залегания кристаллического фундамента. На участках, где эта древняя поверхность встречена на гипсометрических отметках 0—800 м, аномалии узки (от 2—5 до 5—10 км), имеют резкие прямолинейные очертания и в их пределах подземные воды содержат максимальные концентрации гелия. В области более глубокого залегания поверхности фундамента (800—2000 м) контуры аномалий более размыты; они отличаются большей шириной (10—15 км) и часто слагают сложно построенные системы, состоящие из близко расположенных мелких по размерам линейно вытянутых участков с повышенными или пониженными содержаниями гелия. В пределах платформенной части территории Молдавии особое место занимают две параллельные сложно построенные зоны почти широтного простирания, состоящие из нескольких смещенных одна относительно другой протяженных и коротких, также параллельных между собой аномалий повышенного содержания гелия, разобщенных участками пониженного, почти фонового содержания. Первая широтная система гелиевых аномалий располагается на севере Молдавии и ориентирована по направлению г. Бельцы — г. Каменка. Вторая, южная, система аномалий приурочена к известной Вишневской линии.

К югу от второй, южной, системы аномалий, в пределах площади, где кристаллический фундамент опущен на большие глубины (5 км и более), простирания и сама форма гелиевых аномалий существенно иные. Здесь развиты крупные (18—25 км) как по длине, так и по ширине интенсивные аномалии, ориентированные строго меридионально и широтно. Участки с фоновыми значениями гелия в подземных водах занимают незначительные площади.

Такая сложная зависимость морфологии и интенсивности аномальных зон от структуры осадочного чехла требует некоторой формализации исходных данных. В частности, при сравнении интенсивности гелиевых проявлений в гелиеметрических исследованиях в разных геологоструктурных условиях широко применяется коэффициент положения Хитчона [13]:  $K = H - h/H$ , где  $H$  — глубина фундамента и  $h$  — глубина отбора пробы. Этот коэффициент, связывая содержания гелия в подземных водах с глубиной залегания водоносного горизонта и глубиной фундамента, однако, не может быть использован для классификации гелиевых аномалий, так как характеризует преимущественно диффузионную миграцию гелия в осадочном чехле, предусматривает наличие точных данных по глубинам фундамента в каждой точке отбора пробы и имеет недостаточный градиент значений в областях с горизонтальным залеганием кристаллического фундамента.

В связи с этим для классификационных целей нами предлагается коэффициент контрастности содержания гелия в подземных водах:

$$K_k = \frac{C_{He}}{\Phi H} \cdot 1000,$$

где  $C_{He}$  — содержание гелия в воде, мл/л,  $\Phi$  — фоновые значения концентрации гелия, определенные методами математической статистики,  $H$  — относительная глубина точки опробования, м. Физический смысл предложенного коэффициента состоит в том, что он характеризует гелиевый градиент для глубины отбора каждой пробы. Кроме простоты вычисления коэффициент контрастности отвечает конвекционно-фильтраци-

онной модели миграции гелия в земной коре, на которой и основывается гелиевая съемка.

Таким образом, по величине коэффициента контрастности на карте гелиевого поля Молдавии выделены области фоновых значений гелия (0—5), слабоконтрастные (5—25), контрастные (25—40), сильноконтрастные (40—120) и весьма контрастные (>120) аномалии (см. рис. 1). К весьма контрастным и сильноконтрастным относятся субмеридиональные гелиеносные зоны вдоль рек Днестр, Прут, западной границы среднесарматской рифовой гряды, бортов Фрунзенско-Арцизского трога, а также гелиеносные зоны субширотного направления по линии Бельцы — Каменка и Вишневской линии. Менее протяженные гелиевые аномалии, оси которых ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях, относятся к контрастным и слабоконтрастным. При пересечении субмеридиональных и субширотных зон гелиевых аномалий образуются области фоновых значений контрастности гелиевого поля. Наиболее значительные из них — центральный стабильный блок и блок среднесарматской рифовой гряды.

### **СВЯЗЬ ПОЛЯ ГЕЛИЯ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ**

Для выяснения природы гелиевых аномалий, приуроченности их к высокопроницаемым зонам, обусловленным разрывными нарушениями, были привлечены материалы гравитационной и магнитной съемок, а также вся имеющаяся обширная геолого-геоморфологическая информация по разломам, осложняющим фундамент и осадочный чехол и существенно повлиявшим на формирование современного рельефа. Привлекая геофизическую информацию для интерпретации гелиевых аномалий, во внимание принималось ее четкое проявление в естественных геофизических полях: это линейно вытянутые зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационных и магнитных полей, резкая смена их общего характера, прямолинейные и резкие ограничения гравитационных и магнитных аномалий в плане, цепочки вытянутых линейных магнитных аномалий положительного знака и т. д. Естественно, не все выделенные таким образом геофизические линии, отражающие рисунок гравитационного и магнитного полей, являются разломами, но при подтверждении той же линии аномалией гелиевого поля вероятность ее разломной природы становилась очевидной (рис. 2).

Сопоставление системы гелиевых аномалий с рисунком гравитационного и магнитного полей позволило, во-первых, выявить абсолютную идентичность простираний тех и других, а во-вторых, провести подразделение гелиевых аномалий на две основные группы.

К первой группе отнесены сильноконтрастные и весьма контрастные гелиевые аномалии, осевые линии которых полностью на площади совпадают с линиями гравитационного и магнитного полей, ко второй — слабоконтрастные и контрастные аномалии, осевые линии которых смещены на то или иное расстояние относительно геофизических линий; ориентированы они также в одном направлении.

Анализ тектонических обстановок каждой из перечисленных групп показал, что все они тяготеют к определенным отличающимся по времени заложения, функционирования и реактивации и морфокинетическим характеристикам разломам и, что самое существенное, определяют и подчеркивают основные геодинамические условия, присущие юго-западному краю Восточно-Европейской платформы в процессе его геологической эволюции.

Так, первая группа, характеризующаяся пространственным совпадением гелиевых аномалий и гравимагнитных линий, приурочена к глубинным разрывам, имеющим однозначно установленную раздвиговую природу и активно функционировавшим в этапы, когда окраина платформы испытывала растягивающие напряжения, приведшие к ее разрыву в ослабленных зонах и последующему латеральному смещению обо-

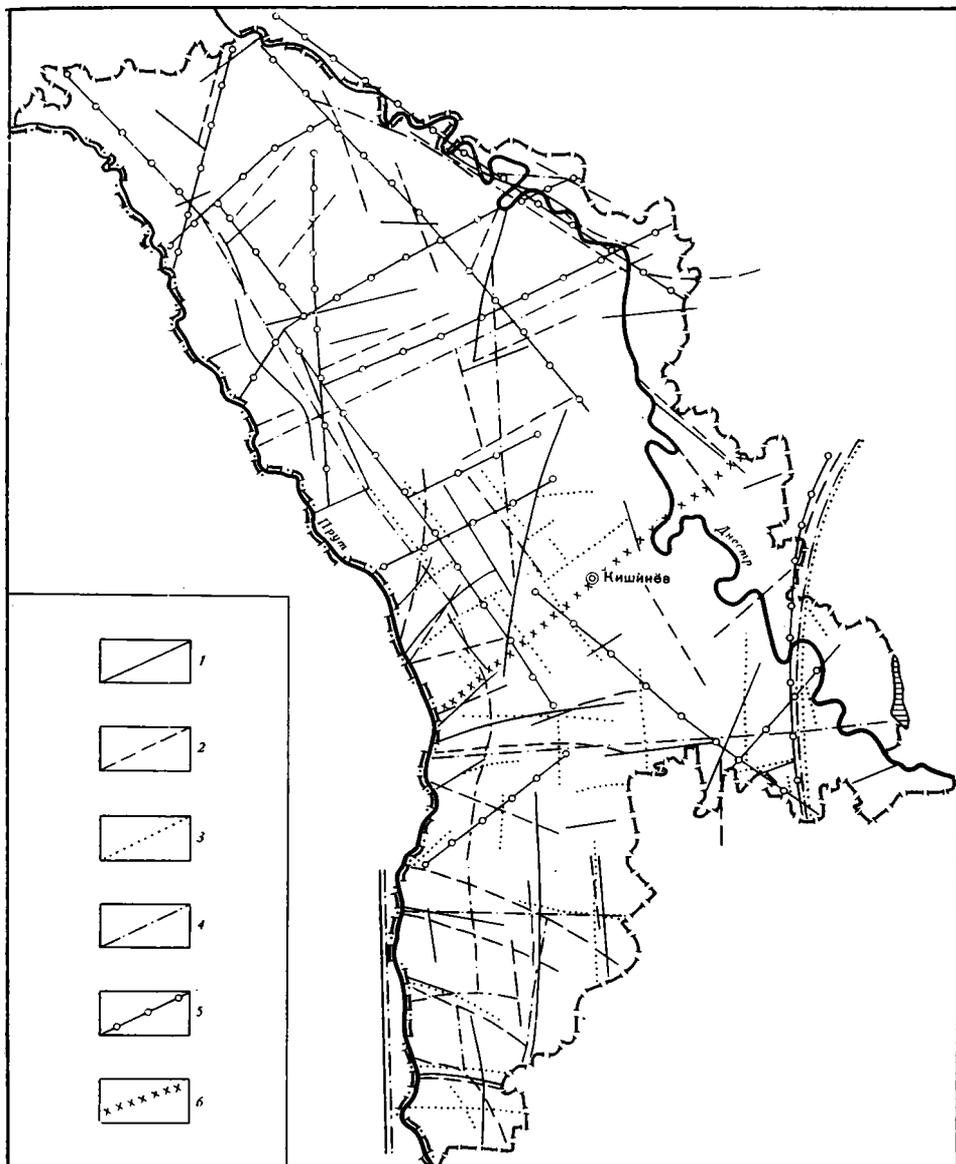


Рис. 2. Карта основных разрывных нарушений и геофизических линий  
 1 — осевые зоны гелиевых аномалий; 2 — линии гравитационного поля; 3 — осевые зоны магнитных аномалий; 4 — разрывные нарушения, установленные по данным бурения; 5 — разрывные нарушения, установленные геоморфологическими методами; 6 — глубокий мантийный линеймент Вранча — Канев

сбившихся фрагментов. Это в первую очередь зона Днестровского глубинного разлома, в современном плане отделяющая Украинский кристаллический щит от расположенного южнее опущенного и перекрытого плащом осадочных отложений фундамента Молдавской плиты. Раздвиг по Днестровской зоне произошел в рифее, о чем свидетельствует полоса диабазов каменной свиты, развитой вдоль разлома, и был синхронен формированию Днепровско-Донецко-Припятского рифта, т. е. отвечал начальному этапу разобщения Восточно-Европейского и Африкано-Аравийского кратонов [11]. С этим же временем (рифей) связаны и начальные стадии формирования на южной окраине платформы полихронного континентального палеорифта [7], северную границу и детали внутреннего строения которого отражает группа совмещенных в пространстве осевых зон гелиевых аномалий и линий геофизических полей. Континентальный палеорифт, развитый на окраине Восточно-Европейской

платформы в пределах территории Молдавии, наряду, возможно, с другими окраинными рифтовыми структурами (Датско-Польская борозда [5], район Предкарпатского прогиба, Степного Крыма [10]) испытал по меньшей мере три этапа растяжения — сжатия, закончившихся лишь в раннем мелу и приведших к сложному, противоречивому для диагностики тектоническому облику этого фрагмента земной коры.

К этой же группе элементов гелиевого поля относится и самая древняя система субмеридиональных Фрунзенско-Арцизских нарушений, имеющих четко выраженную геофизическую характеристику [1]. В ее пределах зафиксирована четковидная аномалия повышенных значений силы тяжести, сопровождаемая цепочкой положительных магнитных аномалий, а бурением в составе добайкальского фундамента установлены нижнепротерозойские магнетитовые кварциты, парагнейсы и грюнерит-куммингтонитовые сланцы. Структура Фрунзенско-Арцизской зоны по своему облику, простирацию, вещественному выполнению весьма сходна с субмеридиональной системой раннепротерозойских троговых структур, хорошо изученных на Украинском кристаллическом щите и протягивающихся, по данным ГСЗ, на север — в пределы Днепровско-Донецко-Припятского континентального палеорифта, а на юг — Причерноморской впадины. Структуры эти, отличаясь большой протяженностью (до 1000 км) при незначительной ширине (50—60 км), ограничены разломами и имеют отчетливо выраженное понижение в поверхности Мохоровичича («корни гор») [10]. Прутская и центральная (осевая) разрывные системы по времени своего заложения и морфокинетическим характеристикам, по-видимому, тождественны Фрунзенско-Арцизской зоне [3].

Вторая группа гелиевых аномалий, оси которых не совпадают с геофизическими линиями, но имеют с ними аналогичные северо-западные и северо-восточные простираения, тяготеет к самой молодой разрывной системе территории Молдавии, определившей по сути дела геоморфологический облик этого региона [2]. Система пересекающихся северо-западных и северо-восточных разрывов возникла как результат тектонических деформаций окраинной части платформы, подвергшейся латеральному давлению со стороны надвигающегося с запада Карпатского аллохтона. В ее строении значительную роль играют сдвиговые нарушения, способствовавшие горизонтальному перемещению отдельных породных блоков, и интенсивная бескорневая дробленность пород, сопровождающая основные плоскости смещений. Сдвиговую компоненту на последнем неоген-четвертичном этапе тектогенеза приобрели разломы, фиксируемые двумя зонами гелиевых аномалий восток — северо-восточного простираения, отличающиеся меньшими смещениями сопровождающих их гравимагнитных линий и, следовательно, большими углами наклона плоскостей смещения, чем другие разрывы Карпатской системы. Не исключено, что горизонтальные смещения по этим зонам произошли по ослабленным участкам, развившимся по разломам более древнего и глубокого заложения. Так, южная Вишневская зона в плане совпадает с разломным северным ограничением палеомезозойского континентального палеорифта. В этой системе широко развиты структуры скупивания, нагнетания пластического материала, однако выражены они слабоконтрастно и поэтому трудно поддаются диагностике [8]. Приуроченность к этой группе нарушений гелиевых аномалий, связанных, очевидно, с дегазацией фундамента, наряду с напряженным состоянием самого верхнего структурного этажа предусматривает сравнительно неглубокий, возможно, по границе «гранит — базальт» или поверхности фундамента латеральный срыв. Процесс деформации верхней части коры еще не закончился и на отдельных изолированных участках дает о себе знать мелкофокусной локальной сейсмичностью.

Кроме того, глубинное сейсмическое зондирование и геологические данные свидетельствуют о наличии в пределах центральной части междуречья Днестр — Прут глубинного мантийного нарушения, не имеющего выхода в осадочный чехол и не проявившегося в поле гелия. Это разлом Вранча — Канев, ограничивающий с юга ориентированный в северо-во-

сточном направлении вал, вырисовывающийся по поверхности слоя с пониженными скоростями сейсмических волн и являющийся своеобразным волноводом [10]. Глубина залегания слоя пониженных скоростей в контурах вала находится на отметках 60—130 км. Следовательно, развит он всецело в мантии, но несмотря на это, в пределах Украины с ним связан целый ряд коровых структур, обусловленных глубинными процессами. Время заложения этого мантийного разлома, по мнению В. Б. Соллогуба, по всей вероятности, средний протерозой [10].

Пространственное соотношение осевых зон гелиевых аномалий и геофизических элементов и приведенные сведения о геодинамических условиях заложения и функционирования связанных с ними разломов позволяют остановиться на морфологических особенностях этих разрывных нарушений. Выявленная закономерность приуроченности совпадающих в плане осей гелиевых аномалий, гравитационных и магнитных линий к разломам, испытанным в периоды своего заложения и развития горизонтальные напряжения — преимущественно растяжение, позволяет довольно обоснованно считать плоскости этих нарушений субвертикальными. В то же время несовпадение в плане элементов гелиевого и гравимагнитных полей и приуроченность к этим элементам молодой системы северо-восточных и северо-западных нарушений, возникших при деформации края платформы под действием латеральных сил в начале растяжения, а затем интенсивного сжатия, позволяют со всей определенностью считать поверхность этих нарушений наклонными. Это положение уверенно подтверждается и смещением гелиевых аномалий в плане по мере проникновения в более глубокие горизонты осадочного чехла. В таком случае гелиевые аномалии и элементы гравимагнитных полей отражают одно и то же нарушение, но на разных глубинах, а смещение фрагментов одной и той же наклонной плоскости на горизонтальной проекции при мощности земной коры 38—40 км и углах наклона 30—45° может достигать значительных величин, превышающих наблюдаемые реально.

Мантийный разлом Вранча — Канев, не имеющий отражения в поле гелия Молдавии, по данным В. Б. Соллогуба, имеет наклонную плоскость сместителя, а долготной раннепротерозойской системе свойственна структура типа рампа; т. е. разломы наклонены в обе стороны от сформированной ими структуры, характеризуя таким образом последующее сжатие этой структуры [10].

### МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Существенное дополнение к положению на иерархической лестнице упомянутых групп разломов, к характеристике их морфологических особенностей дает анализ макросейсмического поля Молдавии. В этом регионе нет разломов, генерирующих сильные землетрясения. Местная локальная сейсмичность приурочена к разрывам глубинного заложения, она мелкофокусна, редко достигает интенсивности в 6 баллов и захватывает очень ограниченные по площади участки.

Основным генератором сильных (на территории Молдавии до 8 баллов) сотрясений является система глубинных структур (100—200 км) района гор Вранча, расположенного на стыке Восточных и Южных Карпат. Вранчский очаг с промежутком в 30—50 лет регулярно продуцирует сильные землетрясения, далеко распространяющиеся к северо-востоку и в деталях просвечивающие глубинную структуру Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее полигенных и полихронных сооружений.

Последнее и поэтому наиболее детально изученное сильное землетрясение произошло 4 марта 1977 г. По этому землетрясению был собран представительный макросейсмический материал (около 300 пунктов-баллов), равномерно распределенный на территории Молдавии и прилегающих районов Украины и дающий возможность в деталях проследить изменения интенсивности сейсмических сотрясений в различных участках этого региона.

Изменение интенсивности сейсмического излучения транзитных сотрясений от достаточно удаленного источника всецело зависит от анизотропности среды, через которую проходит сейсмический луч. Суммарный же сейсмический эффект обусловлен взаимодействием анизотропности на трех глубинных уровнях: мантийном, коровом и поверхностном. На юго-западном крае Восточно-Европейской платформы и ее складчатых обрамлениях мантийная анизотропность играет чрезвычайно важную роль и ею определяется всплеск изосейст больших значений в районах, далеко удаленных на северо-восток от очаговой зоны. Обусловлена эта анизотропность наличием крупной планетарной неоднородности, протягивающейся в северо-восточном направлении по линии Сицилия — Скутари — Петч — Вранча и далее в том же направлении: Кишинев — Курск — Ухта. На первом отрезке она выявлена исследованиями Ю. К. Щукина и представляет собой субвертикальную линейную неоднородность, разграничивающую два крупных коромантийных блока с различной мощностью сейсмоактивного слоя: Альпо-Карпато-Динарский (мощностью 20—40 км) и Балканский (мощностью 200 км и более) [12]. Второй отрезок установлен В. Б. Соллогубом по данным ГСЗ и представляет собой уже упомянутый вал по поверхности слоя пониженных сейсмических скоростей [10]. Анизотропия корового уровня обусловлена системой разломов глубокого заложения, определившей блоковое строение платформы, а анизотропность самого верхнего уровня (приповерхностного) складывается из инженерно-геологических и гидрогеологических факторов, в которых определенное, порой весьма существенное место занимают и чисто тектонические элементы — оперяющие, бескорневые и другие разрывы, значительно ухудшающие грунтовые условия.

Для выявления вклада каждого уровня анизотропности в общий суммарный макросейсмический эффект построенная нами макросейсмическая карта землетрясения 4 марта 1977 г. была разделена на карты фоновых и локальных аномалий. Сепарация проводилась методом скользящего среднего с размером палетки 1600 км<sup>2</sup>, превышающим размеры локальных макросейсмических аномалий, и шагом 10 км. Для получения сравнительно просто построенной карты фоновых значений сглаживание пришлось провести дважды. Карта локальных аномалий была получена путем вычитания фоновых значений из первичной основной карты макросейсмического поля (рис. 3).

Анализ фоновой карты показал, что спад интенсивности всецело зависит от мантийного уровня анизотропности, а в своих деталях отрисовывает местоположение глубинных разломов первой группы, пересекающих земную кору на всю мощность и заложившихся на ранних этапах ее эволюции. Изосейсты больших значений условной интенсивности далеко вдаются на северо-восток на край Восточно-Европейской платформы и своими простираниями вырисовывают мантийный вал Вранча — Канев. Конфигурация изосейст очень сходна с рисунком суммарного макросейсмического эффекта глубоких землетрясений Вранча, построенного Ю. К. Щукиным в 1974 г., т. е. еще до анализируемого нами события [6].

Максимальные значения интенсивности тяготеют к юго-западной части Молдавии. Здесь, в пределах «Нижнепрутского горста» — аллохтонного фрагмента палеозойских пород добруджского типа, надвинутого на самый молодой юрско-раннемеловой сегмент континентального палеорифта [8], перекрытого лишь незначительной по мощности толщей неогеновых отложений и отождествляемого большинством исследователей с юго-западным бортом юрской впадины, спада интенсивности сейсмического излучения не наблюдается. Энергия упругих колебаний начинает убывать лишь к северо-востоку от фронта этого шарьяжа, конфигурацией изосейст отрисовывая до деталей его контуры. Также незначителен спад сейсмической энергии и в юрском сегменте палеорифта. Здесь уменьшение интенсивности идет в северо-восточном и восточном направлениях с постоянным и небольшим градиентом, вырисовывая очертания впадины. Резкий спад интенсивности наблюдается в субширотной зоне, отраженной на карте гелиевого и гравимагнитного полей и морфокине-

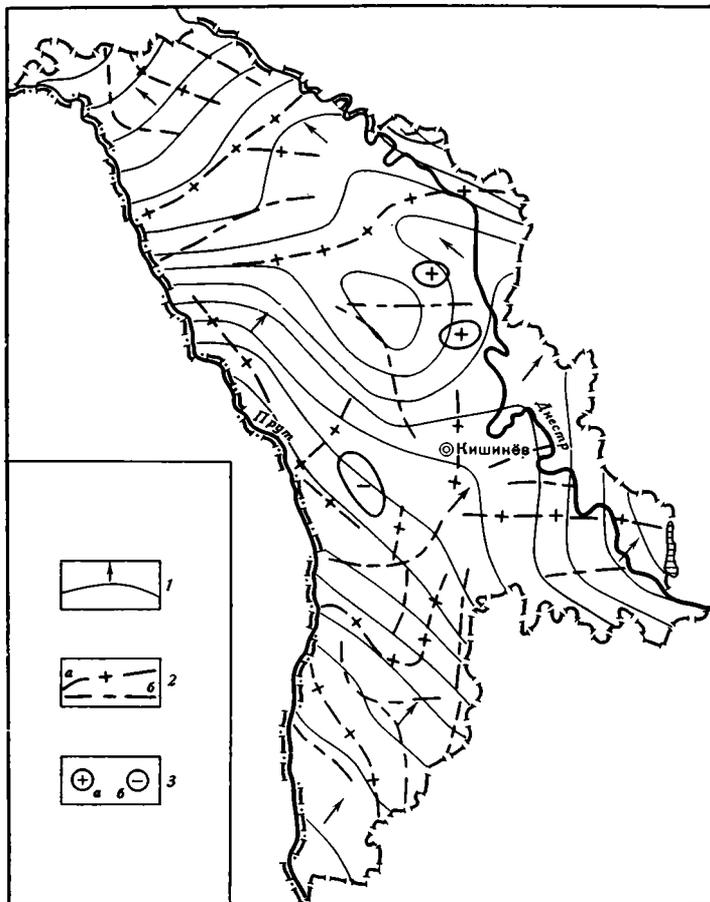


Рис. 3. Карта фона и локальных аномалий землетрясения 4 марта 1977 г.  
 1 — изолинии условной фоновой интенсивности (преимущественно первый мантийный уровень анизотропности). Стрелками показаны направления спада интенсивности, 2 — осевые линии локальных аномалий, обусловленные разрывными нарушениями (второй, коровый, уровень анизотропности): а — со значениями больше фонового, б — со значениями меньше фонового; 3 — локальные аномалии, связанные с инженерно-геологическими особенностями пород (третий, поверхностный, уровень анизотропности): а — положительные; б — отрицательные

тически представляющей собой глубинный разлом с преимущественно раздвиговой компонентой, ограничивающий с юга континентальный палеорифт.

Северо-восточнее этой пограничной зоны изосейсты приобретают долготное простирание, свойственное системе древних Фрунзенско-Арцизских нарушений, и своим сгущением фиксируют их проекцию на земную поверхность. Это меридионально ориентированное простирание параллельных линий равной условной балльности протягивается далеко на север, вплоть до пересечения Фрунзенско-Арцизской системы с мантийным разломом Вранча — Канев. По этому линеаменту изосейсты резко отклоняются на восток, образуя уже упомянутый залив северо-восточной ориентировки.

Распространение упругих колебаний на площади, расположенной к северо-западу от Фрунзенско-Арцизского и Вранча-Каневского линеаментов, подчинено центральному стабильному блоку и Днестровскому глубинному разлому. Центральный стабильный блок ограничен с запада и востока разломами молодой карпатской системы, хотя не исключено, что его восточное субмеридиональное ограничение, представляющее собой средний фрагмент протяженной кулисообразной центральной системы, имеет более древнее заложение и по своим морфокинетическим пара-

метрам близко к Фрунзенско-Арцизской системе. В пределах центрального стабильного блока интенсивность сейсмических проявлений значительно снижена. Таким образом, зона малоградиентного спада интенсивности занимает относительно узкое пространство, заключенное между Фрунзенско-Арцизской и центральной разрывными системами. В сложном тектоническом узле пересечения трех древних разрывных систем: Фрунзенско-Арцизской, Вранча-Каневской и Днестровской — эта малоградиентная зона раздваивается. Восточный залив ее отклоняется к востоку, приспособившись к простиранию мантийного линеймента Вранча — Канев, а западный, встретив на своем пути Днестровскую глубинную зону, вначале как бы растекается вдоль разлома в поисках ослабленной зоны, а затем, найдя ее в одном из северо-восточных разрывов, пересекающих Днестровскую зону, дает по ней резкий всплеск изосейст больших значений на северо-восток.

Если рисунок фоновой карты интенсивности полностью подчинен простираниям мантийной неоднородности и разломов древнего заложения с преимущественно раздвиговой компонентой смещения, то локальные аномалии макросейсмического поля в большинстве своем обусловлены местоположением и северо-восточной и северо-западной ориентировкой молодой карпатской группы разломов, второй по принятой нами классификации.

Возникновение локальных увеличений и уменьшений интенсивности относительно фоновых значений находится в тесной зависимости от экспозиции нарушения, его ориентировки относительно фронта сейсмических волн. Если разрыв ориентирован субпараллельно фронту распространения энергии упругих колебаний, то он формирует «парную» аномалию. Сразу за нарушением образуется вытянутая согласно простиранию разлома и имеющая ту же, что и разлом, протяженность отрицательная аномалия, которая по мере удаления от разлома переходит в свой антипод, имеющий уже повышенное относительно фона значение интенсивности, но ту же ширину, протяженность и количественные показатели, что и парная с ней отрицательная аномалия. Это явление объясняется экранирующим эффектом разлома, создающего на противоположном фронту сейсмической волны крыле зону тени с пониженными значениями интенсивности, которая уже на некотором удалении опять быстро возрастает.

Если разлом ориентирован вкрест простирания фронта упругих колебаний, парных аномалий он не создает. Роль его меняется, и вместо барьера на пути сейсмических колебаний он, наоборот, превращается в своеобразный «волновод», по которому формируются вытянутые соизмеримые с ним по протяженности положительные локальные аномалии макросейсмического поля, связанные с ухудшением инженерно-геологических условий в зоне разломов.

Третий, самый верхний уровень анизотропности создает изометрические, не имеющие определенной ориентировки, положительные и отрицательные аномалии. Но роль разрывной тектоники в их формировании незначительна и сводится на отдельных участках к ухудшению грунтовых условий за счет повышенной раздробленности пород. Основные причины образования таких изометрических аномалий заложены в гидрогеологических и инженерно-геологических особенностях аномальных участков (см. рис. 3).

### ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Таким образом, определяющее влияние тектонических факторов на строение гелиевого, геофизических и макросейсмического полей очевидно, но зависимость химического состава подземных вод (т. е. строения гидрогеохимического поля МАС) от активности дизъюнктивных зон требует детальной характеристики. Гелиевое поле и здесь является связующим звеном между геохимической обстановкой МАС и тектонической структурой междуречья Днестр — Прут.

Напомним, что гидрогеохимическими исследованиями и гелиевой съемкой охвачены подземные воды основных продуктивных водоносных горизонтов и комплексов: верхнего мела, неогена и низов палеоцена, слагающих верхний структурный этаж МАС. В каждой пробе воды кроме содержания гелия определялись концентрации макрокомпонентов и некоторых микроэлементов, таких, как фтор, стронций и селен.

По химическому составу гелиеносные воды всех продуктивных водоносных горизонтов и комплексов Молдавии имеют ярко выраженные черты, которые очень сильно отличают эти флюиды от вод, где содержание гелия не превышает значения фона. В них резко возрастает рН, повышается содержание натрия, калия, карбонатного, гидрокарбонатного ионов, хлоридов, фтора, растворенного органического вещества ароматического ряда, уменьшается до нескольких миллиграммов на литр содержание кальция и магния, характерен отрицательный окислительно-восстановительный потенциал. Такие воды мы будем называть аномальными, а район их распространения — гидрохимическими аномалиями. К ним относятся сульфатно-гидрокарбонатные-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатные натриевые воды. Все они имеют высокие концентрации гелия, в чем можно убедиться, анализируя данные таблицы, где представлены результаты подсчета среднеарифметического содержания химических макрокомпонентов, значений минерализации, рН и концентрации гелия для подземных вод разных гидрохимических типов всех эксплуатируемых водоносных горизонтов Молдавии.

Воды с фоновыми и меньшими значениями содержания гелия, обычно маломинерализованные, отличаются большой карбонатной жесткостью, нейтральной реакцией рН, положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала и низкими концентрациями фтора. По соотношению ионов в формуле Курлова они подразделяются на гидрокарбонатные магниево-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевонатриевые и гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые. Встречаются эти воды в тех же продуктивных водоносных горизонтах, но развитых на участках жестких стабильных блоков, и относятся к типичным водам выщелачивания карбонатных и сульфатсодержащих пород.

Генезис гелиеносных подземных вод представляется более сложным. В связи с тем что активные тектонические разломы дренируют обводненные породы всего разреза осадочного чехла, есть основание утверждать, что качество вод гидрохимических аномалий полностью контролируется гидрохимической зональностью водоносных горизонтов нижнего структурного этажа и процессами смешения глубинных вод с водами выщелачивания. Такая геолого-структурная и гидродинамическая ситуация порождает ряд сложных для изучения постоянно действующих геохимических процессов, таких, как взаимодействие смешивающихся вод в системе вода — порода и их метаморфизация на геохимических барьерах. Тем не менее анализ гидрохимических материалов, данных гелиеметрических исследований и тектонических построений позволил выявить некоторые общие закономерности в соотношениях гелиевых и гидрохимических аномалий.

По разрезу аномальный облик химического состава подземных вод сохраняется на всю глубину разломной зоны вплоть до хлоридно-натриевых и хлоркальциевых рассолов досилурийского водоносного комплекса. Гелиевые аномалии, ограниченные в плане изолинией максимальных фоновых значений содержания, практически совпадают с площадями распространения гидрохимических аномалий. Однако повышенные концентрации отдельных элементов могут появиться и за пределами границ гелиевых аномалий. Кроме того, в зонах активного водообмена одиночные гидрохимические аномалии частично или полностью размыты разбавляющим действием инфильтрационных вод. Установлено, что эти явления обусловлены гидродинамическими особенностями конкретных участков водоносных горизонтов и комплексов и степенью их взаимосвя-

**Средние содержания макрокомпонентов и гелия в различных гидрохимических типах подземных вод продуктивных водоносных горизонтов и комплексов Молдавского артезианского склона**

Возраст	Гидрохимические типы подземных вод	Количество проб	Среднее содержание макрокомпонентов в подземных водах, мг/л								pH	Содержание He, $\times 10^{-4}$ , мл/л
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Cl <sup>-</sup>	M		
Поздний мел	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na—Ca—Mg	24	157,0	9,9	83,8	44,6	548,5	164,5	40,6	775,0	7,3	116,8 9,9 975,6 10 660,0
	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Na—Ca—Mg	1	195,0	10,9	160,0	126,0	488,0	869,8	106,4	1712,0	7,8	
	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	56	465,0	6,3	4,8	2,6	771,5	198,4	55,6	1118,0	8,3	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	6	546,0	5,8	6,9	5,9	765,6	168,0	417,0	1532,0	8,3	
Ранний сармат	HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg—Na	25	49,8	3,3	97,8	45,4	527,8	63,6	17,2	545,0	7,2	15,5 87,9 197,3 915,6 1 876,3 1 619,4 961,8
	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	103	146,0	6,5	80,3	62,9	590,4	209,7	45,6	851,0	7,4	
	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Na—Ca—Mg	18	286,0	8,3	153,8	135,9	627,0	739,0	101,5	1738,0	7,5	
	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	90	410,1	8,9	6,4	4,2	733,8	185,7	53,7	1046,0	8,2	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	45	541,9	8,0	4,9	6,6	990,9	95,4	223,7	1376,0	8,3	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na—Ca	12	278,7	6,2	47,1	34,7	530,6	77,2	286,0	965,0	7,9	
	HCO <sub>3</sub> —Na	20	481,1	8,3	3,5	3,1	1124,6	52,5	47,5	1168,0	8,1	
Средний сармат	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	18	146,1	3,7	83,6	74,5	466,5	176,7	75,5	793,0	7,0	75,4 93,6 287,7 1 739,8 508,1 370,8
	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Na—Ca—Mg	5	316,2	2,9	76,2	78,5	476,8	349,2	113,0	1174,0	8,1	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	11	231,5	4,6	6,8	7,6	450,5	126,2	48,5	700,0	8,4	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	37	360,2	4,2	10,2	13,9	659,1	63,6	164,4	948,0	8,2	
	Cl—HCO <sub>3</sub> —Na	5	526,6	2,4	7,7	1,8	564,8	3,7	429,8	1253,0	8,6	
	HCO <sub>3</sub> —Na	4	447,5	6,1	4,6	5,7	1139,0	30,0	31,9	1034,0	8,0	
Поздний сармат	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Cl—Ca—Mg	7	99,8	2,1	66,0	21,0	286,0	145,0	74,0	544,0	7,6	69,5 69,5 226,2 1 589,4 728,6 913,3
	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Cl—Ca—Mg	7	497,5	1,8	81,6	28,1	337,9	411,8	132,1	1271,0	7,6	
	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	7	261,0	1,2	6,3	3,4	542,0	94,7	48,7	691,0	8,2	
	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	10	450,6	4,7	6,1	3,1	830,1	35,0	197,1	1111,0	8,4	
	Cl—HCO <sub>3</sub> —Na	3	693,3	4,1	5,9	12,9	658,8	2,0	723,2	1770,0	8,3	
	HCO <sub>3</sub> —Na	5	353,4	0,9	3,6	2,1	770,9	38,9	41,0	824,0	8,1	

В зависимости от контрастности гелиевых аномалий состав сопутствующих подземных вод закономерно изменяется. Сильноконтрастные и весьма контрастные гелиевые аномалии, которыми трассируются глубинные разломы первой группы Днестровской, Прутской, Фрунзенско-Арцизской, Бельцко-Каменской и Вишневской зон, сопровождаются подземными водами преимущественно хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Слабоконтрастные и контрастные гелиевые аномалии, через осевые зоны которых проведены разломы второй группы, связаны с гидрохимическими аномалиями сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава. Это обусловлено, вероятнее всего, более высокой проницаемостью вертикально ориентированных зон растяжения разломов первой группы, дренирующих наиболее глубокие водоносные комплексы. Вторая группа разломов, сопровождающаяся сульфатсодержащими гидрохимическими аномалиями, более интенсивно дренирует мел-силурийский водоносный комплекс, а наклонные плоскости сместителя этих разломов способствуют процессам смещения природных растворов.

Таким образом, на основании комплексного изучения гелиевого, геофизического, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии можно сделать следующие выводы.

1. Строение гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии обусловлено тектонической структурой юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.

2. Самые древние разломы на территории Молдавии характеризуются раздвиговой составляющей, сильноконтрастными и весьма контрастными гелиевыми аномалиями, совпадением в плане осей этих аномалий с такими гравимагнитного поля и вертикальной ориентировкой плоскости сместителя.

3. Более молодые тектонические разломы северо-западного и северо-восточного простирания сопровождаются слабоконтрастными и контрастными гелиевыми аномалиями, оси которых не совпадают с аналогично ориентированными осями геофизических полей и имеют наклонную ориентировку плоскости сместителя.

4. Несовпадение на поверхности параллельно ориентированных осей гелиевых и геофизических аномалий обусловлено наклонным залеганием сместителя одного и того же разлома.

5. Фон макросейсмического поля всецело зависит от мантийного уровня анизотропности и в своих деталях подчинен местоположению разломов первой группы, имеющих древнее глубокое заложение, субвертикальную плоскость сместителя и относящихся преимущественно к раздвигам.

6. На коровом уровне анизотропности земной коры «молодые» тектонические разломы Карпатской системы, ориентированные перпендикулярно фронту сейсмических волн, создают положительные аномалии макросейсмического поля. Разломы, ориентированные по касательной к сейсмическому фронту, создают теневой эффект за этим нарушением.

7. Тектонические разломы и окружающие их зоны дробления являются проводящими каналами для гелиеносных флюидов, имеющих аномальный химический состав по сравнению с водами выщелачивания жестких стабильных блоков.

8. Древние разломы глубокого заложения наиболее проницаемы, так как они связаны с процессами растяжения данного участка земной коры. Они сопровождаются гелиеносными флюидами с существенно хлоридно-натриевой составляющей.

9. Более молодые тектонические разломы на территории Молдавии сопровождаются гелиеносными флюидами с преимущественной сульфатно-натриевой составляющей.

10. Стабильные жесткие блоки, не затронутые разломной тектоникой, вмещают сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды и являются зонами выщелачивания.

## Литература

1. Билинкис Г. М., Дубиновский В. Л., Макареску В. С. и др. Основные черты тектоники и рельефа погребенного докембрийского фундамента междуречья Днестр—Прут.— Сов. геология, 1967, № 1, с. 105—112.
2. Билинкис Г. М., Друмя А. В., Дубиновский В. Л., Покатилов В. П. Геоморфология Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1978, с. 26—39.
3. Билинкис Г. М., Дубиновский В. Л., Макареску В. С. Роль субмеридиональных разломов в формировании структуры междуречья Прут—Днестр.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1425—1428.
4. Бобринский В. М., Морару К. Е. О гелиеносности подземных вод Молдавии.— Сов. геология, 1984, № 9, с. 103—106.
5. Гутерх А. Строение земной коры Центральной и Западной Европы.— В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980, с. 49—52.
6. Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. Геофизические поля и сейсмичность Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974, с. 130—137.
7. Друмя А. В., Макареску В. С., Няга В. И. Новые представления о тектонике юго-запада Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5, с. 1200—1204.
8. Макареску В. С. Горизонтальные движения и их роль в формировании структур северо-запада Причерноморья.— Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1982, № 1, с. 48—53.
9. Созинова Т. В., Бобринский В. М. Гелий в подземных водах центральной части Молдавии.— Сов. геология, 1981, № 3, с. 113—118.
10. Сологуб В. Б. Земная кора Украины.— Геофиз. журн., 1982, т. 4, № 4, с. 3—25.
11. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа; опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
12. Шукин Ю. К., Люстих Т. Е. Геодинамика и сейсмичность.— В кн.: Итоги науки и техники. Сер. Общая геология, 1981, т. 14, с. 15—25.
13. Hitchon B. Geochimical studies of natural gases. P. 111. Inert gases in Western Canadian natural gases.— J. Canad. Petrol. Technol., 1963, v. 2, № 4, p. 60—65.

Институт геофизики и геологии  
АН МССР, Кишинев

Поступила в редакцию  
15.V.1985

УДК 551.243(235.211)

СИГАЧЕВ С. П.

**О РОЛИ АЛЬПИЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СТРУКТУРЕ  
ЯЗГУЛЕМСКОГО ХРЕБТА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР)**

Приведенные в статье данные позволяют заключить, что современная структура района Язгулемского хребта сформировалась в основном в результате складкообразовательных движений, происходивших в послепалеогеновое (альпийское) время. Показано, что в пределах долины Бартанга образования верхнего мела — палеогена залегают на породах триасово-юрского комплекса, как правило, с параллельным, реже со слабым угловым (региональным) несогласием, из чего сделан вывод об отсутствии проявлений интенсивной складчатости на рубеже раннего и позднего мела. Разномасштабные складки в пределах изученной территории имеют весьма сходные структурные параметры (наклон и ориентировку осевых поверхностей, направление погружения шарниров и т. д.) и, следовательно, формировались синхронно в одном поле тектонических напряжений. Возникновение разномасштабных дислокаций связывается с явлением дисгармонии, которое обусловлено различиями литологического состава пород, слагающих мезозойско-кайнозойский разрез долины Бартанга.

В настоящее время общепризнано, что альпийские складкообразовательные движения широко проявились в Центральном Памире. Однако их относительная структурообразующая роль оценивается неодинаково. Одни авторы [3, 9] считают, что главные движения здесь происходили в позднем мезозое (в предпозднемеловую эпоху), а в кайнозойское (альпийское) время ранее образовавшаяся структура испытала лишь незначительное усложнение. Другой точки зрения придерживаются исследователи, полагающие, что при формировании структуры Центрального Памира решающее значение имела альпийская складчатость [1, 14, 19, 20].

Эти разногласия находят свои отражения на тектонических картах и схемах, где Центральный Памир (рис. 1, А) изображается то как киммерийское складчатое сооружение [3], то включается в состав Альпийской складчатой области [18].

Если мы обратимся к фактическому материалу, положенному в основу тех и других представлений, то обнаружим, что решение данной проблемы тесно связано еще с одним, не менее дискуссионным вопросом геологии Центрального Памира — вопросом о возрасте и положении в разрезе бартангской свиты — мощной толщии вулканогенно-осадочных пород, наиболее обширные выходы которых расположены в бассейне Бартанга и его притоков (рис. 1, Б). В образованиях бартангской свиты определенных органических остатков до сих пор не обнаружено, поэтому все выводы об их возрасте целиком основываются на наблюдениях стратиграфических и структурных соотношений вулканитов с окружающими фаунистически охарактеризованными отложениями. Однако ввиду сложности этих взаимоотношений нередки случаи их неодинакового истолкования [2, 3, 7, 8, 12, 16, 17].

В настоящее время наиболее широкое признание среди исследователей получила точка зрения В. И. Дронова [7, 8] о палеогеновом возрасте бартангской свиты. Он показал, что в районе среднего течения р. Бартанг (окрестности кишлака Аджирх) вулканогенно-осадочные породы располагаются стратиграфически выше фаунистически охарактеризованных маломощных (5—80 м) известняков верхнего мела, которые в свою очередь трансгрессивно с четким угловым несогласием [7] залегают на сложнодислоцированных триасово-юрских осадках. Указанные соотношения, по мнению В. И. Дронова, свидетельствуют о том, что основные складкообразовательные движения, положившие конец геосинклиналь-

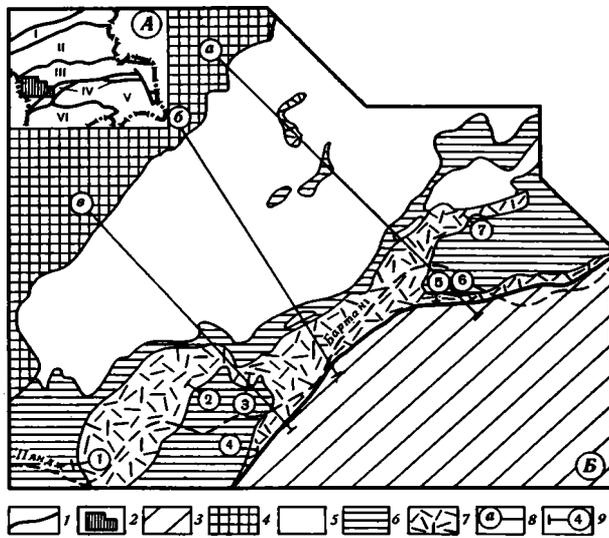


Рис. 1. Положение покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта в тектонической структуре Памира (А) и схема распространения в его пределах стратифицированных образований различного типа (Б)  
 1 — межзональные разломы; 2 — контуры территории, изображенной на фигуре Б; 3 — образования Рушанско-Пшартской зоны; 4—7 — Центральный Памир: 4 — метаморфические образования ( $PR_2-PZ_1(?)$ ), 5 — мезозойские отложения полного разреза ( $T_3-K_2$ ), 6 — мезозойские отложения сокращенного разреза ( $T_3-J_{2-3}, K_2$ ), 7 — вулканогенно-осадочные образования бартангской свиты; 8 — геологические профили, изображенные на рис. 2; 9 — местоположение разрезов, описанных в тексте. Зоны: I — Дарваз-Заалайская, II — Северного Памира, III — Центрального Памира, IV — Рушанско-Пшартская, V — Юго-Восточного Памира, VI — Юго-Западного Памира

ному этапу развития Центрального Памира, произошли перед поздним мелом, а верхнемеловые известняки и вулканогенно-осадочные образования палеогена отлагались уже в послейинверсионную стадию, когда в пределах указанной зоны существовали условия, близкие к платформенным [9].

Однако Х. С. Таджидинов не разделяет данной точки зрения [16, 17]. Этому автору, в частности, принадлежит указание на наличие в приустьевой части долины Бартанга (окрестности пос. Рушан, ущелья Обирун и Падруд) согласного контакта между горизонтом карбонатных пород («верхний мел» по схеме В. И. Дронова), расположенных в основании толщи бартангских вулканитов, и отложениями верхнего триаса — юры. Это позволило Х. С. Таджидинову указанные карбонатные породы отнести по аналогии с другими районами Центрального Памира к средней — верхней юре (фауна в них не обнаружена), а возраст толщи вулканогенно-осадочных пород понизить до раннего мела — палеоцена.

Столь разноречивая оценка В. И. Дроновым и Х. С. Таджидиновым возраста бартангской свиты и характера ее залегания на триасово-юрских отложениях может быть истолкована двояко: а) либо в пределах долины Бартанга обнажается не одна, а две литологически трудно отличимые разновозрастные толщи: палеогеновая и более древняя — юрская или меловая [3, 12, 17], б) либо бартангская свита представляет собой единую толщу палеогенового возраста [8], однако в этом случае требуют объяснения противоречивые данные вышеупомянутых авторов о наличии между верхнемел-палеогеновым и триасово-юрским комплексами в одних случаях четкого структурного несогласия [7], а в других — абсолютно согласного контакта [16].

В результате изучения особенностей тектонического строения района Язгулемского хребта и долины р. Бартанг у автора статьи по перечис-

ленным вопросам сложилось собственное мнение, в отдельных пунктах совпадающее, а в целом существенно отличное от представлений предшествующих исследователей.

Автор получил дополнительные доказательства существования в верхах разреза изученной территории немой толщи вулканитов андезитового состава, имеющих по крайней мере послесенонский (вероятно, палеогеновый) возраст. Установлено, что в приводораздельной части Язгулемского хребта, в верховьях ледника Радоц (рис. 2, а), широко развиты вулканогенные породы — преимущественно туфы и туфобрекчии андезито-базальтового состава, по петрографическим и петрохимическим [4, 10] характеристикам полностью идентичные вулканитам долины Бартанга. Указанные вулканогенные образования слагают ядро крупной синклинальной складки, в юго-восточном опрокинутом крыле которой в конформном залегании наблюдается полный разрез мезозойских отложений от верхнего триаса до верхнего мела включительно. Известняки, подстилающие вулканиты, непрерывной полосой протягиваются в долину р. Даранубагн, где они охарактеризованы фауной верхнемеловых рудистов: *Radiolites sp.*, *Praeradiolites sp.*, *Biradiolites sp.* [19]. Таким образом, вполне правомерным кажется вывод о принадлежности вулканогенных пород верхов данного разреза к палеогену и их сопоставимости с бартангской свитой.

Важно заметить, что все предыдущие исследователи, обосновывая ту или иную точку зрения о возрасте вулканогенно-осадочных образований Язгулемского хребта, оперировали исключительно разрезами долины Бартанга, где в составе мезозойских отложений отсутствуют красноцветные песчаники нижнего мела, а карбонатные породы юры и верхнего мела имеют редуцированную мощность (сокращенный тип разреза мезозойско-кайнозойских отложений). С этим обстоятельством отчасти и была связана довольно противоречивая оценка возраста бартангской свиты разными авторами. Разрез же центральной части Язгулемского хребта, где присутствуют все подразделения мезозоя (см. рис. 1, б), лишен указанных недостатков и допускает только однозначное толкование, а именно, что вулканогенные породы, развитые в его верхней части, могут иметь только послепозднемеловой, вероятно, палеогеновый возраст.

В пользу палеогенового возраста бартангской свиты говорят и результаты детального картирования области распространения мезозойских отложений сокращенного разреза (бассейн Бартанга). Наши исследования подтвердили вывод В. И. Дронова [4] о том, что здесь триасово-юрские терригенные отложения совместно с вулканогенно-осадочными породами смяты в серию линейных сравнительно крупных складок северо-восточного простирания (см. рис. 2). Прослеживанием на местности достоверно установлено, что горизонт немых мраморизованных пород, которые подстилают бартангскую свиту в низовьях долины Бартанга (см. рис. 2, б, в), по простиранию к востоку в окрестностях кишлака Аджирх (среднее течение Бартанга) сменяется пластом слабо измененных фаунистически охарактеризованных [7, 19] известняков верхнего мела (см. рис. 2, а).

Еще одним доказательством правомерности сопоставления карбонатных пород, подстилающих бартангскую свиту в друстьевой части долины Бартанг, с верхнемеловыми отложениями его среднего течения служат находки фауны позднемеловых рудистов, сделанные В. И. Дроновым на продолжении горизонта «немых» мраморизованных известняков в левом борту долины р. Пяндж на территории Афганистана [5].

Суммируя приведенные данные, можно заключить, что толща вулканогенно-осадочных образований, залегающая повсюду стратиграфически выше горизонта верхнемеловых карбонатных пород, представляет собой, безусловно, единое геологическое тело и имеет послесенонский (вероятно, палеогеновый) возраст.

Коль скоро все данные свидетельствуют в пользу единства бартангской свиты, то на первый план выступает вопрос о характере структурных соотношений верхнемел-палеогеновых и триасово-юрских образований.

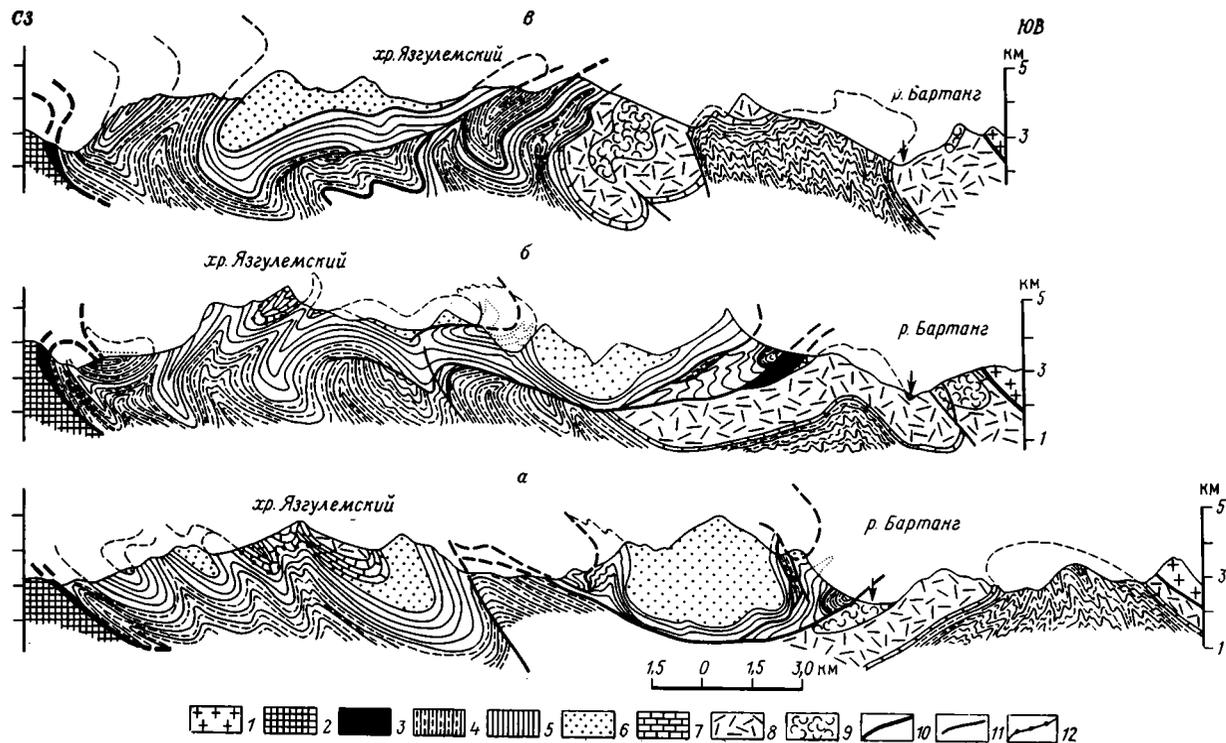


Рис. 2. Геологические профили через Язгулемский хребт (примерное местоположение профилей показано на рис. 1)

1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; Центральный Памир: 2 — гнейсы, сланцы и мраморы ( $PR_2$ — $PZ_1$ (?)); 3 — песчаники и известняки ( $O_2$ ,  $O_{2-3}$ ,  $D_3$ ); 4 — песчаники и аргиллиты ( $T_3$ — $J_2$ ); 5 — мергели и известняки ( $J_{2-3}$ ); 6 — красноцветные песчаники ( $K_1$ ); 7 — известняки ( $K_2$ ); 8—9 — бартагская свита ( $\#$ ): 8 — андезиты, туфы и туфоконгломераты, 9 — пепловые туфы и туффиты; 10 — крупные надвиги; 11 — прочие разрывы; 12 — тектоническая граница («шов») между известняками юры и верхнего мела

Автор изучил контакт указанных комплексов практически во всех доступных для непосредственного наблюдения обнажениях долины Бартанга и его притоков. Для примера рассмотрим следующие разрезы.

В геологической литературе неоднократно описан [4, 12, 13, 19] контакт между отложениями верхнего триаса — юры и горизонтом карбонатных пород верхнего мела, наблюдающийся в правом борту долины р. Пяндж на меридиане пос. Рушан (см. рис. 1, Б, разрез 1). Здесь на темно-серых слоистых глинистых известняках и мергелях средней — верхней юры, отделяясь от них поверхностью субпластового срыва, залегают разнообразные кварцево-слюдистые и крупнокристаллические силикатные мраморы, переслаивающиеся со слюдисто-кварцево-карбонатными сланцами, общей мощностью 50—65 м. Выше они сменяются параллельно залегающими темно-серыми андезитовыми туфами бартангской свиты.

Важно заметить, что несмотря на различия (иногда весьма существенные) во взглядах на геологическое строение окружающей территории, практически все авторы [4, 12, 13, 19] единодушно отмечают, что здесь мраморизованные известняки и вулканогенные породы падают в одном направлении (восточном) и примерно под теми же углами, что и расположенные ниже отложения верхнего триаса — юры.

Верхнемел-палеогеновый комплекс залегает на подстилающих отложениях с едва заметным угловым (точнее, региональным — первые градусы) несогласием, что устанавливается по исчезновению (срезанию) карбонатных пород средней — верхней юры в разрезе левого борта долины р. Пяндж (территория ДРА). Однако этот факт не может свидетельствовать о структурном несогласии между триасово-юрским и мел-палеогеновыми комплексами, поскольку последнее предполагает разницу не в углах наклона слоев, а в степени дислоцированности контактирующих отложений. Образования же верхнего триаса — средней юры в разрезе правого борта долины Пянджа у пос. Рушан дислоцированы несколько не сильнее, чем залегающие выше породы верхнемел-палеогенового комплекса. Это позволяет говорить об отсутствии в данном разрезе признаков, свидетельствующих о проявлении допозднемеловых складкообразовательных движений.

Следующие несколько обнажений, из числа изученных автором, располагаются в нижнем течении р. Бартанг, на отрезке долины между кишлаками Багу и Падруд. Описанные здесь разрезы удобно рассматривать совместно, поскольку все они приурочены к одной тектонической структуре — Падрудской антиклинали [4]. Ядро этой складки слагают песчаники и сланцы верхнего триаса — средней юры; на крыльях развиты карбонатные породы верхнего мела и вулканогенно-осадочные образования палеогена.

Взаимоотношения между триасово-юрскими и верхнемел-палеогеновыми образованиями в пределах северо-западного крыла Падрудской антиклинали удастся четко наблюдать в обрывах правого борта ущелья Шувды-дара — притока р. Багу-дара (см. рис. 1, Б, разрез 2). Здесь на песчаниках верхнего триаса — средней юры (разрез опрокинут), отделяясь от них поверхностью субпластового срыва, без видимого углового несогласия залегают буро-коричневые полосчатые верхнемеловые известняки (10—15 м), вверх по разрезу сменяющиеся более светлыми разностями (8—10 м). Выше по четкому слегка неровному контакту их перекрывают слабоизмененные кристаллокластические туфы палеогена, среди которых изредка встречаются обломки подстилающих светлых известняков. Заметим, что и в данном разрезе слои контактирующих образований располагаются практически параллельно один другому, а это означает, что до возникновения субпластового срыва, приуроченного к подошве верхнемеловых известняков, последние залежали на триасово-юрских отложениях с параллельным, возможно, со слабым угловым (первые градусы), но никак не со структурным несогласием. Таким образом, в разрезе правого борта ущелья Шувды-дара не обнаруживаются никаких признаков, которые свидетельствовали бы об интенсивной дис-

лоцированности триасово-юрских осадков к моменту огложения на них верхнемеловых известняков.

Примерно аналогичные выводы следуют из изучения характера взаимоотношений триасово-юрских и верхнемел-палеогеновых образований в других местах Падрудской антиклинали.

Согласно данным автора, в верховьях ущелья Падруд (см. рис. 1, Б, разрез 3) в районе периклиналильного замыкания одноименной структуры на триасово-юрских песчаниках и сланцах, падающих на северо-восток под углом  $40^\circ$ , без видимого углового несогласия залегают слюдистые и известковистые алевропелиты (10—15 м) с прослоями оолитовидных и песчанистых известняков (6—8 м), которые выше по разрезу сменяются грубой несортированной брекчий, состоящей из окатышей известковистых пород и обдавленных с поверхности глыб метасоматических кварцитов (6—8 м). Последние выше перекрываются мощной толщей лавобрекчий палеогена, которые также падают в северо-восточных румбах приблизительно под углом  $35\text{--}40^\circ$ .

Контакт триасово-юрских и мел-палеогеновых образований наблюдался автором также в пределах юго-восточного крыла Падрудской складки. Один из описанных разрезов располагается в правом борту ущелья Джизеу-дара — левого притока Бартанга (см. рис. 1, Б, разрез 4). Здесь на сланцах верхнего триаса — средней юры (аз. пад. В  $95^\circ$ , угол  $50^\circ$ ) с небольшим угловым и азимутальным несогласием (аз. пад. ЮВ  $115^\circ$ , угол  $60^\circ$ ) залегают известковистые алевропелиты, ожелезненные, местами будинированные известняки (10—12 м) и белые сахаровидные гипсы с глыбами и обрывками пластов мономинеральных кварцитов (10—15 м). Последние без видимого несогласия перекрываются туфами и лавобрекчиями палеогена.

Таким образом, изложенный материал однозначно показывает, что образования верхнего мела — палеогена как на крыльях Падрудской антиклинали, так и в пределах ее периклиналильного замыкания залегают на триасово-юрских сланцах, как правило, с параллельным, реже с едва заметным угловым (региональным) несогласием. Также не менее очевидно, что ни в одном из изученных разрезов не отмечается признаков складчатой дислоцированности отложений верхнего триаса — средней юры к моменту отложения на них верхнемеловых известняков.

Вопрос о характере взаимоотношений между триасово-юрскими и верхнемел-палеогеновыми образованиями нельзя считать окончательно решенным без привлечения данных по Даржомчской антиклинали [4]. Юго-западное периклиналильное замыкание последней располагается в средней части долины Бартанга, к востоку от меридиана кишлака Даржомч (см. рис. 1, Б). Как и в Падрудской структуре, ядро складки сложено песчаниками и сланцами верхнего триаса — средней юры, которые выше надстраиваются маломощными известняками верхнего мела, а затем вулканогенно-обломочными образованиями палеогена.

Контакт триасово-юрских и верхнемел-палеогеновых образований в районе периклиналильного замыкания Даржомчской складки (водораздельный гребень между ущельями Чадегив и Штрушдиль к югу от кишлака Аджирх) неоднократно описан в геологической литературе [7, 14, 19]. Согласно данным автора, здесь на песчаниках верхнего триаса — средней юры, слои которых падают на юг под углом  $50\text{--}60^\circ$ , залегают также с падением в южных румбах пестрые пелитоморфные известняки видимой мощностью 30—50 м. Они содержат остатки позднемеловых рудистов и служат своего рода цементирующим матриксом для крупных глыб — олистолитов сиренево-вишневых алевропесчаников и органогенно-обломочных известняков, из которых собраны остатки фауны пелципод и кораллов девонского и раннепермского возраста [14]. Пачка олистостромовых брекчий выше по склону перекрыта красновато-серыми крупнообломочными образованиями палеогена (аз. пад. Ю  $185^\circ$ , угол  $45^\circ$ ). Непосредственный контакт между триасово-юрскими отложениями и вышележащими известняками, скрытый в данном разрезе под элювиальным чехлом, удастся наблюдать примерно в 500 м к востоку от водо-

раздельного гребня между ущельями Чадегив и Штрушдиль (см. рис. 1, Б, разрез 5). Здесь на песчаниках и конгломератах верхнего триаса — средней юры резко без какого-либо постепенного перехода залегают ржавовато-серые пелитоморфные известняки верхнего мела. Показательно, что слои контактирующих отложений одинаково наклонены в южных румбах (аз. пад. 150—170°) примерно под одним и тем же углом (50—60°). К западу известняки по простиранию сменяются пачкой осадочных известняковых брекчий, в составе которых в районе уже упоминавшегося гребня начинают появляться крупные олистолиты пород палеозоя.

Таким образом, в разрезах к югу от кишлака Аджирх между триасово-юрскими и верхнемел-палеогеновыми образованиями фиксируется параллельное, местами незначительное угловое (1—3 до 10°), но никак не структурное несогласие.

Не менее отчетливо взаимоотношения между рассматриваемыми толщами наблюдаются в правом борту ущелья Чадегив (см. рис. 1, Б, разрез 6), примерно в 2 км восточнее предыдущих разрезов (юго-восточное крыло Даржомчской антиклинали). Здесь нижняя часть склона долины от уреза воды до относительной отметки 300—400 м сложена песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры (аз. пад. 180—190°, угол 40—45°). На них без какого-либо постепенного перехода и видимого углового несогласия залегают предположительно верхнемеловые известняки (8—12 м), выше сменяющиеся тектонической брекчий (40—50 м), состоящей из обдавленных обломков передробленных кварцитов, строго ориентированных в плоскости, примерно параллельной плоскости слоистости нижележащих отложений (40—50 м). Среди тектонических брекчий отмечается крупная глыба (вероятно, олистолит) известняков, аналогичных расположенным в основании разреза (4—5 м). Выше без видимого углового несогласия по резкой отчетливой границе залегают красновато-вишневые обломочные породы палеогена. Наличие в данном разрезе мощных тектонических брекчий однозначно свидетельствует о тектонической природе наблюдаемого контакта. Однако строго выдержанная ориентировка брекчий указывает на то, что срыв носил субпластовый характер, был локализован в пределах горизонта верхнемеловых известняков и практически не оказал влияния на структуру выше- и нижележащих отложений. Отсюда можно заключить, что и до возникновения указанного тектонического нарушения триасово-юрские и верхнемел-палеогеновые породы залежали примерно параллельно.

О характере взаимоотношений этих комплексов в пределах северо-западного крыла Даржомчской антиклинали можно судить по разрезу (см. рис. 1, Б, разрез 7), описанному автором в верховьях долины р. Рансупоз (тальвег ущелья). Здесь на песчаниках и сланцах верхнего триаса — средней юры с параллельным несогласием залегают массивные интенсивно раздавленные в плоскости слоистости верхнемеловые известняки, выше сменяющиеся по резкой границе вулканитами палеогена. Последние также несут на себе следы интенсивного стресс-метаморфизма и местами превращены в сланцы.

Как видно из приведенного материала, между триасово-юрскими и верхнемел-палеогеновыми образованиями, развитыми в средней части бассейна Бартанга (Даржомчская антиклиналь), структурное и резкое угловое несогласие тоже отсутствуют. Следовательно, нет никаких оснований считать, что накоплению верхнемеловых карбонатных осадков предшествовали интенсивные складкообразовательные движения [9].

Однако в основе представлений о позднемезозойской фазе складчатости на Центральном Памире лежат не только данные о характере соотношений верхнемеловых известняков с более древними породами. Дело в том, что триасово-юрские песчаники и сланцы, слагающие ядра крупных антиклинальных дислокаций (и, в частности, уже упоминавшихся Падрудской и Даржомчской), смяты в «беспорядочную систему складок... сравнительно небольших размеров» [14, с. 31]. Естественно, что экстраполируя все эти складки без изменений в высоту, легко прийти к

выводу о неминуемом их срезании залегающими сравнительно более полого образованиями верхнего мела — палеогена [7, 8]. Однако представления о «беспорядочности» и хаотичности внутренней структуры триасово-юрских осадков не находят подтверждения. В результате детальных наблюдений, проведенных в долине р. Багу-дара, в склонах ущелья Джизеу-дара и вдоль бортов долины р. Бартанг на широте кишлака Падруд, автору удалось установить, что отложения верхнего триаса — средней юры смяты в узкие (ширина от первых сотен метров до 1 км) изоклиналильные складки, осевые поверхности которых строго параллельны осевой плоскости Падрудской антиклинали, а их шарниры, подобно шарниру последней, погружаются в северо-восточном направлении (рис. 3, А).

Аналогичные закономерности характерны и для триасово-юрских отложений, выполняющих ядро Даржомчской складки (см. рис. 3, Б). Эти породы тоже смяты в систему узких изоклиналильных складок шириной от 0,3 до 1 км, осевые поверхности и шарниры которых ведут себя в пространстве аналогично осевой поверхности и шарниру Даржомчской структуры. Триасово-юрским отложениям также свойственно уменьшение степени напряженности складчатых деформаций и упрощение формы «мелких» складок (переходы от изоклиналильных нарушений к сжатым и закрытым) в направлении от ядра к крыльям и замку «крупной» (Даржомчской) антиклинали.

Таким образом, перечисленные факты со всей очевидностью показывают, что «малые» складки (триас — юра) и облекающие их «крупные» дислокации (мел — палеоген) имеют одинаковые структурные параметры (наклон и ориентировку осевых поверхностей, направление погружения шарниров и т. д.) и, следовательно, формировались в едином поле тектонических напряжений. Иными словами, все наблюдающиеся в бассейне р. Бартанг складки независимо от их размера образовались одновременно в результате тектонических движений одной фазы [11].

То обстоятельство, что «малые» складки, характерные для триасово-юрских отложений, постепенно затухают вверх по разрезу, а на глубине, напротив, становятся более контрастными, свидетельствует об их принадлежности к категории дисгармоничных дислокаций [15].

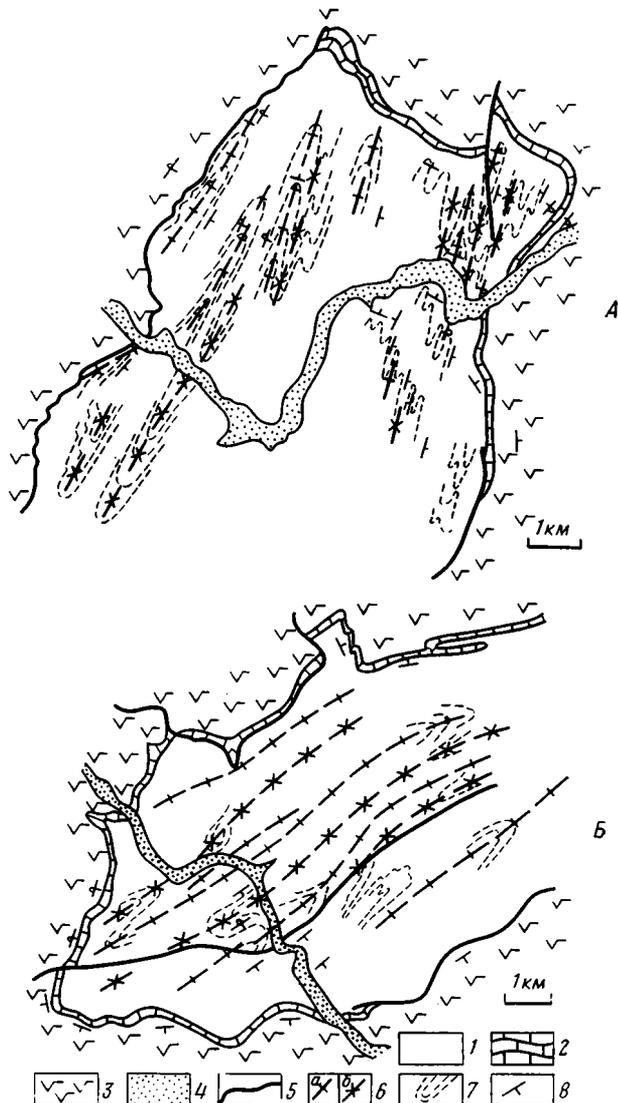
Возникновение дисгармоничных структур, очевидно, связано с различиями литологического состава (а следовательно, и физико-механических свойств) пород, слагающих мезозойско-кайнозойский разрез долины Бартанга. «Мелкие» пликвативные дислокации, характерные для триасово-юрского комплекса отложений, могут быть отнесены к категории «складок внутрислового течения» [6], отличительной особенностью которых является максимальное развитие в средней части податливого слоя (в нашем случае триас — юра) и выколаживание с приближением к границам неподатливого слоя (палеоген). Н. В. Горлов связывает это с тем, что «деформации подобного рода начинают развиваться в наименее вязких горизонтах пластичного слоя, где течение материала осуществляется наиболее свободно и силы трения в слое наименьшие. Максимальных значений силы трения достигают в контакте податливого слоя с неподатливым; здесь внутрислово-вые складки упрощаются вплоть до исчезновения» [6, с. 25].

Нетрудно видеть, что предложенная модель формирования «складок внутрислового течения» хорошо объясняет и все особенности складчатой структуры района долины Бартанга, как то: прогрессивно нарастающую вниз по разрезу дислоцированность триасово-юрских отложений, повсеместно практически параллельные контакты последних с образованиями верхнего мела — палеогена и, наконец, полное совпадение структурного плана «мелких» и «крупных» дислокаций.

Наиболее молодыми образованиями из числа смятых в конформные складки являются вулканогенно-обломочные породы палеогена (см. рис. 2). Следовательно, складкообразовательные движения, ответственные за возникновение всего многообразия пликвативных деформаций в пределах Язгулемского хребта и долины р. Бартанг, имели место уже в послепалеогеновое время. Это позволяет утверждать, что основную

Рис. 3. Структурные карты Падрудской (А) и Даржомчской (Б) антиклиналей

1 — песчаники и аргиллиты ( $T_3-J_2$ ); 2 — известняки ( $K_2$ ); 3 — лавы и туфы андезитового состава, конгломераты бартангской свиты ( ); 4 — аллювиальные отложения (Q); 5 — разрывы; 6 — оси складок в триасово-юрских отложениях: а — антиклинальных, б — синклиналиных; 7 — маркирующие горизонты песчаников, прослеженные на местности; 8 — элементы залегания



структурообразующую роль здесь играли тектонические движения альпийской эпохи. Различия же во внутренней структуре разновозрастных комплексов носят чисто морфологический характер и обусловлены неодинаковой способностью толщ, сложенных породами с отличными физико-механическими свойствами, пластически деформироваться.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В результате проведенных исследований получены дополнительные доказательства существования в верхах разреза Язгулемского хребта мощной толщи вулканитов андезитового состава, имеющих по крайней мере послесенонский (вероятно, палеогеновый) возраст и по петрографическим и петрохимическим характеристикам сопоставимых с бартангской свитой.

2. Выяснено, что в пределах долины Бартанга образования верхнего мела — палеогена залегают на породах триасово-юрского комплекса, как правило, с параллельным, реже со слабым угловым (региональным) несогласием. Структурное несогласие нигде не установлено. Проведенное на широкой площади изучение контакта указанных комплексов позволяет утверждать, что какие-либо признаки, свидетельствующие о складчатой дислоцированности триасово-юрских образований к моменту отложения на них верхнемеловых известняков, повсеместно отсутствуют.

3. Песчано-сланцевые отложения верхнего триаса — средней юры, развитые в бассейне Бартанга, деформированы, как правило, гораздо интенсивнее образований верхнего мела — палеогена. Однако развитые в них складки располагаются не хаотично, как это считалось ранее, а имеют строгую ориентировку относительно «крупных» дислокаций выше-лежащего комплекса. Установлено, что во всех случаях «малые» и облегающие их «крупные» складки имеют одинаковые структурные параметры (наклон и ориентировку осевых поверхностей, направление погружения шарниров и т. д.), что свидетельствует об их синхронном формировании в одном поле тектонических напряжений. Также установлено, что дислоцированность триасово-юрских отложений прогрессивно нарастает вниз по разрезу. Это указывает на принадлежность развитых здесь складок к разряду дисгармоничных структур. Возникновение последних связано, очевидно, с различиями литологического состава (а, следовательно, и физико-механических свойств) пород, слагающих разрез долины Бартанга.

4. Все вышеприведенные данные свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительных проявлений позднекимерийской складчатости на рубеже раннего и позднего мела в западной части Центрального Памира. С уверенностью здесь можно говорить лишь об общем поднятии всей территории и перерыве осадконакопления, приуроченных к этому отрезку времени. Современная структура района Язгулемского хребта со всем многообразием развитых здесь складчатых дислокаций сформировалась в основном в результате тектонических движений, происходивших в послепалеогеновое время. Следовательно, решающее структурообразующее значение здесь имела альпийская складчатость.

#### Литература

1. *Архипов И. В.* Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 42—48.
2. *Баранов И. Г., Глазунов В. С.* Река Бартанг.— В кн.: Таджикиско-Памирская экспедиция 1935 г. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 835—862.
3. *Бархатов Б. П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963, с. 89—141.
4. *Буданов В. И., Дронов В. И.* К характеристике послепалеогеновых вулканических формаций Центрального Памира.— В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964, с. 252—285.
5. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология. М.: Недра, 1980.
6. *Горлов Н. В.* Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л.: Наука, 1967.
7. *Дронов В. И.* О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира.— Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, № 2, с. 30—32.
8. *Дронов В. И.* Бартангский комплекс.— Сов. геология, 1963, № 3, с. 142—147.
9. *Дронов В. И.* Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 14—24.
10. *Дронов В. И., Буданов В. И.* Палеогеновые вулканогенные образования приводораздельной части Язгулемского хребта и левобережья р. Танымас (Центральный Памир).— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук, 1982, № 3 (85).
11. *Казаков А. Н.* Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм.— В кн.: Геологическая съемка сложнослоцированных комплексов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 6. Л.: Недра, 1980, с. 28—48.
12. *Кухтиков М. М., Винниченко Г. П.* Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р. Бартанг.— Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973, № 4, с. 74—80.
13. *Леонов Ю. Г., Сигачев С. П.* Тектоническая расслоенность бартангского параавтохтона.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 68—75.
14. *Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 223. М.: Наука, 1971, с. 1—135.
15. *Ситтер Л.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
16. *Таджидинов Х. С.* К стратиграфии бартангского вулканогенного комплекса.— Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1963, вып. 3, с. 89—100.
17. *Таджидинов Х. С.* О возрасте бартангской вулканогенной формации (Западный Памир).— Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, № 2, с. 36—38.
18. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. Яншина А. Л. и др. М.: Наука, 1966, с. 219—240.
19. *Швольман В. А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 302. М.: Наука, 1977, с. 77—132.
20. *Юдин Г. Л.* Материалы по геологии долины р. Бартанг.— Тр. Памирской экспедиции 1928 г. Вып. 7. Л.: Изд-во АН СССР, 1931, с. 89—106.

УДК 551.248.2(729.1)

МАКАРОВ В. И.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ КУБЫ

## Статья вторая

ОРОГЕНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА СЬЕРРА-МАЭСТРА — БАРАКОА.  
ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Пространственные особенности неотектонической структуры горной части Восточной Кубы, которой посвящена эта статья, позволяют говорить о её принципиальном делении на три различные части. Их особенности в значительной мере отражают положение и развитие других крупных сопряженных элементов региона.

В заключительной части статьи даны некоторые общие выводы и предположения о сущности неотектонической структуры Восточной Кубы в целом.

Хребет Сьерра-Маэстра вместе с расположенными восточнее горными поднятиями Сьерра-де-Нипе, Сьерра-дель-Кристалль, Кучильяс-де-Тоа и Сьерра-де-Сагуа — Баракоа и разделяющими и осложняющими их впадинами разных размеров и морфологии представляют собой единую орогенную систему, в которой пересекаются и взаимодействуют структуры системы Кайманова поднятия и собственно кубинские структуры. Эта интерференция, а также некоторые другие особенности, в том числе неоднородность глубинного строения [2], предопределили гетерогенный и сложный неотектонический план этой области. В ее пределах обособлены три различные части: западная (Сьерра-Маэстра), центральная (Нипе — Гуантанамо) и восточная (Баракоа). Каждая из них представляет систему второго порядка, которая отличается от других своим строением, планом и тенденцией неотектонического развития (см. рис. 2 в статье первой [3]).

Сьерра-Маэстра имеет наиболее простую структуру. В целом это асимметричный свод, наследующий антиклинорий, формирование которого связано с завершающей фазой покровно-складчатых деформаций в среднем эоцене. Южное его крыло, как уже отмечалось, серией ступенчатых разломов оборвано к глубоководному желобу и, вероятно, сдвинуто на восток. Размах рельефа здесь достигает 9 км при среднем падении склона до 15°. На северном крыле эти же параметры составляют соответственно 2 км и 3—4°.

Ряд геологических и геоморфологических особенностей позволяет считать, что северное крыло свода Сьерра-Маэстра деформировано и в его пределах можно выделить серию субширотных зон поднятий, последовательно снижающихся с юга на север. На западном окончании они отчетливо обособлены одна от другой в виде широких и пологих антиклинальных изгибов всего основания в целом. Восточнее эти складки тесно смыкаются и в некоторых сечениях представляют собой тектонические ступени на крыле свода Сьерра-Маэстра, а разделяющие их синклинальные зоны соответственно редуцируются и переходят в структуры шовного типа, выраженные в виде продольных внутригорных эрозионно-тектонических понижений.

Рассматриваемые поднятия образуют правокулисную систему, которую в целом можно ограничить некоторой незримой линией северо-восточного простираения. В ее пределах все эти поднятия, образованные мел-палеогеновыми покровно-складчатыми комплексами, погружаются под кайнозойский чехол впадины Кауто (см. рис. 2 в [3]). Есть все основания предположить, что эта линия, точнее, зона некоторой ширины

(назовем ее условно Северо-Маэстринской), представляет собой довольно крупную глубинную флексуру или флексурно-разрывную зону с левосторонними сдвиговыми деформациями вдоль нее. Вероятно, эта зона, по крайней мере частично, соответствует зоне резкого перепада аномалий силы тяжести [7].

В восточной части система поднятий Сьерра-Маэстры пересекается флексурно-разрывной зоной СЗ — ЮВ-простираения, которая непосредственно продолжает секущую зону Виктория-де-лас-Тунас. Она прослеживается на юго-восток через район или несколько восточнее г. Эль-Кобре и далее на западное замыкание впадины Сантьяго-де-Куба. На этом участке рассматриваемая секущая зона представляет собой тектоническую ступень: зоны поднятий и впадин Сьерра-Маэстры здесь, не прерываясь, оказываются относительно опущенными.

Это проявляется, в частности, в некотором расширении зон внутригорных впадин. Особенно значительных размеров достигает впадина Сантьяго-де-Куба. При этом, судя по распространению и деформациям новейших отложений и ряду геоморфологических особенностей, эта впадина в неогене была значительно шире. Она как бы прерывала южные зоны поднятий Сьерра-Маэстры, открываясь непосредственно к морскому прогибу желоба Бартлетт. Теперь же она отделена от него четвертичным (?) широким антиклинальным поднятием, сложенным верхнеэоценовыми отложениями формаций Ла-Крус и Мая, наклон которых достигает  $17-25^\circ$  (например, у пос. Сибоней). Это поднятие является непосредственным, но более молодым восточным продолжением южной, прибрежной, зоны поднятий Сьерра-Маэстры, сложенной формацией Кобре (палеоцен — эоцен). Можно предполагать, что рассматриваемое молодое поднятие существовало и ранее, но только как конседиментационная форма. Поздние этапы его развития отмечены серией высоко поднятых и деформированных морских террас, из которых в этом районе наиболее широко распространена терраса с высотой около 100 м.

Неотектонические структуры Сьерра-Маэстры на востоке ограничены некоторой зоной ЗСЗ — ЮЮВ-простираения, которая, можно предполагать, является восточной ветвью описанной выше региональной зоны секущих нарушений Виктория-де-лас-Тунас. Контуры этой ветви морфологически проявлены менее отчетливо. В общем ее можно представить в виде диагональной флексуры, как это считает М. Итурральде-Винент [9].

К северо-востоку от нее развита орогенная система, которая отличается большим своеобразием неотектонической структуры и по этой причине выделена в качестве самостоятельной части. К ней относятся высоко поднятые блоки Сьерра-де-Нипе и Сьерра-дель-Кристалль и расположенная южнее обширная впадина Гуантанамо со всем комплексом поднятий, прогибов и ступеней, возникших в результате ее тектонической переработки и эрозионного расчленения. Эта часть отличается преимущественно юго-запад — северо-восточной ориентировкой главных форм и элементов неотектонической структуры, резко несогласной относительно зон Сьерра-Маэстры на западе и Баракоа на востоке.

На ранних стадиях неотектонического развития (в позднем эоцене — раннем миоцене) большая часть этой территории, наследуя южную ветвь Восточно-Кубинского синклинория [5], оставалась областью опусканий и осадконакопления. Последующие деформации привели к значительному ее преобразованию: в ее пределах сформировались более или менее крупные поднятия типа складок основания, горст-антиклинальных блоков или ступеней, а также ряд остаточных и новообразованных впадин. Об этом свидетельствует распространение отложений соответствующего возраста, в том числе реликты олигоцен-миоценового чехла, который в северном обрамлении впадины залегает на высоко поднятых тектонических ступенях (600—900 м).

Дополнительно к тем очевидным элементам неотектонической структуры, которые не требуют особых комментариев (см. рис. 2 в [3]), отметим следующие ее особенности, касающиеся впадины Гуантанамо.

В очертаниях, обозначаемых распространением верхнеэоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых отложений, т. е. для ранних стадий развития, впадина Гуантанамо представляется в виде структуры кольцевого типа. Этот прогиб в общих чертах наследовал асимметрию ранее существовавшего здесь Восточно-Кубинского синклинория, точнее, его южной ветви: наиболее глубокое опускание и наиболее активное осадконакопление происходило в его юго-восточной половине [5]. Суммарная мощность верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена превышает здесь 500 м. Внешний контур впадины на востоке прослеживается из широкой долины Манкито на север вдоль верховий рек Тоа и Сагуа. Этот край впадины имеет очевидный наложенный характер: он сечет и частично срезает выступы древнего основания системы Баракоа. Граница эта имеет, вероятно, тектонический, флексурно-разрывный характер.

Плиоцен-четвертичные тектонические движения привели к значительному сокращению впадины Гуантанамо. По ее северной периферии сформировалась полоса тектонических поднятий и ступеней, разделенных остаточными и новообразованными синклиналильными и грабен-синклиналильными впадинами и долинообразными понижениями.

В своих современных контурах впадина Гуантанамо представляет собой неправильный овал, вытянутый субширотно, и имеет сравнительно небольшие размеры (около 30×40 км). Положение глубоко вдающегося в пределы суши морского залива Гуантанамо в крайней юго-восточной части современной впадины свидетельствует о том, что отмеченная выше асимметрия прогиба Гуантанамо сохраняется до наших дней.

Определенным своеобразием является то, что развитие впадины в плиоцен-четвертичное время не сопровождалось сколько-нибудь значительным (бассейновым) осадконакоплением. По существу это цокольная впадина. Развитие ее происходило и происходит, очевидно, как конденсационной тектонической формы, что вполне отвечает внутригорному ее положению. Кроме того, эта особенность, как и некоторые прямые геолого-геоморфологические признаки, заставляет предполагать, что тектонический барьер, отделяющий впадину от открытого морского бассейна, возник совсем недавно, возможно в позднем плейстоцене. Напомним, что в этом отношении сходные позицию и тенденцию развития имеет впадина Сантьяго-де-Куба.

Прогрессивное развитие краевых тектонических барьеров, отделяющих внутригорные впадины от смежного глубоководного морского прогиба, и превращение этих впадин в замкнутые или полузамкнутые бассейны связаны, очевидно, не только и не столько с общим поднятием и континентализацией территории Кубы и ее шельфа, сколько с продолжающейся тектонической деформацией (смятием) и соответствующей топографической дифференциацией южного крыла всей системы Сьерра-Маэстра — Баракоа.

Именно с такими деформациями связано образование довольно узких антиклинальных поднятий, сложенных миоценовыми отложениями, которые вытянуты вдоль прибрежной зоны восточнее залива Гуантанамо. Они формируют в своей тыловой части четвертичные аккумулятивные впадины Тортугиля, Сан-Антонио-дель-Сур и Имиас. Угловые несогласия в толще развитого на рассматриваемых поднятиях кайнозоя свидетельствуют о достаточно длительном их развитии.

На крайнем западе Сьерра-Маэстры таким же тектоническим поднятием представляется выступ п-ова Икакос и непосредственно продолжающая его на восток подводная платформа с глубинами до 100 м, которые отделены от основного массива Сьерра-Маэстры узкой впадиной Каоба (или Пилон). Подобную же тектоническую природу имеет, вероятно, широкая подводная террасовидная ступень с глубинами до 50 м в районе устья р. Гуама (в 50 км западнее г. Сантьяго-де-Куба).

Своеобразным элементом рассматриваемой области является кольцевая, точнее, концентрическая структура Маяри-Арриба, расположенная к югу от выступа Сьерра-дель-Кристалль на широкой дифференцированной тектонической ступени, которая отделяет этот выступ от впадины

Гуантанамо. Эта структура прекрасно выражена в рельефе, особенно при рассмотрении ее изнутри. Она хорошо дешифрируется на космических снимках. Это кратероподобное образование с диаметром по внешнему контуру около 20 км. Оно состоит из трех геоморфологических элементов, устойчиво развитых по всей ее площади. Его наиболее высокая часть — примерно одноуровневый эродированный вал, имеющий ширину 3—4 км и относительную высоту до 200—300 м. В западной половине он сложен известняками среднего эоцена (формация Чаркоредондо), туфами и туффитами палеоцен-эоценового возраста (формация Миранда). В юго-восточной части и на востоке на гребне вала залегают олигоцен-миоценовые обломочно-карбонатные отложения формаций Макей и Ятерас, а на севере его образуют серпентиниты.

В основании вала и внутри «кратера» вскрыты вулканогенно-осадочные породы формации Букуэй ( $K_2?$ ) и Микара ( $K_2 - P_1$ ). На них, обрамленная валом, развита широкая эрозионно-денудационная ступень, которая сейчас значительно расчленена веером эрозионных долин — верховий р. Маяри и обозначена лишь единым вершинным уровнем и отдельными холмами и грядами. Центральная часть структуры Маяри-Арриба, асимметрично смещенная к северу, — низкие увалы и плоское днище «кальдеры».

Эрозионно-денудационные выровненные поверхности, развитые на внешнем склоне концентрической структуры, имеют слабый, но заметный центробежный наклон, показывающий куполообразную ее природу. В целом это, по-видимому, эрозионно-тектоническое образование, nasledующее некоторую более древнюю вулкано-тектоническую структуру.

Система поднятий Баракоа резко отличается северо-западной ориентировкой своих главных структурных элементов, несогласной относительно главных направлений других частей, которые были описаны выше. Лишь на крайнем юге этой системы доминирует субширотная неотектоническая зональность.

Основу современной типично орогенной структуры рассматриваемой области составляют три крупных антиклинальных или горст-антиклинальных зоны, вытянутых в СЗ—ЮВ-направлении. Это зоны Мао — Баракоа (прибрежная), Центральная и Кучильяс-де-Тоа. Все они тесно сомкнуты одна с другой, образуя в общем единый горный массив Сьерра-де-Сагуа — Баракоа. Разделяющие их отрицательные структуры сильно редуцированы и представляются в виде шовно-депрессий узких зон, которые хорошо подчеркнуты эрозионными долинами и долинообразными понижениями.

Древние поверхности выравнивания заметно деформированы, изогнуты в широкие антиклинальные складки и смещены разрывами, некоторые из которых указаны на геологических картах, а другие предполагаются на основании геоморфологических особенностей и по результатам дешифрирования аэро- и космических фотоснимков.

По простирацию указанных зон вертикальные амплитуды деформаций изменяются от 600 до 1100 м. Эти изменения в разных зонах происходят в общем по-разному. Так, зона Моа — Баракоа в южной части несколько возвышается над Центральной и морфологически хорошо от нее отделяется, а в северо-западной части она теряет свою обособленность и становится как бы ступенью значительно более поднятой здесь Центральной зоны. Последняя на этом участке значительно расширяется и образует хорошо выраженный тектонический свод (кольцевую структуру). На юге с ним сопряжена еще одна подобная же форма, которая, однако, испытала интенсивное и глубокое эрозионное расчленение и представляет сложную в целом отрицательную форму рельефа с явно концентрической структурой. Ее контуры выходят за пределы Центральной зоны и явно наложены на продольную зональность. В общем они согласуются с контурами геологической структуры, но этот важный вопрос требует в дальнейшем специального изучения.

В южной части с зоной Кучильяс-де-Тоа тесно сочленяется высоко поднятый блок Пурьяль. Он также сложен меловыми (?) метаморфизо-

ванными вулканогенными и осадочными породами серии Пурьяль [6], но не образует линейной зоны, срезаясь наложенным прогибом Гуантанамо. Структурным продолжением этого блока в северо-западном направлении является, вероятно, северо-восточный участок позднеорогенной предгорной ступени, обрамляющей прогиб с севера. В пределах этого участка палеогеновый складчатый комплекс поднят наиболее высоко (до 900 м). Не исключено, что под ним находится выступ более древнего основания (серия Пурьяль). Прослеживая эту полосу поднятий далее на северо-запад, можно предположить, что с нею генетически связан высоко поднятый массив меловых пород и серпентинитов Сьерра-дель-Кристал.

Доминирующее проявление СЗ — ЮВ-направления в неотектонической структуре системы Баракоа находится, очевидно, в генетической связи с активным развитием смежного глубоководного прогиба Старого Багамского пролива. Однако в самой южной части этой области, сопряженной с желобом Бартлетт, более активно проявлены неотектонические зоны ЗЮЗ — ВСВ-направления. Они и предопределяют соответствующее положение и общую конфигурацию крайней восточной оконечности Кубы — п-ова Майси. Выше уже упоминались некоторые элементы структуры этого простирания: впадины Сан-Антонио-дель-Сур и Имиас и расположенные к югу от них молодые поднятия, структурно-геоморфологическое продолжение которых можно проследить на п-ове Майси.

Обращает на себя внимание дифференцированность и соответствующая асимметрия этого полуострова в целом. Он разделен на две части тектонической зоной ВСВ — ЗЮЗ-простирания, вдоль которой заложена долина р. Мая. К югу от нее расположен выступ древних мраморов, доломитов и кальцит-мусковитовых сланцев формации Чафаринас ( $J_3$ ), на которых выработана обширная поверхность самой высокой (400—500 м) из множества развитых здесь морских террас. Отдельные пятна известняков формации Кабо-Крус ( $N_1^3$ ), которые здесь отмечены, указывают вероятный возраст этой поверхности. Она, как и обрамляющие ее с юга и востока более молодые и более низкие террасы, имеет слабый, но очевидный антиклинальный изгиб, кривизна которого последовательно уменьшается от высоких уровней к низким. Уступы террас в этой части выражены более отчетливо, более резко, все их контуры выпуклы к океану. В тыловой части многоступенчатой террасированной поверхности, сложенной миоценовыми известняками, у городка Макина, эти известняки наклонены на восток под углом около  $6^\circ$ , в полном соответствии с указанным тектоническим изгибом террас.

Севернее р. Мая картина несколько иная. Формация Кабо-Крус здесь вдается далеко на запад вглубь острова, кроме террас в общем прямолинейны, а разделяющие их уступы кажутся менее контрастными. Очевидно, что эта часть полуострова в целом относительно опущена и не претерпела заметной сводовой деформации, представляя некоторую единую блок-ступень.

Вдоль простирания эта ступень нарушена, по-видимому, разломом или флексурно-разрывной зоной того же ВСВ — ЗЮЗ-простирания с относительно приподнятым также южным крылом. Он слабо проявлен в восточной части, в поле распространения миоценовых известняков и морских террас, а западнее, в области распространения высоко поднятого «основания», его зона подчеркнута протяженным прямолинейным отрезком глубоко врезанной долины среднего течения р. Юмури. Последняя вскрывает в этой зоне хаотический комплекс передробленных и перемятых пород, среди которых преобладают серпентины. По простиранию на ЗЮЗ зона этого разлома выходит, вероятно, к впадине Имиас.

Молодые структурные формы субширотного простирания не ограничиваются только прибрежной Карибской полосой. Достаточно яркие геоморфологические особенности позволяют уверенно предполагать, что вся система рассмотренных выше поднятий СЗ — ЮВ-простирания (Сьерра-де-Сагуа — Баракоа) нарушена сетью прямолинейных поперечных разрывов. Кроме некоторой вертикальной компоненты смещения по ним

можно предполагать левосдвиговые деформации. Но здесь эти направления не привели к образованию резко обособленных форм.

Наконец, отметим широкую (до 2 км) меридиональную разломную зону, которая пересекает п-ов Майси от мыса Калета на юге до нижнего течения р. Юмури на севере. Она хорошо проявлена на космических снимках и в ряде структурно-геоморфологических черт. Восточное крыло разлома относительно приподнято, с чем связано некоторое расширение полуострова в целом. Этому соответствует предположение М. Л. Сомина и Г. Мильяна [6, с. 194] о том, что выход к востоку от разлома карбонатно-терригенной серии Асунсьон (или формации Чафаринас), представляющей, по их мнению, окно в тектоническом покрове мафических метаморфизованных комплексов,— явление вторичное, связанное с молодыми вертикальными движениями по круто падающему разлому.

Непосредственно в зоне рассматриваемого разлома на поверхность выведены еще более древние (PZ?) породы — амфиболиты, амфиболитовые сланцы, гнейсы и метасиликаты формации Гуира-де-Хауко. На северном и южном крыльях свода п-ова Майси в полях распространения миоценовых известняков формации Кабо-Крус, разлом как таковой не проявлен сколько-нибудь очевидными формами, за исключением глубочайших каньонов рек Юмури и Калета, прорезающих наклоненные под углом до 4—10° известняки формации Кабо-Крус. Кроме того, развитая западнее устья р. Юмури полоса плиоцен-четвертичных известняков формации Мая здесь выклинивается и восточнее, в поднятом крыле, к океану обрываются непосредственно миоценовые известняки.

\* \*  
\*

Итак, неотектоническая структура востока Кубы включает весьма разнородные, разноплановые и разные по морфологии и истории развития области. Она создавалась, начиная с конца эоцена, на разнородном основании и в целом на корях разной мощности и разного типа, от субконтинентальной до субокеанической. Формирование этой структуры происходило сопряженно и под значительным влиянием развития глубоководных прогибов: Юкатанского на западе, Кайманова (Бартлетт) на юге и Старого Багамского на северо-востоке.

По суммарным амплитудам, общей интенсивности, морфологии неотектонических деформаций и характеристикам фаций и мощностей комплекса новейших отложений в неотектонической структуре рассмотренной территории выделяются три различные области. Северная, Камагуэй-Ольгинская, область характеризуется наименьшей напряженностью неотектонических деформаций. Однако степень и характер дифференцированности этой области свидетельствуют о значительной деформированности ее коры, которая происходит, очевидно, в условиях субмеридионального сжатия. Остальная часть территории значительно более подвижна. Это — прогиб Кауто—Нипе, орогеническая система Сьерра-Маэстра — Баракоа и прогиб желоба Бартлетт. Общий относительный размах вертикальных амплитуд неотектонических деформаций между ними достигает соответственно 4000 и 9000 м. Размах вертикальной составляющей неотектонических движений в пределах указанных прогибов и системы поднятий превышает 1000 м.

Общий рисунок структурного плана неотектонического орогена Восточной Кубы, закономерное относительное расположение и сопряженность зон поднятий, образующих кулисные ряды, морфология этих поднятий, которые можно квалифицировать как складки основания или складки коры большего радиуса кривизны, продолжающийся рост и, может быть, новообразование поднятий антиклинального и горст-антиклинального типа по южному крылу всей системы позволяют связывать их формирование со сжатием коры в ЮЮЗ — ССВ-направлении и левосторонними сдвиговыми деформациями, происходящими вдоль некоторых зон ЗЮЗ — ВСВ-направления. Крупнейшей из таких зон является гра-

ница между прогибом Кауто — Нипе и системой поднятий Сьерра-Маэстра — Баракоа. Эти сдвиговые деформации генетически связаны, очевидно, с развитием глубоководного желоба Бартлетт, создают опоясывающие его структуры и подтверждают разделяемое многими исследователями предположение о крупных левосторонних смещениях, которые происходят в кайнозой вдоль этого желоба.

Зона ЮВ — СЗ-направления, проходящая от залива Сантьяго-де-Куба через район г. Виктория-де-лас-Тунас и восточное окончание гряды Сьерра-де-Кубитас к северному побережью острова, разделяет все указанные выше области Восточной Кубы на две достаточно различные части. В целом это широкая региональная зона глубинных флексурно-разрывных деформаций земной коры с возможными правосдвиговыми деформациями вдоль нее. Есть основания полагать, что по сравнению с Северо-Маэстринской зоной восток — северо-восточного простирания, имеющей мантийное заложение, зона Виктория-де-лас-Тунас коровая, менее глубинная.

Сдвиговые деформации, которые предполагаются вдоль указанных зон, не исчерпывают их генетической сущности. Они являются также границами областей с достаточно различным строением покровно-складчатого основания и всей коры в целом. Именно с этим, по-видимому, связаны существенные различия рисунка структурных планов и тенденций неотектонического развития к востоку и западу от линии Сантьяго-де-Куба — Виктория-де-лас-Тунас, к югу и северу от Северо-Маэстринской зоны. Южными лучами эти зоны ограничивают систему поднятий Сьерра-Маэстра: ее основные формы сосредоточены в юго-западном квадранте пересечения этих зон и представляют достаточно цельный и одноплановый с точки зрения неотектонической структуры блок земной коры. Особенности неотектонической структуры и ее развития позволяют предполагать, что орогенное сооружение Сьерра-Маэстра и впадина Кауто (по крайней мере в ее южной половине) развиваются на фундаменте, отличающемся от фундамента более северных и более восточных районов. В районах к востоку от линии Сантьяго-де-Куба — Виктория-де-лас-Тунас неотектоническим деформациям подверглась, по-видимому, более древняя кора Кубы, с более сложным покровно-складчатым строением, с широким развитием пород офиолитового комплекса. Неотектонические деформации реализовались здесь несколько иначе, с более интенсивным проявлением северо-западных направлений, отражающих в определенной мере древние направления в структуре основания. Поэтому именно для этого сектора характерен перекрестный рисунок неотектонического структурного плана, со свойственными ему изменениями во времени относительной активности тех или иных структурных направлений. Именно в этом секторе более всего проявлены черты новообразований, наложенный характер и несогласие молодых структурных форм относительно древних, в том числе раннеорогенных. Определенное значение при этом имеет непосредственное влияние активно развивающегося прогиба Старого Багамского пролива.

Юго-восточный квадрант является ареной особенно активного взаимодействия (интерференции) двух структурных направлений: СЗ — ЮВ и ЗЮЗ — ВСВ, непосредственно связанных с развитием смежных глубоководных прогибов желоба Бартлетт и Старого Багамского пролива.

В связи со сказанным значительный интерес представляют особенности пространственного распределения сейсмических явлений, в отношении которых Восточная Куба наиболее активна [1]. Известна приуроченность большинства землетрясений этой области к зоне сопряжения острова с глубоководным желобом. Но также известна особая кучность их вблизи зал. Сантьяго-де-Куба. Она не только пространственно, но, вероятно, и генетически связана с узлом пересечения зоны Виктория-де-лас-Тунас — Сантьяго-де-Куба с продольными структурами края острова и желобом. Это предположение не противоречит ранее высказанному выводу о том, что причиной этой кучности является преломление (отклонение к югу) левостороннего сдвига Бартлетт [1], поскольку может объ-

яснить некоторые особенности структуры и рельефа дна. Кстати, анализ топографии дна позволяет поставить вопрос не о преломлении или не только о преломлении, но и о расщеплении здесь этого сдвига.

Можно также предполагать, что потенциально сейсмоопасен другой узел, где зона Виктория-де-лас-Тунас — Сантьяго-де-Куба пересекает Северо-Маэстринскую разрывную зону.

Наиболее крупным новообразованным неотектоническим элементом структуры Восточной Кубы является синклиорная система (прогиб) Кауто — Нипе. Будучи непосредственным континентальным продолжением глубоководной Юкатанской впадины, она генетически, вероятно, связана с ее развитием. Это подтверждается и данными геофизических исследований: сравнительно маломощный (до 5,5 км) комплекс осадочных и вулканогенных пород в прогибе Кауто — Нипе подстилается непосредственно «базальтовым» либо «базифицированным гранитным» слоем<sup>1</sup> [2]. Повышенные скорости распространения продольных сейсмических волн (соответственно  $V_r = 6,9$  км/с и  $V_r = 6,35—8,0$  км/с) свидетельствуют о значительном развитии в этом слое ультраосновных пород.

Эти же авторы [2] предполагают, что под прогибом Кауто — Нипе и далее в пределы залива Гуаканаябо и, вероятно, Юкатанской впадины проходит мантийный вал с отдельными более или менее значительными куполообразными выступами. Такой выступ указывается ими под впадиной Нипе. Не исключено, что молодое опускание впадины, в результате которого по западному контуру ее современных очертаний образовалась своеобразная полукольцевая флексура, связано именно с развитием этого выступа мантии. В. Г. Бовенко с соавторами [2] сделали вывод, что впадина Нипе относится к типу «рифтовой долины». С этим вряд ли можно полностью согласиться, учитывая довольно своеобразную морфологию, контуры и характер позднекайнозойского выполнения впадины. Вместе с тем важно подчеркнуть, что по строению земной коры и тенденции развития рассматриваемый прогиб в целом может быть отнесен, вероятно, к структурам деструктивного типа. Это подтверждает вывод Ю. М. Пущаровского [4] о том, что Юкатанская впадина, как и желоб Кайман (Бартлетт), является новообразованной и имеет вторичную субокеаническую кору.

Из вышесказанного также следует, что прогиб Кауто — Нипе, развиваясь сопряженно с орогенной системой Сьерра-Маэстра — Баракоа, не является прогибом предгорного типа в строгом смысле этого термина. Один из показателей этого — отсутствие сколько-нибудь определенной общей асимметрии (в поперечном разрезе), характерной для предгорных прогибов внутриконтинентальных областей (например, Тянь-Шаня, Кавказа и т. п.).

В данном случае следует предполагать, очевидно, иной тип динамической связи орогенного сооружения и смежного прогиба. Они не являются звеньями единой динамической системы, как, например, системы поднятий и впадин Тянь-Шаня с их теснейшей структурно-динамической взаимосвязью, морфологическим сходством и взаимным «прорастанием» одних в другие, т. е. с теми особенностями, которые характеризуют их развитие в едином поле сжатия. В этом отношении автор разделяет представление В. Г. Бовенко, Б. Е. Шербакова и Г. Эрнандеса [2] о том, что горизонтальное сжатие и образование Сьерра-Маэстры является результатом трансформации сил, вызванных дифференцированным подъемом верхней мантии под прогибом Кауто — Нипе и желобом Бартлетт. Такой же подъем произошел, вероятно, под прогибом Старого Багамского пролива. С этих позиций объясняется локализация структур сжатия и орогенеза (системы Сьерра-Маэстра — Баракоа), их приуроченность к области относительной депрессии поверхности мантии.

Это предполагает и объясняет также определенную автономию, своеобразие развития и морфологические различия неотектонической структуры прогиба Кауто — Нипе и системы Сьерра-Маэстра — Баракоа. Это

<sup>1</sup> Первое определение относится к впадине Нипе, второе — к прибортовым частям впадины Кауто.

объясняет также тот интересный факт, что последняя, по данным К. Бовина [8], характеризуется высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге (до 150—170 мгл), близкими к таковым в пределах глубоководного желоба Бартлетт. Это связано с возможной насыщенностью земной коры этой области ультраосновными породами и малой мощностью слоя осадочных и осадочно-вулканогенных, а также кислых магматогенных пород. Отчасти же это связано с тем, что смятие и коробление охватило здесь, по-видимому, лишь этот, или в основном этот, верхнекоровый маломощный слой.

#### Литература

1. *Альварес Л., Годзиковская А. А., Раутиан Т. Г.* Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий.— В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон. М.: Наука, 1983, с. 57—80.
2. *Бовенко В. Г., Щербакова Б. Е., Эрнандес Г.* Новые геофизические данные о глубинном строении Восточной Кубы.— Сов. геология, 1980, № 9, с. 101—109.
3. *Макаров В. И.* Новейшая тектоника Восточной Кубы. Статья первая.— Геотектоника, 1986, № 6, с. 85—96.
4. *Пуцаровский Ю. М.* О тектонике и геодинамике Карибского региона.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 124—132.
5. *Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы. Масштаб 1 : 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
6. *Сомин М. Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
7. Тектоническая карта Кубы (масштаб 1 : 1 250 000, 1965 г.). М.: ГУГК, 1966.
8. *Bowin C.* The Geology of Hispaniola.— In: The Ocean Basins and Margins. V. 3. N. Y.: Plenum Publ. Corporation, 1975, p. 501—552.
9. *Iturralde-Vinent M. A.* Los movimientos tectonicos de la etapa de desarrollo platformico en Cuba.— Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., Inf. cient.-tecn., 1977, № 20, p. 1—24.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
14.XI.1984

УДК 551.263.03 : 550.834 (267.37)

БАБЕНКО К. М., ШЛЕЗИНГЕР А. Е.

**СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРА АРАВИЙСКОГО МОРЯ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (МОГТ)**

Проведен детальный структурный анализ поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла западного крыла Западно-Индийского прогиба, Западно-Лаккадивского прогиба, выступа Полшкова, Центрально-Аравийского бассейна, подводного хребта Меррея и Приравийского прогиба, пересеченных региональными сейсмическими профилями. Поверхность акустического фундамента первой из этих структур оказалась конседиментационной, а поверхность остальных структур входила в состав глубоководной акватории. На рубеже мела и палеогена сформировался доседиментационный тектонический рельеф. В конце палеогена или начале миоцена на западе опустился крупный участок дна.

Познание осадочного чехла Аравийского моря связано главным образом с сейсмическими исследованиями [6—11]. Особенно большое значение сыграли региональные профили, выполненные ПО «Южморгеология» в 1975 и 1977—1978 гг. [1—4]. К сожалению, профили 806, 808 и 809, полностью пересекающие север Аравийского моря (рис. 1), были обработаны только в 1980 г. В то же время в них содержится ранее не анализировавшаяся важная информация, представляющая большой интерес для расшифровки строения осадочного чехла. Рассмотрению этих профилей и посвящена настоящая статья.

На акватории Аравийского моря пробурено несколько скважин глубоководного бурения. Наиболее близко к сейсмическим профилям находятся скважины 222—224 (см. рис. 1) [5, 12]. Они вскрыли алевроиты, глины и различные типы илов четвертичного, неогенового и палеогенового возраста. В скв. 223 на океанических базальтах залегают отложения палеоцена. Встречены турбидиты, формирование которых связано с подводными конусами выноса Инда.

В разрезе дна акватории Аравийского моря повсеместно регистрируются IV и I и с небольшими перерывами — III и II отражающие горизонты. При увязке материалов глубоководного бурения с сейсмическими исследованиями и бурением на шельфе и побережье Индии [1] установлено, что I отражающий горизонт связан с бурдигальским, II — с аквитанским ярусами, III — с нижним эоценом. Отраженная от границы IV волна характеризуется чередованием низкочастотной записи, типичной для шероховатой поверхности со сложным рельефом, и имеет динамически выраженную двух-трехфазную форму. Она отождествляется с поверхностью акустического фундамента. Возраст последнего в данной части моря оценивается мелом, а перекрывающих базальных слоев чехла — палеоценом [1, 3]. Регионально прослеживается и уверенно опознается по характерным волновым признакам горизонт III, разделяющий толщи с различными акустическими свойствами: верхнюю — прозрачную и нижнюю — слоистую, иногда слабослоистую. Вычисленные по данным 35 переборов МОГТ пластовые скорости между дном и I горизонтом составляют 2,0 км/с, между I и III 2,6, между III и IV 3,4 км/с.

Восточная часть сейсмического профиля 806 пересекла внешнюю часть шельфа и континентальный склон западнее п-ова Катхиавар (рис. 2). Здесь распространены мощные отложения осадочного чехла, слагающие западное крыло Западно-Индийского прогиба [1]. В средней части континентального склона их мощность составляет 5,0 км. Выше по склону поверхность акустического фундамента уходит за пределы сейсмической записи, и на внешнем шельфе мощность осадочного чехла

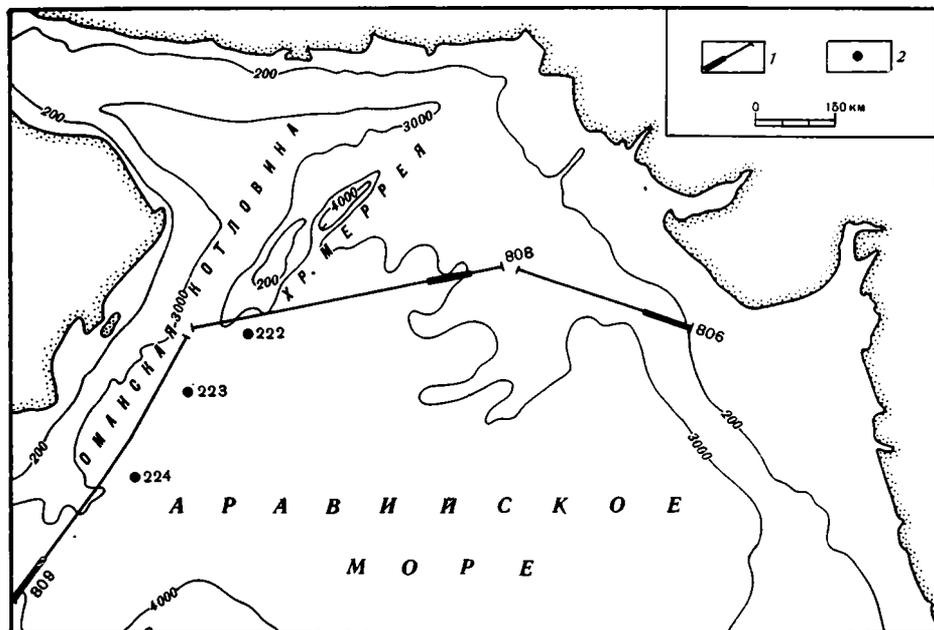


Рис. 1. Схема расположения региональных сейсмических профилей  
 1 — сейсмические профили. Жирным отмечены фрагменты, демонстрируемые на рис.  
 2—3; 2 — глубоководные скважины

по корреляции верхних отражающих горизонтов, несомненно, превышает 8,0 км.

Разрез осадочного чехла крайней западной периферии Западно-Индийского прогиба составляют преимущественно миоцен-четвертичные отложения (выше I отражающего горизонта). Мощность нижележащих палеогеновых образований (ниже II отражающего горизонта) не превышает 1,0 км. Разрез отчетливо разделяется на две части: верхнюю слоистую (до 2,5 км) и нижнюю, лишенную сейсмической записи, или с разноориентированными короткими отражающими площадками (до 2,0 км). На шельфе слоистость разреза ухудшается и нижние горизонты слоистой части сменяются неслоистыми. В целом наблюдается общее сокращение мощности осадочного чехла вниз по склону, и у его подножия она измеряется 2,0—2,5 км, причем на верхнюю слоистую часть приходится 0,5—0,7 км.

Слой осадочного чехла Западно-Индийского прогиба по линии профиля 806 осложнены двумя антиклинальными и двумя синклиналиными перегибами. Их ядра последовательно опускаются от шельфа к подножию континентального склона. Расстояние между антиклиналями достигает 10 км, их амплитуда составляет около 1 км. Углы наклона слоев на крыльях измеряются 150—160 м/км. На восточных крыльях антиклинальных перегибов наблюдается утонение слоев осадочного чехла к своду (в 1,5—2 раза), причем на восточной антиклинали сокращаются только верхние горизонты разреза. Одновременно в сводах антиклиналей происходит срезание (до 2 км) слоев осадочного чехла дном моря. В ядрах антиклиналей слоистость, особенно нижних горизонтов, ухудшается и намечаются узкие блоки неслоистой записи. Особенно четкий неслоистый блок высотой до 1,5 км зафиксирован в нижней части континентального склона. Он является западным ограничением нижней неслоистой части разреза. К западу весь разрез осадочного чехла характеризуется четкими опорными отражающими горизонтами и менее резкими отражениями между ними. Неслоистый блок имеет западное опрокинутое и восточное нормальное относительно крутые (свыше 45°) ограничения. Западное ограничение опирается в почти горизонтально лежащие слои. Лишь самые нижние их горизонты подстилают его западную половину неслои-

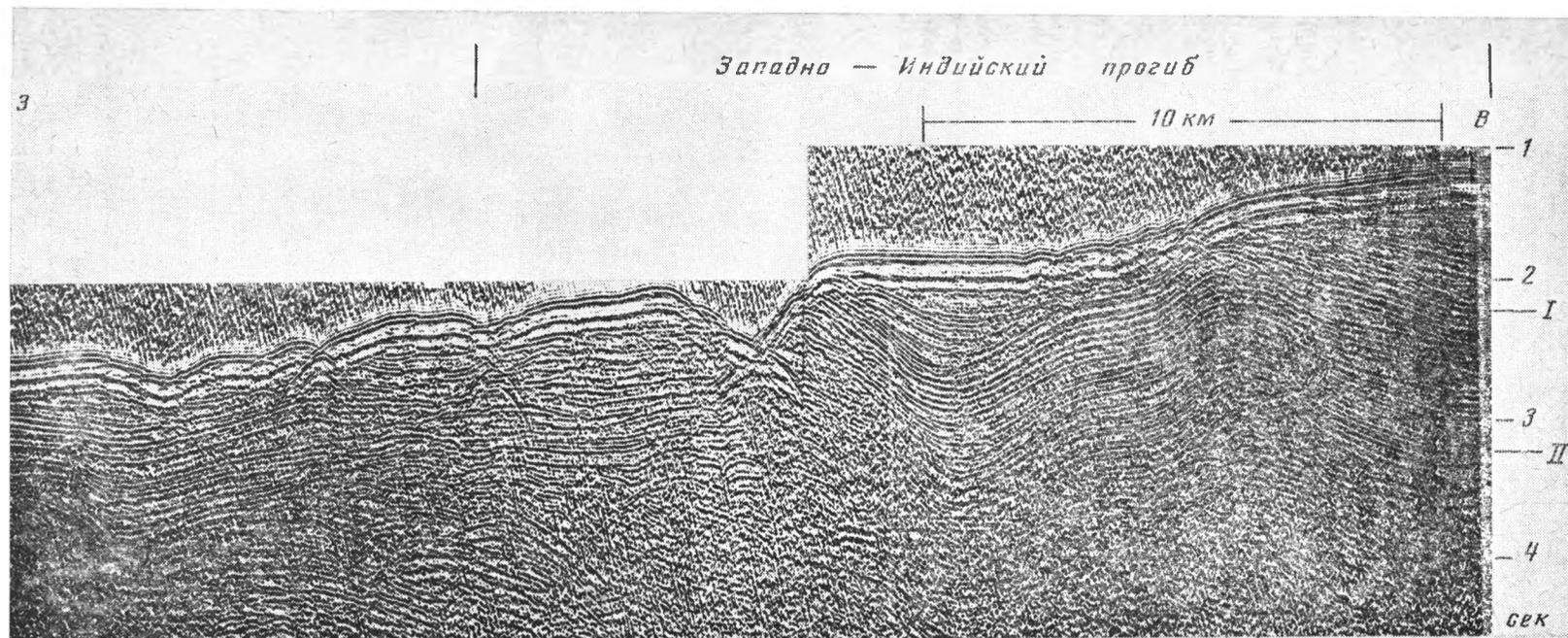


Рис. 2. Фрагмент временного разреза профиля 806, показывающий условия залегания слоев на западном крыле Западно-Индийского прогиба, диапировые складки и современные эрозионные врезы  
 Римскими цифрами на этом и последующих разрезах обозначены сейсмические горизонты, приуроченные к: I — бурдигальскому ярусу, II — аквитанскому ярусу, III — нижнему эоцену, IV — поверхности акустического фундамента

стого блока. К восточной периферии неслоистого блока приурочена небольших размеров и амплитуды синклинали складка в верхней слоистой части разреза осадочного чехла. Западнее нее над неслоистым блоком эти слои испытывают антиклинальный изгиб с длинным западным и коротким восточным крыльями. Ось антиклинали смещена к восточной периферии неслоистого блока. Последний и следующая за ним к востоку антиклиналь отражения в поверхности акустического фундамента не имеют. Морфология складок и форма сейсмической записи показывают, что они представляют собой глиняные диапиры.

От бровки шельфа слои осадочного чехла (в целом) и дно моря погружаются (до 50 м/км) к подножию континентального склона. В средней части континентального склона отмечается несколько мелких (до 100 м) и один глубокий (до 300 м) врез, в поперечнике достигающий 3 км (см. рис. 2). Последний несколько перекошен по наклону склона. Подножие континентального склона осложнено крупным (до 8 км в поперечнике и 400 м глубиной) врезом. Он имеет пологое длинное восточное крыло и более крутое узкое западное. В прилежащем днище котловины зафиксированы плавные волнистые подъемы и опускания дна, секущие слои осадочного чехла. Последние частично перекрыты молодыми осадками (до 0,5 км), прислоняющимися к поверхности вреза.

Конседиментационное утонение слоев в пределах Западно-Индийского прогиба свидетельствует о мелководности слагающих его осадков. Это же подтверждает и характер изменения мощностей на крыльях глиняных диапиров. Последние особенно активно росли в четвертичное время. В их ядрах слои испытали плоскостной срез, который возможен только в условиях шельфа. Врезы континентального склона связаны, вероятно, с деятельностью наземной эрозионной сети. Подводные формы рельефа континентального подножия и глубоководной котловины возникли, по-видимому, за счет абразионных процессов, в тылу которых формировались барово-аккумулятивные тела. Все это свидетельствует, что в пределах западного крыла Западно-Индийского прогиба осадочный чехол накапливался при конседиментационном погружении его дна.

Прилегающие к подножию континентального склона районы глубоководной котловины занимает Западно-Лаккадивский прогиб. Он отличается выдержанными, практически горизонтально залегающими отражающими сейсмическими горизонтами при общей мощности осадочного чехла 2,2—2,5 км, из которых на нижнюю палеогеновую часть приходится менее 0,5 км. Верхняя часть разреза имеет четкую слоистость. В нижней части между опорными отражающими горизонтами располагается прозрачная и полупрозрачная среда с невыдержанными отражающими горизонтами и площадками. В западной части Западно-Лаккадивского прогиба она становится слоистой. Ниже поверхности акустического фундамента местами регистрируются согласные невыдержанные горизонты и площадки. В восточной части Западно-Лаккадивского прогиба в верхней (до 1 км) части разреза наблюдается волнистость и косая слоистость отдельных пачек. В западной части она практически исчезает.

Западнее Западно-Лаккадивского прогиба поверхность акустического фундамента поднимается (100 м/км) на 2,5 км от отметки —5,7 до —3,9 с, намечая восточное крыло крупного выступа, названного А. П. Милашиным валом Полшкова (рис. 3). В зарубежной литературе он именуется подводным хребтом Лакшми и относится к асейсмичному типу [9, 10]. Его протяженность в сечении профиля достигает 50 км. Параллельно поверхности акустического фундамента здесь прослеживаются еще два четких отражающих горизонта и отражающие границы между ними (до 0,8—1,0 км). При переходе в Западно-Лаккадивский прогиб их регистрация почти полностью прекращается. На восточном крыле выступа Полшкова слои осадочного чехла и дно моря испытывают менее контрастное воздымание (на 500—600 м). Здесь фиксируется мощная (до 1,5 км) линза осадочного чехла палеогена (между сейсмическими горизонтами IV, III и II) (см. рис. 3). По восстанию и падению крыла она утоняется почти до полного выклинивания. В пределах прилегающего

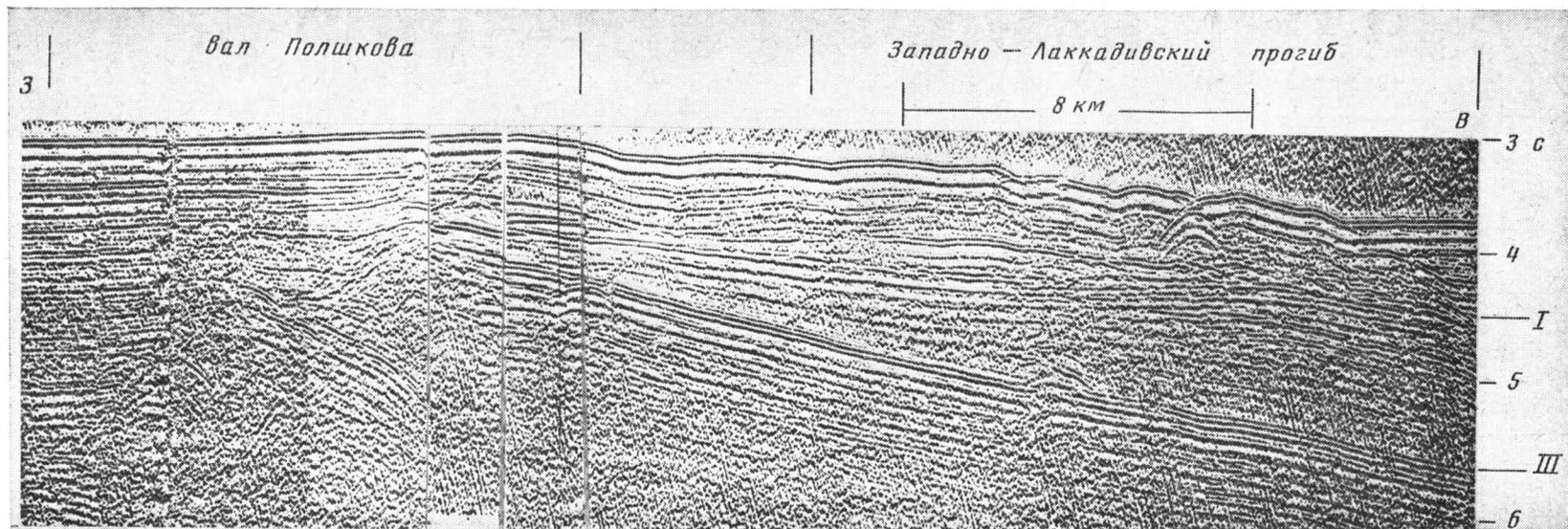


Рис. 3. Фрагмент временного разреза профиля 806, показывающий строение выступа Полшкова

днища Западно-Лаккадивского прогиба мощность палеогеновых отложений не превышает 0,3—0,4 км. Миоцен-четвертичные отложения Западно-Лаккадивского прогиба на восточном крыле выступа Полшкова испытывают существенное утонение и на восточной вершине имеют мощность 0,6 км. Они непосредственно перекрывают породы акустического фундамента. Свод выступа Полшкова осложнен врезом или доседиментационным грабеном. Он имеет крутой ступенчатый короткий восточный борт и более пологий длинный западный. Длина вреза (грабена) в сечении профиля достигает 25 км при глубине по отношению к восточной вершине 1,2 км и западной — 0,6 км. Он выполнен горизонтально лежащими слоями осадочного чехла общей мощностью до 2,5 км, из которых 1,7 км приходится на нижнюю палеогеновую часть разреза и 0,8 км — на верхнюю миоцен-четвертичную. Палеогеновые слои прислонены к поверхности акустического фундамента, за счет чего происходит изменение их мощности. Мощность верхней миоцен-четвертичной части разреза осадочного чехла от восточной вершины в сторону грабена плавно увеличивается от 0,6 до 0,8 км. Западная плоская вершина выступа акустического фундамента профиля протягивается на 25 км. Мощность осадочного чехла на ней составляет 0,8 км. В верхней части разреза западной периферии выступа появляются линзовидные волнистые тела. Дно приобретает неровные формы. Западное крыло выступа Полшкова намечается резким флексурным наклоном поверхности акустического фундамента (до 0,6 км), за которым начинается Центрально-Аравийский бассейн. В слоях осадочного чехла и дне моря флексура не выражена.

Наличие мощной серии прислоняющихся слоев палеогена в пределах выступа Полшкова дает возможность восстановить допалеогеновый палеорельеф. Он создавался тектоническими движениями, а местами, возможно, и подводной эрозией. Именно допалеогеновые тектонические движения сформировали западное крыло выступа. Относительно малая мощность палеогеновых отложений в Западно-Лаккадивском прогибе и прилегающем участке Западно-Индийского прогиба свидетельствует об их высоком стоянии в это время. Они располагались гипсометрически выше района рассмотренного выступа Полшкова. Перекос линзы палеогеновых отложений на восточном крыле последнего и их погребение миоцен-четвертичными отложениями свидетельствует о кратковременном предмиоценовом опускании величиной более 1 км. Оно создало глубоководную котловину. Ее западный склон образовал восточное крыло выступа Полшкова, а центральную часть занял Западно-Лаккадивский прогиб. Днище котловины на востоке постепенно (без выраженного континентального склона) переходило в погруженный шельф западной периферии Западно-Индийского прогиба. С миоцена последняя включилась в активное конседиментационное прогибание. В зоне сопряжения Западно-Лаккадивского прогиба и выступа Полшкова образовался значительный перепад глубин дна, который привел к формированию миоцен-четвертичной обратной терригенной клиноформы. Следовательно, выступ Полшкова представляет гетерогенную по возрасту структуру. Его западное крыло образовано доседиментационными (допалеогеновыми) тектоническими движениями, а восточное создано кратковременным опусканием на рубеже палеогена и миоцена. Последнее привело к возникновению Западно-Лаккадивского прогиба как готовой седиментационной ловушки, пассивно заполнявшейся миоцен-четвертичными, преимущественно терригенными осадками. Об этом свидетельствует выдержанность и параллельность слоев заполняющих его толщ. Западно-Лаккадивский прогиб представляет собой структурную ступень, отделившую конседиментационно активный Западно-Индийский прогиб от выступа Полшкова.

К западу от выступа Полшкова расположен крупный Центрально-Аравийский бассейн, занимающий внутренние районы Аравийского моря. Мощность его осадочного чехла достигает 2,6 км. Чехол состоит из линзовидных волнистых тел, сменяющих одно другое по латерали. Дно моря

имеет сложную неровную поверхность. Устанавливаются пологие изгибы поверхности акустического фундамента.

Аналогичный разрез осадочного чехла Центрально-Аравийского бассейна фиксируется на профиле 808. Он также представлен волнистыми линзовидными телами. Особенно они характерны для верхних горизонтов. Дно моря неровное, местами мелковсхолмленное. К подводному хребту Меррея поверхность акустического фундамента испытывает подъем. Слои осадочного чехла последовательно прислоняются к ней, одновременно незначительно воздымаясь. Подводный хребет Меррея представляет выступ (высотой до 2 км) акустического фундамента (до 25 км в поперечнике), выходящий на поверхность дна моря (до 600 м).

К западу от подводного хребта Меррея начинается Приравийский прогиб [1]. В нем мощность осадочного чехла измеряется 1,5 км, причем палеогеновая часть разреза составляет до 0,5 км. Слои осадочного чехла прислонены к поверхности акустического фундамента западного склона подводного хребта Меррея.

В западной части профиль 808 пересек погребенный выступ поверхности акустического фундамента, достигающий в поперечнике 20 км. Мощность осадочного чехла над ним сокращается до 0,8 км за счет прислонения нижних слоев на склонах к поверхности акустического фундамента. Выступ в центральной части осложнен неглубокой котловиной. К западу от погребенного выступа в более внутренних районах Приравийского прогиба мощность осадочного чехла увеличивается до 2,5 км, причем мощность палеогеновых образований составляет 1,5 км, тогда как к востоку от выступа она не превышает 0,9 км. Слои осадочного чехла к западу от выступа отличаются строгой горизонтальной параллельностью. Верхняя миоцен-четвертичная часть разреза характеризуется четкой слоистой средой. Нижняя палеогеновая часть разреза полупрозрачна.

Сейсмический профиль 809 прошел параллельно побережью Омана по простиранью Приравийского прогиба. В его северной части слои осадочного чехла общей мощностью до 2,5 км отличаются строгой горизонтальной параллельностью. Практически весь разрез представлен сейсмически слоистой средой. Поверхность акустического фундамента испытывает незначительные коробления (до 0,2—0,3 с). Они частично отражаются на нижних слоях осадочного чехла (до III отражающего горизонта, а местами чуть выше). В пониженных участках поверхности акустического фундамента увеличивается мощность досреднеэоценовых отложений, прислоняющихся к их склонам.

К югу профиль 809 пересек несколько выступов поверхности акустического фундамента, обычно выраженных пологими подводными возвышенностями или уступами дна моря. В поперечнике они достигают 10—15 км при высоте до 2,5 км по поверхности фундамента и 0,75 км по дну моря. Слои осадочного чехла на их склонах прислоняются к поверхности акустического фундамента, одновременно испытывая воздымание. На некоторых из выступов их верхние горизонты перекрывают своды. Мощность осадочного чехла на участках дна между выступами составляет 1—1,2 км. Несколько иные параметры имеет северное крыло самого южного выступа (рис. 4). На нем слои осадочного чехла воздымаются в сторону свода параллельно поверхности акустического фундамента. Верхние горизонты срезаются (до 0,6 км) дном моря. Они также поднимаются к своду выступа, образуя над ним пологую возвышенность. На южном крыле возвышенности прислоняющиеся слои и дно моря имеют параллельный наклон.

Центрально-Аравийский бассейн и Приравийский прогиб, начиная с палеогена, пассивно захоронялись осадками. В центральных районах Аравийского моря в их строении, особенно на миоцен-четвертичном уровне, существенную роль играли линзовидные толщи конуса выноса Инда. К востоку и западу они замещались разновозрастными образованиями, отличающимися параллельной выдержанностью слоев по латерали при близких значениях мощностей. В четвертичном периоде глубоководный

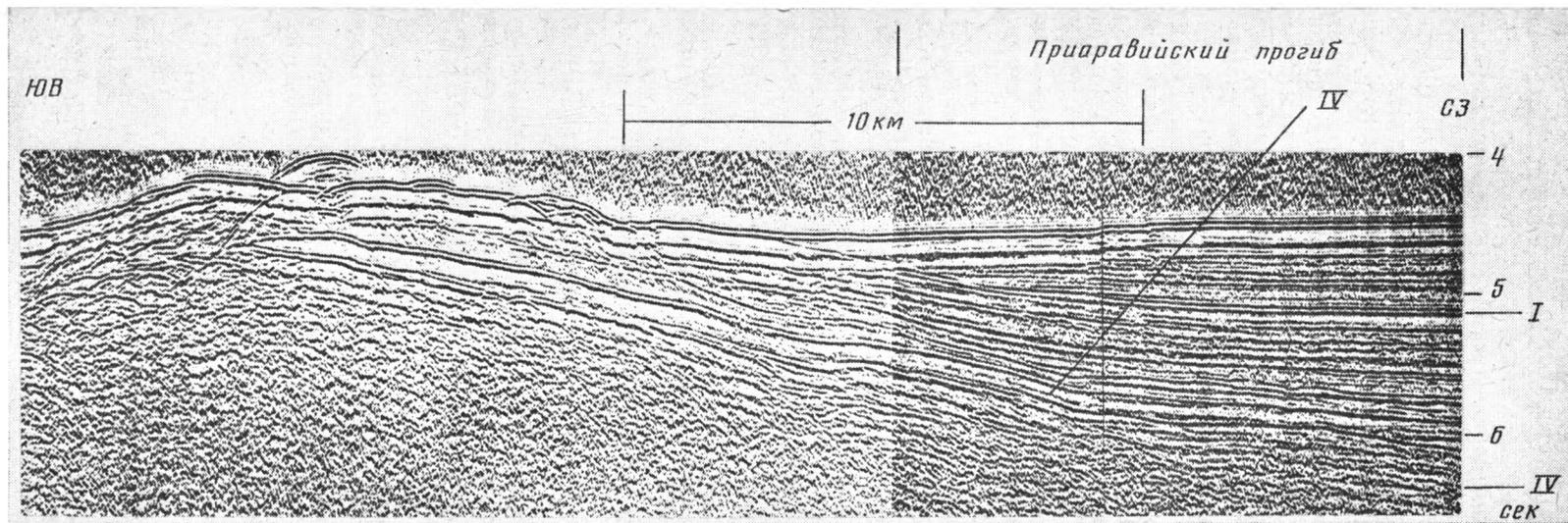


Рис. 4. Фрагмент временного разреза профиля 809, показывающий выступ акустического фундамента и срезание слоев осадочного чехла дном моря

бассейн Аравийского моря был в значительной степени заполнен осадками. Об этом свидетельствует плоскостной срез слоев осадочного чехла на склоне крайнего южного выступа по профилю 809.

Итак, сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет реконструировать следующие факты и события. Акустический океанический фундамент местами представляет полого расслоенную среду. В конце палеогена или начале миоцена на западе опустился крупный участок дна акватории Аравийского моря, создавший Западно-Лаккадивский прогиб. В течение всего кайнозоя глубоководный бассейн дна Аравийского моря пассивно захоронялся осадками. В центральной его части они представляли периферию конуса выноса Инда. На западе и востоке осадочный чехол формировался в условиях гравитационного перемещения материала по дну бассейна. В четвертичное время осадки местами полностью выполнили бассейн и отдельные участки дна стали сушей. Синхронно развивался Западно-Индийский конседиментационный прогиб. С глубоководным бассейном он был связан постепенным переходом. Континентальный склон здесь отсутствовал, и шельф, полого углубляясь, непосредственно переходил в батинальную (абиссальную) равнину. На западе произошел относительный подъем докайнозойских выступов акустического фундамента, образовавший пологие возвышенности морского дна. Возможно, он обусловлен дифференцированным характером регионального опускания конца четвертичного периода.

#### Литература

1. *Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И.* О строении осадочной толщи Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 408—411.
2. *Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И.* Строение Аравийской котловины Индийского океана по геофизическим данным.— Тезисы докладов II Всес. съезда океанологов. Вып. 7. Севастополь, 1982, с. 72—74.
3. *Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е.* Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 68—80.
4. *Бабенко К. М., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е.* Океанические и континентальные структуры дна восточной окраины Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 203—207.
5. *Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан).— *Вопр. микропалеонтологии*, вып. 19. М.: Наука, 1977, с. 124—227.
6. *Милашин А. П., Терехов А. А., Шварц Л. Я., Родникова Р. Д.* Перспективы на нефть и газ седиментационных периферий Индийского океана.— *Геология нефти и газа*, 1977, № 5, с. 35—40.
7. *Непрочнов Ю. П.* Строение и мощность осадочной толщи Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря.— *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*, 1964, т. 64, с. 214—226.
8. *Naini B. R., Kolla V.* Acoustic character and thickness of sediments of the Indus fan and the continental margin of Western India.— *Marine Geology*, 1982, v. 47, p. 191—195.
9. *Naini B. R., Talwani M.* Sediment distribution and structures in the Indus Cone and the western continental margin of India (Arabian Sed) — *Transcripts, Amer. Geophys. Union*, 1977, v. 58, p. 405.
10. *Naini B. R., Talwani M.* Structural Framework and the Evolutionary history of the Continental Margin of Western India.— In: *Studies in Continental Margin Geology. AAPG Memoir № 34*, 1983, p. 167—191.
11. *Ramaswamy G., Rao K. L. N.* Geology of the continental shelf of the west of India.— *Facts and Princ World Petroleum*. Calgary, 1981, p. 801—821.
12. *Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al.* Initial Reports of the DSDP, v. 23. Wash., 1974. 1180 p.

УДК 551.242.4

ГАВРИШ В. К.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА

Днепровско-Донецкий материковый позднедевонский рифт, или палеорифт, обладающий свойствами современным рифтам структурными и формационными особенностями, в отличие от океанических рифтов, где дрейф плит играл решающую роль в их образовании, формировался под влиянием пульсационного расширения астеносферного диапира, незначительного горизонтального смещения глыб, проседания последних вдоль синсвальных глубинных разломов и извержения магмы в своде докембрийского Воронежско-Украинского щита. В его расчленении на отдельные поперечные сегменты, состоящие из поперечных седловин и депрессий, кроме указанных процессов принимали участие также докембрийские глубинные разломы. В формировании залегающей на рифте, склонах Украинского щита и Воронежской антеклизы каменноугольно-антропогеновой синеклизы, а в Донбассе — каменноугольной миогеосинклинали основная роль принадлежала пульсационно-сжимающим усилиям в астеносферном диапире и в примыкающей к нему с юго-востока геосинклинальной области.

Выделенный нами [4] позднедевонский Днепровско-Донецкий рифт (ДДР), или палеорифт [16, 23], имеет сложное геологическое строение и развитие. Он хорошо изучен бурением, сейсморазведкой и другими методами, поэтому освещение в литературе новейших представлений о его глубинном строении и развитии имеет большое значение не только для определения закономерностей размещения в нем полезных ископаемых, но и решения проблемы рифтогенеза других менее изученных рифтов, образовавшихся на различных этапах истории Земли.

ДДР четко отражается в поверхности дорифейского фундамента, в девонских и частично нижнекаменноугольных горизонтах (рис. 1) и располагается в пределах Скифско-Туранского линеамента, протягивающегося с северо-запада на юго-восток от Подлесско-Брестского прогиба до Гиссарского хребта на расстоянии свыше 4000 км [1]. Верхневизейские, средне- и верхнекаменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и антропогеновые отложения распространяются за пределы рифта (см. рис. 22 в работе [5]), покрывая бортовые части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и образуя четко выраженную синеклизу [5, 13].

В более глубоких сейсмических горизонтах земной коры ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ,  $M$ ) находят четкое отображение краевые глубинные разломы, падающие к приосевой части рифта, а внутририфтовые разломы постепенно затухают книзу в верхней половине земной коры (рис. 1). Последняя на всех поперечных профилях ГСЗ, в том числе по линии Сорокошичи — Репки (рис. 2), сокращена от 55 до 35—30 км (см. рис. 1 в работе [16]) главным образом за счет нижней части земной коры, заключенной между сейсмическими горизонтами  $M$  и  $K_3$  (см. рис. 1).

По поверхности докембрийского фундамента (см. рис. 2) северо-восточный борт ДДВ наклонен в сторону рифта под углом около  $1^\circ$  и погружается от 0 м на Воронежской антеклизе до 4 км в пририфтовой части (см. рис. 14 в работе [5]). Раздел  $M$  в ее пределах (см. рис. 1), напротив, также полого воздымается к приосевой части рифта от 48 до 41 км. Юго-западный борт ДДВ более крутой, чем северо-восточный. Поверхность докембрийского фундамента в его пределах погружается под углом  $2^\circ$  и более от 100 м на склоне Украинского щита до 2,5 км в пририфтовой части впадины, а поверхность  $M$  также более круто воздымается от 52 до 41 км.

В пределах рифта по поверхности докембрийского фундамента выделяют зоны парных краевых глубинных разломов [7] с шовными зонами между разломопарами, которые выражены внутриразломными щелевыми грабенами (см. рис. 1) или мульдами (Грибово-Руднянской, Пакульской и др.), выполненными флишоидными образованиями калайдинской свиты (см. рис. 2, 4 в работе [7]) или соленосными породами в Холмской, Дмитриевской и других мульдах.

К шовным зонам южного (Припятско-Маньчского) или северного (Барановичско-Астраханского) краевых глубинных разломов примыкают Кошелевский, Буровский, Ведильцевский и др. (см. рис. 1, 2) приразломные выступы. Более четко они выражены в зоне северного глубинного разлома, что, видимо, обусловлено менее интенсивным воздыманием подошвы земной коры в северной части рифта, чем в южной (см. рис. 1). В зоне северного краевого разлома приразломные выступы прослеживаются от с. Репки до с. Колонтаево (см. рис. 2), совпадая с участком сокращения земной коры вдоль оси рифта от 40 до 35—30 км (см. рис. 1 в работе [16]). Северо-западнее с. Репки и юго-восточнее с. Колонтаево краевой глубинный разлом в поверхности фундамента фиксируется в виде ступенеобразных сбросов, что, видимо, обусловлено своеобразными условиями формирования ДДР как на рифтовой, так и на синеклизной, а в Донбассе — и на миогеосинклинали [5] стадиях.

Приосевая часть рифта погружается в юго-восточном направлении от 1,5—2 км на Лоевско-Брагинской седловине [18] до 17 км в Карловской и 24 км в Бахмутско-Волчанской депрессиях. Однако погружение это не равномерно. На отдельных участках, главным образом в зонах сближения поперечно ориентированных к оси ДДР докембрийских глубинных разломов, развивавшихся снизу вверх, проявляются поперечные выступы фундамента, иногда имеющие форму седловин, которые разделяют ДДР на Деснянский (150×65 км), Удайско-Сульский (160×100 км) и Пселско-Орельский (170×120 км) сегменты (см. рис. 2). В западных частях этих сегментов соответственно располагаются Брагинско-Лоевская, Удайская и Пселско-Ворсклянская седловины, а в восточных — Нежинская, Лохвицкая и Карловская депрессии.

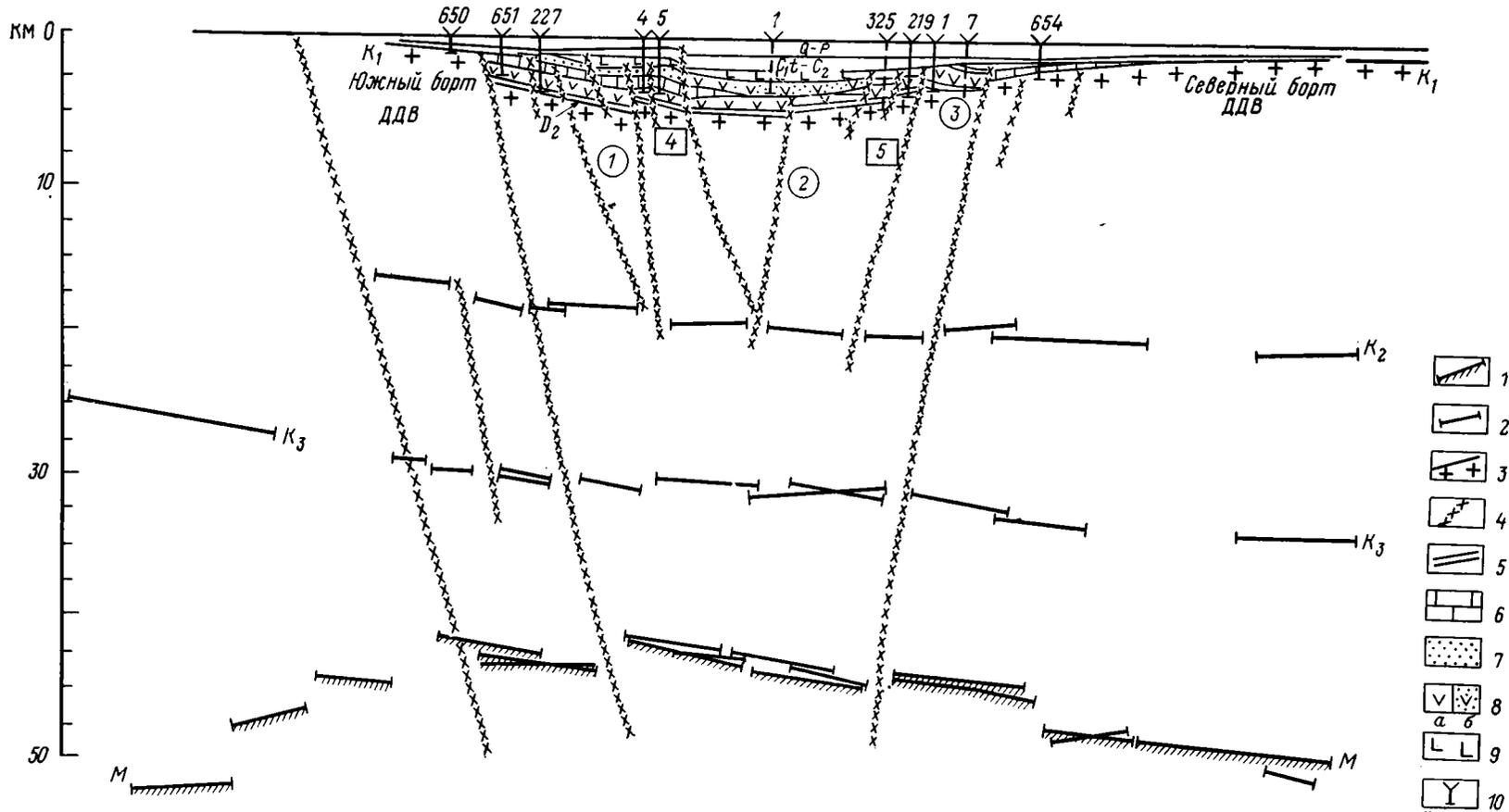
Брагинско-Лоевская седловина, разделяющая Припятский и Днепровско-Донецкий рифты, осложнена (см. рис. 2). Кременецко-Брянским (КБ), Брусиловско-Холмечским (БХ) и в какой-то мере Тикичско-Гомельским (ТГ) глубинными разломами, выделенными нами [5] и уточненными на рис. 2 и в работе [18]. В ее пределах поверхность фундамента воздымается от 5 км и более в Припятском рифте до 1,5—2 км, снова погружаясь к юго-востоку до 6 км в Нежинской депрессии, осложненной Новомиргородско-Щорсовским разломом (НЩ).

Удайская седловина прослеживается в поверхности фундамента менее уверенно, чем Брагинско-Лоевская, главным образом по наличию в центральной части рифта Дорогинского и Августовского выступов, где породы докембрийского фундамента вскрыты на глубинах около 4 км, т. е. почти на 2 км выше, чем они залегают, по данным КМПВ, в Нежинской депрессии. К ним примыкают также Ступаковский, Тростянецкий, Плисковско-Лысогоровский, Гнединцевский и другие выступы фундамента, осложненные (см. рис. 2) Смеловско-Холмским (СХ), Ингулецко-

---

Рис. 1. Геологический разрез земной коры по линии III—III (см. рис. 2) профиля ГСЗ Киев—Гомель. Предварительная интерпретация сейсмических материалов произведена Л. Т. Калужной, геологических — Л. И. Рябчун и В. К. Гавришем

1 — раздел М (подошва земной коры); 2 — сейсмические границы  $K_3$  и  $K_2$ , совпадающие соответственно с поверхностью «базальтового комплекса» коры и поверхностью древней консолидированной коры; 3 — сейсмограница  $K_1$ , приуроченная к поверхности докембрийского фундамента, по данным сейморазведки и бурения; 4 — разломы; 5 — осадочные породы;  $D_2$  — среднедевонские  $C_1$ — $C_2$  — турнейско-среднекаменноугольные,  $Q$ — $P$  — пермско-антропогеновые; 6—9 — верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования (литостратиграфическую расшифровку см. рис. 3); 10 — буровые скважины и их номера. Прогибы (цифры в кружках): 1 — Пакульский, 2 — Раищенский, 3 — Грибово-Руднянский; выступы (цифры в квадратах): 4 — Ведильцевский, 5 — Буровский



Брянским (ИБ), Овручско-Лебединским (ОЛ) и другими разломами (два последних разлома выделены А. И. Недошовенко и др. по результатам дешифрирования аэрокосмических снимков и геофизическим материалам). В Лохвицкой депрессии, пересекаемой Каневско-Белопольским (КБл) разломом, поверхность докембрийского фундамента погружается до 10,5 км.

Полученные в последние годы материалы сейсморазведки и бурения показали, что в полосе пересечения ДДР выделенными ранее [5] сблизженными Болтышко-Обоянским (БО), Криворожско-Комаричским (КК) и Верховцевско-Львовским (ВЛ) глубинными разломами, подтвержденными А. И. Недошовенко и Е. С. Петровой дешифрированием аэрокосмических снимков, а В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым [16] — интерпретацией материалов ГСЗ, по поверхности фундамента четко вырисовывается поперечная Пселско-Ворсклянская седловина (см. рис. 2). В центральной ее части поверхность фундамента воздымается до 8,5 км по сравнению с 10,5 в Лохвицкой и 17,0 км в Карловской депрессиях. Разломы эти пересекают не только ДДР, но также Воронежскую антеклизу, Украинский щит и Причерноморский прогиб. Болтышко-Обоянский (БО) глубинный разлом (см. рис. 2) хорошо совпадает с мантийным разломом Г''' — Г'', который В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов (см. рис. 1 в работе [16]) трассируют вплоть до сейсмически активной зоны Вранча. В ДДВ к этому разлому приурочены мезозойские эффузивы [5], Криворожско-Комаричский (КК) близмеридиональный глубинный разлом, заложенный в протерозое (см. рис. 17 в работе [5]), проявлялся, судя по наличию узкого грабена в районе Комаричей, в рифе (см. рис. 14 в работе [5]), по распространению позднедевонских эффузивов вблизи с. Новотроицкого — в девоне, а по его отражению на аэрокосмических снимках — также в антропогене. Это свидетельствует о длительном сохранении ориентировки и развития поперечных глубинных разломов, осложняющих Пселско-Ворсклянскую седловину.

Следует отметить, что в пределах этой седловины мощность земной коры сокращается до 30 км (см. рис. 1 в работе [16]). На южном продолжении описываемой седловины, на Украинском щите в пределах Криворожско-Крупецкой зоны, ограниченной Криворожско-Комаричским (КК) и Верховцевско-Львовским (ВЛ) разломами, мощность коры возрастает до 55 км. Сокращение мощности земной коры до 30 км в пределах рифта, очевидно, обусловлено влиянием глубинных процессов во время формирования позднедевонского рифта.

Еще восточнее (см. рис. 2) выделяется Донецко-Орельская седловина, входящая уже в состав Западно-Донбасского сегмента, находящегося за пределами рис. 2. Здесь, как и на других седловинах, отсутствуют отложения краматорской свиты, что отражено на рис. 15 в работе [6]. В формировании этой седловины принимают участие Павлоградско-Харьковский (ПХ), Чугуевско-Ореховский (ЧО) и Мангусско-Губкинский (МГ) [5] близмеридиональные и Жмеренско-Старобельский (ЖС) близширотный разломы, выделяемые также В. Б. Соллогубом и др. [19] по данным ГСЗ, и Томаковско-Купянский (ТК) разлом северо-восточной ориентировки, который, как и Болтышко-Обоянский (БО), очевидно, был более активным, чем близмеридиональные разломы, и способствовал накоплению среднеюрских туфогенных образований [5] в пределах рассматриваемой седловины. Здесь поверхность фундамента, по данным М. Г. Манюты и других геофизиков ПГО «Укргеофизика», залегает на глубине примерно 19 км, а по представлениям М. А. Бородулина и В. Б. Соллогуба — еще глубже.

Поэтому, судя по высказываниям В. Б. Соллогуба, в юго-восточной части Волчанско-Бахмутской депрессии (см. рис. 2), как и в Донецком орогене, не остается места для так называемого гранитного слоя и разрез земной коры отличается от описанного ранее для ДДР. В связи с этим Орельско-Донецкую и Донецкую седловины, где поверхность фундамента воздымается до 15 км, видимо, следует исключить из состава ДДВ, а возможно, из состава материкового ДДР [16]. Донецкая седло-

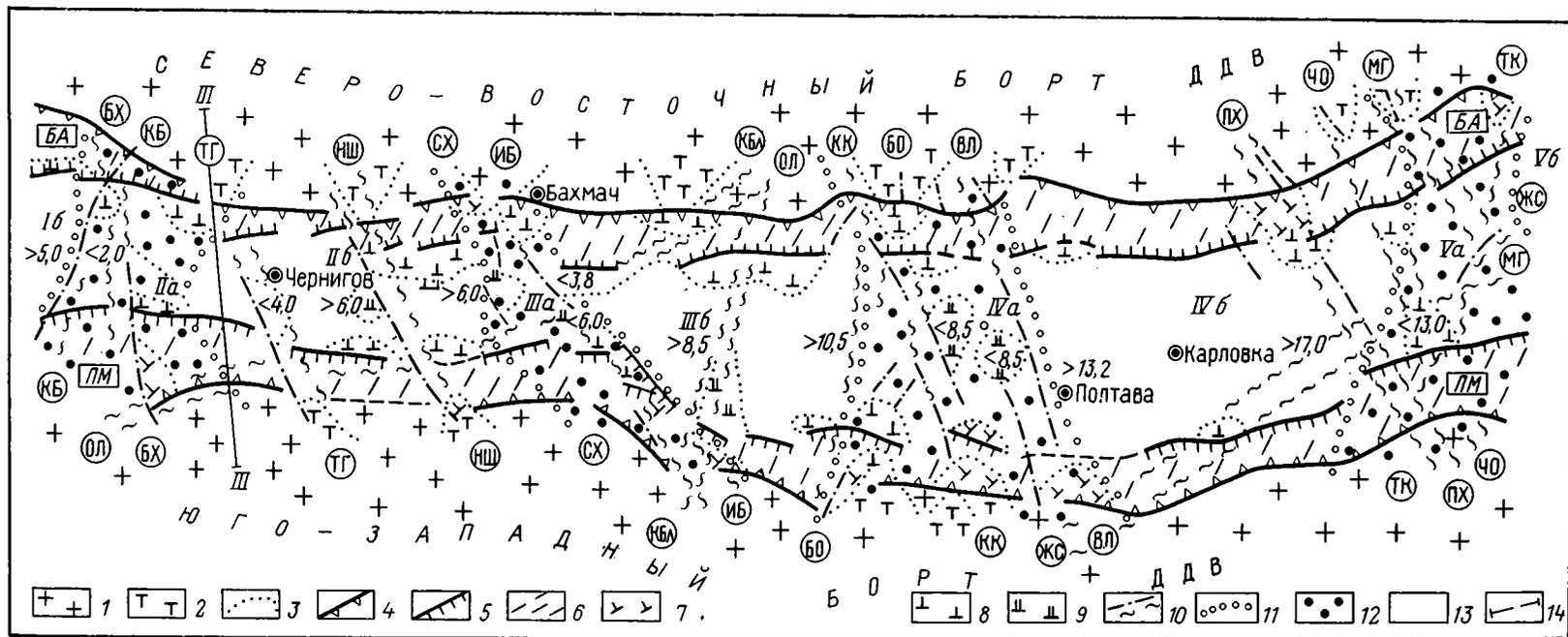


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Днепровско-Донецкой впадины по поверхности докембрийского фундамента. Составил В. К. Гавриш по материалам ПГО «Укргеофизика», «Черниговнефтегазгеология», «Полтаванефтегазгеология»  
 1 — бортовые части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), или «плечи» Днепровско-Донецкого палеорифта (ДДР); 2 — выступы фундамента на бортах ДДВ, 3 — границы тектонических элементов (выступов и прогибов), в апикальных участках которых абсолютная отметка поверхности докембрийского фундамента обозначена на выступах значком менее (<), а в прогибах — более (>), 8 км; 4 — положение главных сбросов (прибортовых разломов) краевых глубинных разломов ДДР; 5 — внутририфтовые разломы Барановичско-Астраханского (БА) и Припятско-Маньчского (ПМ) краевых глубинных разломов ДДР; 6 — внутриразломные мульды, прогибы и ступенеобразные моноклинали; 7 — внутриразломные выступы; 8 — приразломные выступы; 9 — внутририфтовые выступы; 10 — предполагаемые докембрийские глубинные разломы, обозначенные буквами в кружках (названия некоторых из них указаны в тексте); 11 — границы поперечных седловин и депрессий; 12 — поперечные седловины; 13 — депрессии; 14 — профиль ГСЭ Киев—Гомель и КМРВ Сорокошичи — Репки по линии III—III

вина по структурно-вещественным особенностям земной коры и осадочного чехла, литофациальной характеристике каменноугольных отложений, степени их катагенеза, интенсивности (до миогеосинклиналиной) погружения в карбоне, наличию пластов углей рабочей мощности в с. Петровском и в Павлоградско-Новомосковском районах и пр. ближе тяготеет к Донецкому складчатому сооружению, чем к ДДВ и одноименному материковому рифту.

ДДР формировался главным образом в позднедевонскую эпоху в своде Сарматского, или Воронежско-Украинского, щита (ВУЩ), который, судя по распространению досреднедевонских отложений, показанных на рис. 31 в работе [5], имел овальную форму размером примерно  $2000 \times 1000$  км. Ось этого свода и ДДР вытянута в северо-западном направлении по линии Гродно — Мозырь — Полтава — Донецк на расстояние свыше 2500 км. Если исходить из проблематично выделяемого положения сейсмической границы К, показанной на рис. 15 в работе [5], или границы  $K_2$  на рис. 1, то можно предполагать, что абсолютная высота поверхности ВУЩ в предрифейское или в предсреднедевонское время достигала 4—5 км и была близкой к высоте современного Кенийского свода [9].

Исходя из сокращения мощности земной коры от 55 до 30 км в поперечном и от 40 (в Припятском рифте) до 33—30 км в продольном направлениях, а также уменьшения ширины рифта от 175 до 65 км (см. рис. 1 в работе [16]), можно предполагать, что апикальный участок ВУЩ располагался, очевидно, в районе Чернигова — Полтавы. Это полностью согласуется с излиянием магмы в этом районе [11] и моделью астенолита, показанной на рис. 1 в работе [10], где моделируемый грабен обладает минимальной шириной в апикальной сводовой части воздымающегося астенолита, а максимальной, в 2—2,5 раза большей, чем в сводовой части, на ее периклиналях. Это свидетельствует о том, что ДДР формировался на пульсационно [5] воздымающемся своде докембрийского ВУЩ. Воздымание способствовало формированию не только ДДР, но и тесно связанного с ним Припятского рифта, где происходит уменьшение мощности не только всей земной коры, что объясняется в какой-то мере горизонтальным [19] растяжением коры, пластичной в ее нижней части, но и вулканогенно-осадочных пород вендского возраста. Как видно на рис. 32 в работе [5], мощность этих довольно хрупких образований в приосевой части Припятского рифта, расположенного в периклинальной части ВУЩ, сокращается от 1204 м в гороховской скв. 1 на его южном крыле и 961 м в могилевской скв. 1 на северном крыле ВУЩ до 360 м в приосевой части ВУЩ и позднедевонского рифта.

Следовательно, позднедевонский ДДР принадлежит к сводовому материковому типу, по классификации Е. Е. Милановского [12], в котором как сам рифт, так и его «плечи» имеют материковую кору, но под рифтом уменьшенную в мощности (см. рис. 1). Если бы этот рифт формировался за счет существенного горизонтального растяжения плит, разорванных продольным приосевым глубинным разломом, как предполагает Н. Ф. Балуховский [2], то в его приосевой части, подобно Красноморскому рифту (см. рис. 11 в работе [6]), под осадочным чехлом находилась бы океаническая кора. Данные бурения и ГСЗ показывают, что в приосевой части ДДР под осадочным чехлом залегают дорифейские породы с  $V_r = 5,8—6,2$  км/с, а коромантийная смесь с  $V_{пл} = 7,4—7,8$  км/с расположена в пределах палеорифта на глубине свыше 35 км, что видно на рис. 1 в работе [16]. Это дает основание предполагать, что коромантийный слой в пределах палеорифта образовался за счет проникновения по глубинным подкоровым разломам в земную кору мантийного вещества. Как показал анализ вещественного состава, вертикального и горизонтального распространения щелочно-базальтовых вулканогенных пород ДДР, свойственных породам Восточно-Африканского и других рифтов [11], а также осадочных отложений всего Днепровско-Донецкого рифтогена [4, 6], внедрение и излияние мантийного вещества, формирование рифта и всего рифтогена происходило на фоне пульсационного расширения и сжатия подкорового субстрата [5, 12], но, видимо, не всей

Земли, как предполагает Е. Е. Милановский [23], а в пределах зонально распространённого [15] астеносферного слоя, который, очевидно, имел форму выпуклой линзы, простиравшейся на расстояние свыше 2500 км при ширине на больших глубинах местами до 1000 км. На ориентировку этой региональной астенолинзы, по-видимому, оказало влияние напряжение Земли, а на ее формирование — гравитационно-вещественная [15] и другая [17] дифференциация мантии, способствовавшая выведению из нее легких и подвижных веществ. Следствием такой дифференциации, по мнению А. В. Пейве и др. [15], является преобладание восходящих тепловых массопотоков и отсутствие крупных замкнутых конвекционных ячеек, создавших, по мнению А. В. Чекунова [19], поле напряжений, необходимых для образования ДДВ.

Такое длительное, начиная с дорифейского времени, линзовидное поднятие астеносферного вещества приводило к валобразному воздыманию литосферы, сжатию, растяжению и утонению верхних оболочек земной коры, заключенных между разделами  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  и  $M$  (см. рис. 1). Это, в свою очередь, благоприятствовало раскрытию регматической [25] сетки древних сверхглубинных разломов и проникновению по ним горячих астеносферных диапиров в более холодную литосферу [24]. Аналогичный подъем астеносферного слоя и раздела  $M$  отражен на рис. 4 в работе [16]. Разогретая мантия, достигнув сейсмического раздела  $M$ , соответствующего основанию зоны массовой гидратации мантийных пород [15], растекалась в стороны, но не на 400 км, как предполагают Н. А. Логачев и др. [9] под Байкальским рифтом, а очевидно, лишь на первые десятки километров. Это, видимо, способствовало, как показали математические расчеты [6], небольшому горизонтальному растяжению нарушенных продольными синсводовыми глубинными разломами плит земной коры и образованию рифта. Магматические расплавы мантийного происхождения внедрялись в земную кору, застывая в ней в виде трещинных тел относительно тяжелых и магнитоактивных основных пород, как схематически показано на рис. 15 в работе [5], а не в виде широкого тела, как предполагал Н. Ф. Балуховский [2], способствуя образованию коромантийного слоя [16]. Излияние большого объема магмы, о чем будет сказано позднее, также благоприятствовало формированию ДДР без существенного растяжения земной коры. Современный тепловой поток в приосевой части ДДР невысокий. На срезе 1 км [6] он возрастает от  $20^\circ\text{C}$  на Украинском щите,  $28^\circ$  на Воронежской антеклизе,  $10^\circ$  на Полесской седловине и  $30^\circ\text{C}$  в Донбассе, до  $41\text{--}52^\circ\text{C}$  в приосевой части ДДР.

В пульсационном развитии Днепровско-Донецкого рифтогена выделяется 16 парных циклоэпох<sup>1</sup> с затухающей с течением времени продолжительностью от 26 до 17 млн лет [6], что, видимо, обусловлено увеличением со временем массы и размеров Земли и что трудно объяснить только горизонтальным растяжением плит земной коры [2, 19].

Как видно на рис. 3, *а*, среднедевонская циклоэпоха характеризовалась спокойным [14], или синеклизным [7], развитием региона, протекавшим без интенсивных подвижек блоков и значительной вулканической деятельности. Незначительное воздымание выступов, прислоненных к северному краевому глубинному разлому, единичные излияния основной магмы (с. Городище) в конце среднего девона, по-видимому, связаны с небольшим расширением астеносферного слоя и смещением блоков по взаимно пересекающимся глубинным разломам.

После некоторого сжатия астеносферного диапира и накопления на весьма широкой площади маломощных карбонатно-глинистых близких к синеклизным отложений шигровско-семилукского возраста в алатырское время позднедевонской циклоэпохи произошло дальнейшее расширение этого линзовидного тела и новое излияние основной магмы, более интенсивное, чем в среднедевонское время. Однако формировался ли в это время рифт или, подобно Кенийскому рифту [12], магма, выстилая

<sup>1</sup> Ритмичность позднедевонской рифтовой циклоэпохи существенно отличается от ритмичности каменноугольно-антропогенных синеклизных циклоэпох.

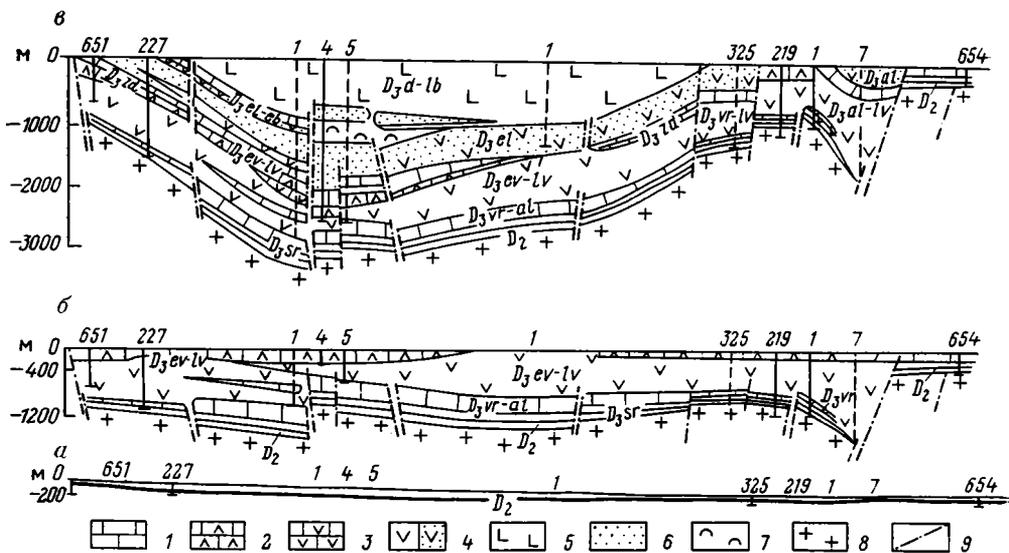


Рис. 3. Схематические палеогеологические профили вкрест простирания ДДР по линии III—III (см. рис. 2) Сорокошичи—Репки:

*а* — к началу осадконакопления верхнедевонских отложений; *б* — к началу осадконакопления фаменских отложений; *в* — к началу осадконакопления каменноугольных отложений. Составили В. К. Гавриш, Е. С. Петрова, Л. И. Рябчун по материалам «Черниговнефтегазогеологии» и «Укргеофизики»

1 — карбонатно-глинистые отложения; 2 — известняки, ангидриты, мергели; 3 — карбонатно-глинистые отложения с туфогенным материалом; 4 — ультраосновные и основные эффузивные (*а*) и эффузивно-туфогенные (*б*) породы; 5 — основные и кислые эффузивно-туфогенные породы; 6 — песчанистые отложения; 7 — осадочные породы среднедевонского ( $D_2$ ), саргаевского ( $D_3sr$ ), воронежско-алатырского ( $D_3vr-al$ ), евлановско-ливенского ( $D_3ev-lv$ ), задонского ( $D_3zd$ ), елецкого ( $D_3el$ ), елецко-лебедянского ( $D_3el-lb$ ), данковско-лебедянского ( $D_3d-lb$ ) возраста; 8 — докембрийский кристаллический фундамент; 9 — разрывы

его дорифтовое дно, покрывала в различной степени пенепленизированные, вплоть до кристаллического фундамента (грибово-руднянская скв. 7 на рис. 3, *б*), участки, сказать пока трудно.

Наиболее интенсивное воздымание и горизонтальное расширение астеносферного диапира, после некоторого сжатия астеносферного тела и накопления карбонатно-глинистых пород воронежско-евлановского возраста, произошло в конце позднефранского времени. Как видно на рис. 3, *б*, в это время образовался рифт, подобный современному Кенийскому [9], в котором накапливалась мощная толща основных пород. Мощность их увеличивалась главным образом в зонах краевых глубинных разломов. Если алатырские эффузивы имели незначительную мощность (90—375 м), а их ориентировочный объем в Деснянском сегменте ДДР (см. рис. 2) составлял 850 км<sup>3</sup>, то ливенские эффузивы, мощностью 835—1000 м и более, покрывали значительную площадь, а их объем в пределах этой территории достигал примерно 3250 км<sup>3</sup>. Осадочные и вулканогенные основные породы этого возраста сменяли друг друга на площади (см. рис. 3, *а*) и по своим петрографическим особенностям [11] сопоставимы с аналогичными образованиями Восточно-Африканской рифтовой зоны.

Извержения магмы происходили, очевидно, как вдоль продольных (см. рис. 2 и 3, *б*), так и поперечных глубинных разломов. Поскольку последние часто имели сбросо-сдвиговый характер, то вблизи них формировались поперечные тектоно-вулканические структуры со свойственными им вулканогенными формациями [11], которые, судя по данным бурения, а также грави- и магнитометрии, иногда распространялись вкрест простирания всего ДДР (см. рис. 3, *а—в*). Они ограничивали, даже во время нисходящих движений региона, доступ морской воды в солеродные бассейны. Такое ограничение одновременно с привнесом по разломам тепла термальных и минеральных вод в условиях аридного

климата, видимо, способствовало накоплению мощных толщ соли в Припятском и других глубоководных [22] солеродных бассейнах. Причем накопление соли происходило синхронно или почти синхронно с извержениями, о чем свидетельствуют данные З. Г. Волошиной [3] о наличии на контакте соли с диабазами в исачковской скв. 4 кальцито-альбитового роговика. Длительный подъем региона в предфаменское время благоприятствовал воздыманию и размыву приподнятых участков как в зонах краевых разломов, так и приосевой части ДДР (см. рис. 3, б), а последующее опускание диапира привело к несогласному залеганию на них глинисто-карбонатных пород задонского возраста (см. рис. 3, в). В конце задонского времени восходящие движения астенолита возобновились, что привело к раскрытию магмоподводящих, главным образом поперечных, глубинных разломов и извержению вблизи них эффузивов и туфов основного состава елецкого возраста. На рис. 3, в видно, что в елецкое время в зоне южного и северного краевых разломов накапливались грубобозернистые флишоидные образования, иногда увеличенной мощности в обособленных грабенах, в которых также осаждалась каменная соль.

Значительное извержение магмы основного и кислого состава (мощностью до 800 м) после небольшого сжатия астеносферного слоя и накопление глинисто-карбонатных пород произошло в позднефаменское время (см. рис. 3, в). Наличие эффузивно-пирокластических образований кислого состава, меньшие мощности, площадь распространения и объем (около 1950 км<sup>3</sup>) позднефаменских вулканитов по сравнению с позднефранскими в Деснянском сегменте ДДР дает основание предполагать, что восходящие движения астеносферного диапира в позднефаменское время были менее четко выражены, чем в позднефранское время, и кислая магма, по-видимому, поступала из коровых магматических очагов (см. рис. 1, 3), так как при таком незначительном расширении астеносферного диапира, очевидно, раскрывались разломы только в верхней приосевой (см. рис. 3, в) части земной коры, сложенной в основном кислыми породами. Ось максимального накопления девонских образований тяготела к южной прибортовой части, смещаясь со временем к северному борту ДДВ, что видно на рис. 29 в работе [6].

В карбоне пульсационные движения в астеносферном диапире, располагавшемся под ДДВ, продолжались, однако преобладали сжатия, что приводило к ритмическому накоплению мощных толщ континентальных и морских пород выдержанной мощности, как правило, лишенных вулканических образований не только в пределах рифта, но и на бортах ДДВ. Пульсационное расширение диапира, но меньшей амплитуды и длины волны, чем на рифтовом этапе развития, приводило лишь к короблению слоев и формированию соляных структур в ДДВ [8] или инверсии геотектонического режима и созданию линейных складок в донбасской части региона, а также образованию региональных или локальных перерывов в осадконакоплении.

Такое периодическое расширение и сжатие астеносферного диапира как на рифтовом, так и синеклизном этапах развития региона и циклическое накопление свойственных им формаций [6] трудно объяснить только с позиции горизонтального растяжения плит земной коры [2, 19]. Пульсационно повторяющиеся движения способствовали формированию сложнопостроенной структуры, в основании которой располагался рифт, а в верхней части синеклиза [5, 13] или миогеосинклиналь [5], превращенная затем в Донецкое складчатое сооружение [20].

Северо-западнее г. Гомеля, на периклинальные части овального свода ВУЩ, воздымающие усилия были менее интенсивными, о чем свидетельствует наличие девонских отложений на бортах ДДВ и рифтового Припятского прогиба, показанных на рис. 1 в работе [7], увеличение мощности земной коры, отсутствие позднедевонских эффузивов и внутриразломных грабенов. Здесь развиты лишь Речицко-Шатилковская и другие продольные ступени, что видно на рис. 4 в работе [18]. Все это свидетельствует о том, что Припятский прогиб не следует включать в состав ДДВ, как предлагают М. В. Чирвинская и др. [20].

Таким образом, в формировании сложной глубинной структуры в основном позднедевонского ДДР и располагающейся на нем каменноугольно-антропогеновой синеклизы или каменноугольной Донбасской многоэпизодической основной роль принадлежала глубинным пульсационно развивающимся процессам в верхней мантии или астеносферном диапире, древним дорифейским и послерифейским глубинным разломам. Магматизм начался до главной фазы рифтогенеза, возможно, еще в рифее [5]. Формирование самого рифта происходило, очевидно, в течение 20—26 млн лет.

#### Литература

1. Айзенберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 41—51.
2. Балуховский Н. Ф. О тектонической природе Днепровско-Донецкой нефтегазосной провинции.— В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1975, с. 186—192.
3. Волощина З. Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 55—75.
4. Гавриш В. К. Роль глубинных разломов в формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена).— Геол. журн., 1965, т. 25, вып. 6, с. 13—23.
5. Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев: Наук. думка, 1969. 226 с.
6. Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазосность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. 160 с.
7. Гавриш В. К., Рябчун Л. И. Генезис и нефтегазосность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 161 с.
8. Гавриш В. К., Шпак П. Ф.— Сов. геология, 1983, № 9, с. 84—94.
9. 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.
10. Лучицкий И. В., Бондаренко П. М.— Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.
11. Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. 176 с.
12. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое. (Проблемы пульсаций и расширение Земли).— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
13. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 11.
14. Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 12—30.
15. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движение в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 6.
16. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с. 3—12.
17. Субботин С. И., Наумчук Г. Л., Рахимов И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 173 с.
18. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 175 с.
19. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
20. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. 178 с.
21. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. 720 с.
22. Яншин А. Л.— Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3—15.
23. Milanovsky E. E. Aulacogene of ancient platforme: problems of their origin and tectonic development.— Tectonophysics, 1981, v. 73, № 1—3, p. 213—248.
24. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Science, 1975, № 189, p. 419—426.
25. Sonder R. A. Discussion of shear patterns of the earth crust discussion by F. A. Vening Meines.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1947, v. 28, № 6, p. 939—945.

Институт геологических наук АН УССР,  
Киев

Поступила в редакцию  
17.IX.1984

В № 1 за 1987 г. журнала «Геотектоника» допущены опечатки.

Стр.	Напечатано	Следует читать
9	для	дна
9	100—1500 кгс/см <sup>2</sup>	1000—1500 кгс/см <sup>2</sup>
18	$E = 1/2 Qw$	$E = \frac{1}{2} Qw$
20	1990 г.; 1929 г.	1900 г.; 1829 г.
60	К. А. Морозов	Ю. А. Морозов

В-485

ВОЛГИНА 13-72

КУРЧАВОВУ

70333

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

Т

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»:

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

**Казанцева Т. Т. АЛЛОХТОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА.** 12 л. 1 р. 80 к.

В книге на основе структурного и формационного анализов устанавливается ведущая роль образования надвигов в формировании структуры и осадочных формаций Уральской складчатой области. Установлены полные формационные ряды, выявлены тектонические условия накопления каждой формации, показана генетическая зависимость магматизма от надвижения.

Издание предназначено для геологов-тектонистов, стратиграфов.

**ОЧЕРКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ.**

18 л. 2 р. 70 к.

В монографии суммированы данные по истории тектонического развития Камчатки с архея до плейстоцена и голоцена. На основе приведенных материалов дана оценка современных геодинамических концепций развития активных континентальных окраин в применении к рассматриваемому региону.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 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. Марата, 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; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.