

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1983

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1983

## СОДЕРЖАНИЕ

Косыгин Ю. А. Главные структурообразующие процессы в коре и их связь с движениями в мантии . . . . .	3
Буланже Ю. Д. Некоторые результаты изучения непривливаемых изменений силы тяжести . . . . .	8
Балакина Л. М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) . . . . .	20
Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зелёнокаменных поясов нижнего докембрия . . . . .	38
Карамата С. Особенности и проявления тектоники плит в областях типа Тетиса	52
Наумов А. Л., Онищук Т. М., Дядюк Н. П., Иващенко А. Е., Киргинцева Г. А., Романенков В. А. Региональные тектонические перестройки и газонасыщенность Западной Сибири . . . . .	67
Гасанов Т. Аб. Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа . . . . .	74
Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Некоторые итоги сравнительного анализа новейшей тектоники Тянь-Шаня и Южной Болгарии . . . . .	84
Щерба И. Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области . . . . .	90

## Критика и дискуссии

Захаров С. А. О генезисе складчатости . . . . .	107
Паталаха Е. И. Ответ на критику С. А. Захарова книги «Генетические основы морфологической тектоники». Алма-Ата: Наука, 1981, 180 с. . . . .	111

## CONTENTS

<b>Kosygin Ya. A.</b> Main structure-forming processes in the crust and their relationship to the movements in the mantle . . . . .	3
<b>Bulanzhe Yu. D.</b> Some results of non-tyde change in gravity . . . . .	8
<b>Balakina L. M.</b> Earthquakes in the Pacific Ocean (distribution and focus processes)	20
<b>Sivoronov A. A., Malyuk B. I.</b> Metamorphous volcanic formations and tectonical nature of greenstone Lower Precambrian belts . . . . .	38
<b>Karamata C.</b> Peculiarities and manifestations of plate tectonics in the areas of the Tethys type . . . . .	52
<b>Naumov A. L., Onishchuk T. M., Dyadyuk N. P., Ivashchenko A. E., Kirgintseva G. A., Romanenkov V. A.</b> Regional tectonic reconstruction and gas fields of West Siberia . . . . .	67
<b>Gasanov T. A.</b> , Paleogene olistostromes on the Lesser Caucasus . . . . .	74
<b>Makarov V. I., Spiridonov Kh. B.</b> Some results of correlation between recent tectonics of the Tien-Shan and South Bulgaria . . . . .	84
<b>Shcherba I. G.</b> Cenozoic olistostromes in the Alpine foled area . . . . .	90

## Discussions

<b>Zakharov S. A.</b> On genesis of folding . . . . .	107
<b>Patalakha E. I.</b> Answer to S. A. Zakharov's criticism on the book «Genetic basement of morphological tectonics». Alma-Ata; Nauka, 1981, p. 190 . . . . .	111

*Адрес редакции*

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

УДК 551.24

КОСЫГИН Ю. А.

## ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В КОРЕ И ИХ СВЯЗЬ С ДВИЖЕНИЯМИ В МАНТИИ

Представления о мантийных процессах обычно формируются на основе наблюдений в приповерхностной зоне Земли. Эти представления всегда гипотетичны, и поэтому обратный путь объяснения мантийными процессами приповерхностных геологических, в том числе структурообразующих коровых процессов, не дает никакого нового знания. Геофизические наблюдения хоть и дают представления о физических свойствах мантии и их распределении в ней, однако не всегда могут однозначно трактоваться в геологическом (горнопородном, геохимическом) смысле.

В докладе затрагивается коренной геологический вопрос в философско-методологическом плане. Это значит, речь пойдет не о решении поставленных вопросов, а о подходах к этому решению, о тех путях, которые могут быть приняты в наших исследованиях и размышлениях, о роли научных и рабочих гипотез и в известной мере о научной этике. Философия означает любовь к знанию и в этом слове в удивительно концентрированной форме дано выражение единства интеллектуальной и эмоциональной стороны в научном поиске.

Все наши размышления определяются необходимостью решения конкретных задач, которые стоят сейчас перед тектонистами.

Мне думается, что таких задач три: а) исследование глубоких недр (расширение фронта поисков полезных ископаемых на глубину, геофизика); б) геологическое (тектоническое) картирование: разработка методов повышения его эффективности (эта задача особенно актуальна в связи со слабой изученностью ряда областей СССР); в) фундаментальные (т. е. общие теоретические) задачи осмысливания данных, полученных в приповерхностном слое Земли, для суждения о глубинных процессах и в конечном счете о строении Земли в целом и ее происхождении. Эти научные гипотезы, хотя их и может быть очень разнообразное множество, возвращаются к нам и дают нам ориентировку в наших конкретных научных и практических поисках в сфере нашего обитания.

Выделим три вопроса: во-первых, вопрос о структурообразующих процессах в коре, во-вторых, о движениях в мантии, и, в-третьих, о путях и возможностях установления связей между первыми и вторыми.

1. Решение вопроса о структурообразующих процессах в коре осуществляется непосредственным изучением горных пород, их залеганий и дислокаций, использованием принципов механики (распределение напряжений, физические и реологические свойства горных пород, предполагаемые механизмы, проверка этих предполагаемых механизмов по непротиворечивости их законам механики) и актуализма (современные движения, приложение данных об измеряемых реологических свойствах новейших уплотненных горных пород и осадков к предполагаемым по распространенной аналогии свойствам древних пород). При подобного рода заключениях по аналогии надо принимать во внимание экспериментальные данные по прочности горных пород, их реологическим свойствам, возможным химическим реакциям в них, минералообразованию, изменению минералогического состава, структуры и физических свойств при аномальных давлениях и температурах.

Здесь надо подчеркнуть, что структурообразующие процессы нельзя сводить к одной механике; в них участвуют осадко- и слоеобразование, денудация, воздействие тепла, процессы метаморфизма и магматиз-

ма. Эти и другие факторы накладывают свой отпечаток, а иногда и определяют в основном тип образующихся тектонических форм и структур. Но опять же фундаментом в суждениях о роли этих процессов и о самих этих процессах служит изучение горных пород, их состава, структур, дислокаций и т. д.

Для суждений о процессах и механизмах очень важны экспериментальные исследования, имитирующие природные процессы. Для вовлечения результатов экспериментов в выводы о структурообразующих процессах опять же необходимо использование принципа актуализма.

Здесь надо сказать о множественности механизмов складкообразования, образования разломов и т. д., а также о возможной неоднозначности решений о механизме и ходе структурообразующих процессов.

Тем не менее широкое использование в таких построениях фактического материала (исследование горных пород, экспериментальные данные) и таких четких принципов, как принципы актуализма и точных наук, делают такие построения весьма вероятными и приближают их к классу эмпирических обобщений. Мало того, представления о структурообразующих движениях проверяемы и всегда может быть предложен комплекс реальных исследований для их проверки, подтверждения или опровержения. То-есть многие из гипотез о структурообразующих движениях (их кинематике и механике) могут быть отнесены к классу рабочих гипотез.

Разработка представлений о структурообразующих процессах важна для всей практики геологоразведочных работ по нескольким причинам:

Во-первых, решение вопроса о генезисе структурных форм позволяет судить о возможном их распространении по латерали и, если с этими структурными формами связаны некоторые типы залежей полезных ископаемых, о направлениях поисков полезных ископаемых.

Во-вторых, таким же образом возникает возможность суждения о распространении структурных форм на глубину, что позволяет ориентировать поиски глубоко расположенных рудных, нефтяных или иных залежей.

В-третьих, возникает возможность суждения о закономерностях изменения характера структурных форм по латерали и вертикали, с чем могут быть связаны и предположения об изменениях типов, размеров и т. д. залежей полезных ископаемых в этих направлениях.

В первом и втором случаях речь идет о закономерностях размещения структурных форм того или иного типа, в третьем — о закономерностях их изменений.

2. Суждения о движениях и других процессах в мантии, т. е. в геосфере, охарактеризованной скоростями упругих волн в некотором принятом в существующих определениях мантии их диапазоне, формируются совершенно иначе.

Горных пород (или иного вещества), находящихся на глубинах мантии, никто не видел и не исследовал. Правда, некоторым горным породам иногда приписывается принадлежность в мантии. Так, некоторые ксенолиты считаются вынесенными из мантии, некоторые породы морского дна считаются мантийными. Однако это не всегда строго доказывается.

Например, в одной из книг, посвященных Филиппинскому морю, написано так: «Впервые в мировой практике в пределах котловины установлен полный разрез океанической коры, в основании которого залегают лерцолиты, выше сменяющиеся габброидами и толеитовыми базальтами». А на самом деле наблюдения проведены в четырех отрывочных точках драгирования, растянутых в отрезок от 200 до 350 м длиной. Петрографическая информация мала. Поднимались преимущественно глинисто-алевритовые осадки с единственным образцом шпинелевого лерцолита и редкими обломками габбро и диабазы. Эти четыре отрывочные точки не представляют, конечно, никакого «полного разреза». Если же речь идет о геофизической коре, то никаких данных о ее полном раз-

резу тоже нет, потому что все точки (или отрезки, вдоль которых протягивались драги в Филиппинском море) располагаются только в пределах всего лишь первого сейсмического слоя. Все это вызывает лишь глубокое недоумение. Аналогичные высказывания о «полном разрезе коры» для других участков Тихого океана, для Индийского и Атлантического океанов основаны также на отрывочных наблюдениях, дающих право на построение гипотез, но не дающих права на уверенные и окончательные выводы.

По аналогии с породами морского дна некоторые породы континентов также считаются мантийными (офиолиты). Некоторые излившиеся породы (базальты) связываются с мантийными источниками; это очень вероятно, но и в этом смысле сами породы эти формируются на поверхности Земли.

Отдавая дань уважения всем гипотезам о принадлежности тех или иных пород к мантии, укажем все же, что вопрос этот остается открытым и мы пока не можем уверенно и непосредственно изучать горнопородный состав мантии. Тем более, мы никогда не можем непосредственно наблюдать ни последовательности пород, ни структурных форм мантии, что исключает использование принципа актуализма к исследованиям движений и процессов в мантии. В равной мере с позиции того же принципа мы не можем применять законы механики к разработке представлений о возникновении и развитии каких-либо конкретных структурных форм в мантии по той причине, что самих-то этих форм мы и не видели и не знаем.

3. Перейдем теперь к вопросу о связи структурообразующих движений в коре с мантийными процессами. Суждения о движениях и процессах в мантии основываются только на данных, получаемых в близповерхностных зонах Земли, экспериментах, геофизических наблюдениях, исследованиях некоторых экзотических пород, гипотетически связываемых с мантией, т. е. **косвенных данных**.

Геофизические данные дают нам непосредственное представление о геофизических полях, но лишь **косвенные и гипотетические** представления о горнопородном или химическом составе мантии. Эти представления о составе и процессах в мантии вытекают, в частности, и обязательно из реконструируемых нами процессов структурообразования в коре. Так, например, одни геологи на основании геологических наблюдений, истолкования линейных магнитных аномалий и сейсмометрических данных делают вывод о горизонтальном смещении крупных плит, и отсюда идет логически оправданное умозаключение о **конвективных течениях**, а другие геологи, делающие из своих наблюдений (в том числе геофизических и геохимических данных) вывод о ведущей роли вертикальных структурообразующих движений, приходят к заключению о преобладании в мантии вертикальных же перемещений, связанных с неоднородно распределенной и неравномерно протекающей **гравитационной дифференциацией** вещества планеты. Само собой разумеется, что в рассуждениях о возможных движениях и процессах в мантии вовлекается разнообразный геофизический, геохимический и экспериментальный материал, а также закладываются различные гипотезы, например о распределении температур и давлений с глубиной, о вязкости и других реологических свойствах в мантии и т. д.

Следовательно, если так или иначе формулируются представления о движениях и процессах в мантии, то в этих представлениях уже **заложены** гипотезы о связи их со структурообразующими процессами в коре. Поэтому обратный ход рассуждений от мантийных процессов (**область научной гипотезы**) к структурообразованию в коре (**область эмпирических обобщений и рабочих гипотез**) не может внести никакого нового знания о связи структурообразования в коре с процессами в мантии. Заметим при этом, что хорошо разрабатываемые научные гипотезы о глубинном строении Земли и процессах в мантии являются важным стимулом и ориентиром в проводимых нами конкретных исследованиях. Поэтому неправильно было бы считать, что научные гипотезы вообще

бесполезны. Их скорее можно сравнить с маяками на пути развития научного познания Земли.

В некоторых случаях как будто бы представляется возможным непосредственно судить о связи движений мантии с движениями в коре. Я имею в виду крупные неотектонические поднятия над участками «разуплотненной мантии». Здесь все получается очень логично. Разуплотнение мантии представляется вполне бесспорным. Однако надо иметь в виду, что и в этом случае совершенно не ясно — какое вещество превращается в какое вследствие разуплотнения. Мы располагаем только геофизическими данными и оперируем только скоростями и плотностями, но отнюдь не самим веществом (в его горнопородном или химическом выражении). Мало того, мы принимаем гипотезу о наличии однозначной функциональной зависимости скорости и плотности. Однако мы уже убедились, что это может быть далеко не так. При исследованиях в различных районах Дальнего Востока и Сибири оказалось, что при выравнивании и примерно одинаковых глубинах залегания поверхности  $M$  (что хорошо увязывалось бы с представлением о плоском и горизонтальном залегании толщ в низах коры) гравиметрия дает картину неравномерного распределения масс по их плотности, расположения центров гравитирующих масс на различных уровнях, частично превышающих глубины поверхности  $M$ . Это в переводе на геологический язык могло бы означать весьма «неспокойные» структурные условия с наличием ряда значительных поднятий и опущенных блоков. Здесь нет прямой корреляции между сейсмометрическими и гравиметрическими данными и создается впечатление, что волновые границы формируются вне отчетливой связи с горнопородными границами, хотя полностью такую связь нельзя отрицать, и она в какой-то степени должна сказываться на поведении волновых границ.

Отметим, что сказанное касается метаморфической оболочки Земли, а в пределах «рыхлых» неглубоко залегающих толщ нефтеносных бассейнов корреляция между скоростями, плотностями и литологическим составом весьма велика, но книзу, к сожалению, она исчезает.

Резюмируя этот пример, скажем, что в умозаключения о связи структурообразования в коре (неотектонические поднятия) и движений в мантии («разуплотнения мантии») включаются по крайней мере две кардинальные научные гипотезы — во-первых, предположение о высокой коррелируемости скоростных и плотностных характеристик, во-вторых, допущение того, что вещество, плотность которого опосредовано определена по сейсмическим данным, не изначально было таким, а пришло в современное свое состояние посредством процесса разуплотнения. Обе гипотезы нуждаются в проверке и корректировке, хотя связь между разуплотнением мантии и неотектоническими поднятиями представляется вполне очевидной. Однако вспомним, сколько вполне «очевидных» представлений в науке оказывались ложными при последующих исследованиях или открытиях. Например, понижение скоростей здесь может быть связано не только с изменениями плотности, но и с изменениями температур, а причина неотектонического поднятия может заключаться не в «разуплотнении мантии», а в более общем и более глубинном явлении, обуславливающем поднятие некоторого блока в целом, а также при этом его разогревание и другие изменения.

Приведенные два примера понимания связи структурообразующих движений в коре с движениями и процессами в мантии — плитный и вертикальный — принадлежат к огромному, практически бесконечному множеству различных вариантов, и поэтому их нельзя считать альтернативными. «Лес гипотез», связывающих нас с представлениями о мантии, очень велик и густ и часто уподобляется непроходимым дебрям. Однако в благородном стремлении к познанию тайн природы это не должно нас смущать. Мы должны разрабатывать и свободно обсуждать различные построения, касающиеся глубин Земли. Мы должны эти представления подкреплять или опровергать, не игнорируя малейших новых фактических данных, независимо от их специализации. Это поведет к развитию

нашего общего знания о глубинах Земли. Различные позиции ученых, притираясь друг к другу, будут способствовать развитию общего прогресса, поискам дальнейших путей исследования.

Мы должны иметь в виду, что блуждая в лесу гипотез, мы не топчемся на месте, а стремимся к истине. Наша работа с научными гипотезами необходима — она освещает пути проникновения человека к глубоким недрам Земли в практических целях. Надо только иметь в виду, что все мы вовлечены в огромную коллективную работу, для успеха которой нужна осмотрительность и такт, кооперация, а не конфронтация. Путник, прочно сидящий в седле своей гипотезы, рискует сбиться с пути, нужна гибкость. Не надо сражаться друг с другом с неустрашимостью и отвагой рыцарей короля Артура. Надо спешиться, отбросить в сторону копыя, снять латы и спокойно обсуждать общее дело с самых разнообразных точек зрения. Мне думается, что это самый правильный путь к созданию фундаментальных основ науки о Земле.

Институт тектоники и  
геофизики  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
7.II.1983

---

УДК 50.831.01

БУЛАНЖЕ Ю. Д.

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕПРИЛИВНЫХ  
ИЗМЕНЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

Дан обзор результатов изучения неприливых изменений силы тяжести за период времени с 1935 г. по настоящее время, на основании которого автор приходит к выводу, что пока нет достоверных данных о глобальных изменениях силы тяжести из-за недостаточной точности и продолжительности рядов наблюдений. Если изменения и существуют, то они малы и не превосходят нескольких мкгал в год. Установлено изменение силы тяжести в Севре на величину порядка 50 мкгал за время с 1969 по 1977 г. На пунктах Потсдам, Москва, Новосибирск отмечено синхронное изменение силы тяжести квазипериодического характера с амплитудой порядка 20 мкгал и периодом около 7 лет. Хорошо фиксируются изменения силы тяжести, вызываемые совокупностью явлений, претворяющих или сопровождающих извержение вулканов.

Изучение вековых, или, как теперь принято называть, неприливых изменений силы тяжести, является одной из важнейших проблем современной гравиметрии, тесно связанной с решением задач глобальной геодинамики. Быстро развивающиеся исследования в этой области выдвигают требования точных знаний об изменениях силы тяжести во времени как регионального, так и глобального характера.

Изучение изменений гравитационного поля Земли во времени имеет большое познавательное значение для многих разделов естествознания, таких, как физика, небесная механика, астрометрия, геодезия, геология, геофизика.

Так, стремительное развитие спутниковой геодезии, сопровождающееся быстрым повышением точности определения координат пунктов на земной поверхности, приводит к необходимости иметь данные о возможном перемещении центра масс Земли в системе координат, закрепленных на литосфере. Эта задача может быть решена путем совместного изучения глобальных изменений силы тяжести и высот земной поверхности.

Непрерывно возрастающая точность физических эталонов, величина которых определяется через величину силы тяжести, требует точных знаний об изменениях силы тяжести в точке, где этот эталон находится.

Возрастающие требования к метрологическому обеспечению относительных определений силы тяжести, когда стандартизация шкал гравиметров производится преимущественно на эталонных гравиметрических полигонах, в свою очередь требует точного ответа на вопрос о стабильности эталонных значений величины силы тяжести на этих полигонах.

Изучение глобальных изменений силы тяжести во времени в сочетании с данными о неравномерности вращения Земли и другими явлениями геодинамического характера может дать новую информацию о физических свойствах земной коры, мантии, процессах, протекающих в недрах Земли.

В Институте физики Земли Академии наук СССР первые работы по изучению неприливых изменений силы тяжести были начаты в 1935 г. Импульсом к их постановке послужили довольно большие, достигающие десятков мгал, расхождения между повторными определениями силы тяжести на Кавказе и в Средней Азии [1].

С целью экспериментальной проверки этих результатов Н. Н. Парийским и автором этой статьи были проведены повторные маятниковые измерения силы тяжести на Центральном Кавказе. В результате анализа, выполненного Н. Н. Парийским, было установлено, что эти расхожде-

ния являются главным образом результатом накопления ошибок измерений. Если же изменения силы тяжести во времени и существуют, то они не могут превосходить нескольких десятых долей мггал в год [10].

Существовавшая тогда маятниковая аппаратура не обладала точностью, способной зарегистрировать изменения силы тяжести такой величины. Поэтому возникла необходимость в разработке новых средств измерений и методов, которые могли бы существенно повысить точность определений силы тяжести. Однако разразившаяся Великая Отечественная война надолго прервала эти работы и вернуться к ним представилась возможность только в 50-х годах.

Теоретическое обоснование возможных изменений силы тяжести глобального характера, как известно, было дано во многих работах проф. Барта. Они основывались на возможном перемещении ядра Земли относительно ее оболочек. При этом высказывались соображения о возможных значительных изменениях силы тяжести во времени (до 0,5 мггал/год) в районах больших аномалий, отражающих, по его мнению, асимметрию ядра Земли. Однако эти предположения не получили ни теоретического, ни экспериментального подтверждения.

Расчеты, выполненные Н. Н. Парийским [31], показали, что если изменения силы тяжести связаны с процессами, вызывающими неравномерность вращения Земли, то они могут достигать первых десятков мкгал в год. Аналогичные расчеты были выполнены Линдером [26]. Влияние деформаций, происходящих внутри Земли, на величину силы тяжести на ее поверхности были оценены Вальшем [37]. Они оказались небольшими.

Оценка возможных изменений величины силы тяжести, вызванных перестройкой земной коры, приводит к величинам порядка всего лишь 0,05 мкгал/год [12]. Влияние годового и чэндлеровского движения полюсов Земли вследствие свободной нутации в средних широтах может достигать нескольких мкгал [16].

Перемещение масс, вызываемых суммой геодинамических явлений, может привести к перемещению центра масс Земли на величину порядка 10 мм, что в свою очередь может привести к изменению силы тяжести на поверхности Земли на величину порядка 2—3 мкгал в год [33, 34]. Однако эти расчеты весьма приближенны и требуют существенного уточнения. Для этого необходимо проведение как более детальных теоретических расчетов, так и глобальных наблюдений за изменениями гравитационного поля Земли с одновременным определением вертикальных движений земной поверхности.

Сезонные изменения уровня Мирового океана могут вызвать смещение центра масс Земли, что в свою очередь приведет к глобальным изменениям силы тяжести на земной поверхности до 0,6 мкгал [33]. Глобальные перемещения атмосферных масс могут привести к изменениям силы тяжести до 1,3 мкгал [34].

Теоретические оценки влияния кратковременных и сезонных перемещений атмосферных масс как регионального, так и местного характера позволяют предполагать, что возмущения гравитационного поля, вызванные этими явлениями, могут достигать 15—20 мкгал и должны учитываться при изучении глобальных изменений силы тяжести [6].

В мировой литературе имеется много сообщений о повторных измерениях силы тяжести [3]. Однако из-за недостаточного метрологического обеспечения этих измерений большая часть из них не может быть сопоставима. В то же время их авторы отождествляют полученные расхождения с изменениями гравитационного поля Земли во времени. Такие экспериментальные оценки нередко расходятся на два порядка и более. При этом следует иметь в виду, что до самого последнего времени все определения силы тяжести производились относительными методами, которые принципиально не могут обнаружить изменения глобального характера.

Теоретические оценки, основанные на рассмотрении различных моделей Земли под воздействием на них как эндогенных, так и экзогенных

факторов, также существенно различаются.

Из всего сказанного следует, что проблема изменчивости гравитационного поля Земли во времени достаточно сложна и для ее решения необходимо развитие как теоретических, так и экспериментальных исследований. Поэтому каждый новый результат, указывающий на изменение или стабильность силы тяжести во времени, должен быть тщательно обоснован, в первую очередь с точки зрения метрологического обеспечения измерений.

Рассмотрим некоторые результаты экспериментальных исследований изменений силы тяжести во времени с целью оценки возможной их величины. Многократные гравиметрические связи Москвы с Потсдамом и повторные измерения, проведенные по трассам: Потсдам, Рига, Москва, Свердловск, Чита, Тахтамыгда, Петропавловск-Камчатский и Потсдам, Тбилиси, Ашхабад, Балхаш, Алма-Ата, Ташкент, Душанбе показали, что все полученные изменения много меньше ошибок их определения, и если изменения силы тяжести и имели место, то они не превосходят 0,02 мгал в год. Эти результаты подробно изложены в [2], и нет необходимости их пересказывать.

В 1958 г. силами Института физики Земли АН СССР были сделаны высокоточные определения силы тяжести в Восточной Европе, используя Потсдамскую систему. Позже, в 1968 и 1974 гг., эти измерения были повторены в рамках работ Международной гравиметрической экспедиции, организованной Комиссией академий наук социалистических стран по комплексной проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ) совместно с геодезическими службами этих стран.

В результате сопоставления данных, полученных во время этих трех измерений, было установлено, что изменения силы тяжести на пунктах: Таллин, Варшава, Краков, Прага, Будапешт, Бухарест и София по отношению к Потсдаму малы, меньше ошибок их определения, и если они существуют, то не могут превосходить нескольких мгал в год [14] (рис. 1).

На территории Фенноскандии были проведены исключительно интересные работы по изучению изменений силы тяжести и их связи с вертикальными движениями земной коры. Первый траверз полигона протяженностью порядка 1200 км был проложен от берегов Атлантического океана до восточной границы Финляндии. Позже были проложены севернее еще два траверза широтного направления, пересекающие территории Швеции и Финляндии. При проведении этих измерений весьма тщательно учитывались самые различные факторы, могущие исказить показания гравиметров. Особое внимание уделялось исследованию шкал приборов. Для возможно полного исключения их ошибок пункты для измерений выбирались так, чтобы разности значений силы тяжести между смежными точками не превышали 0,5 мгал. Применяя такие рафинированные методы измерений, удалось фиксировать изменения силы тяжести вдоль всех траверз со средней ошибкой порядка  $\pm 2 \div \pm 3$  мгал. Несмотря на столь высокую точность измерений, уверенных данных об изменениях силы тяжести получить не удалось. Не удалось однозначно установить корреляционную зависимость между изменениями силы тяжести и изменениями высот [25].

В конце 60-х годов в области инструментальной гравиметрии произошел огромный скачок. Были созданы принципиально новые приборы — абсолютные лазерные баллистические гравиметры, обладающие весьма высокой точностью. Профессором А. Сакумой в Севре был создан первый такой стационарный баллистический гравиметр, д-ром Дж. Фаллером в США — транспортабельный абсолютный гравиметр. Аналогичный прибор был разработан и построен в Институте автоматики и электротехники Сибирского отделения Академии наук СССР. Несколько позже был создан транспортабельный абсолютный гравиметр в Италии. В последнее время появились сообщения о создании подобных приборов в Японии и КНР. Все это создало новые возможности для более эффективного изучения неприливных изменений силы тяжести.

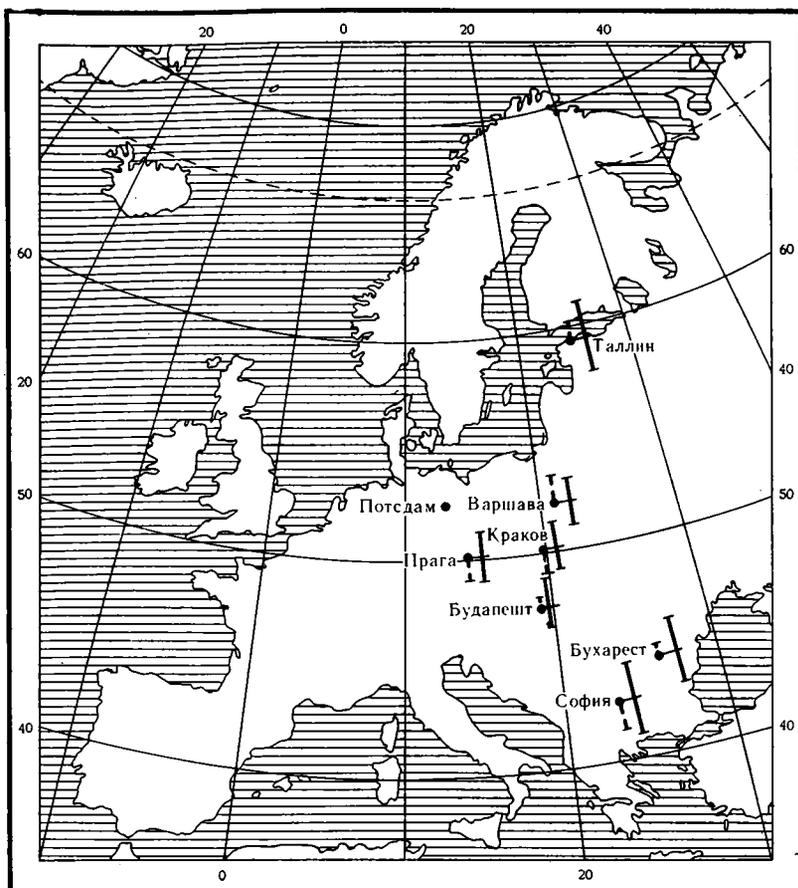


Рис. 1. Относительные измерения силы тяжести в Восточной Европе, полученные из повторных определений, выполненных в 1974 и 1978 гг.

Начиная с 1967 г., проф. А. Сакумой в Севре стали систематически проводиться определения абсолютной величины силы тяжести его стационарным гравиметром. Эти данные и результаты абсолютных определений, полученные прибором Дж. Фаллера, были использованы для установления нуля системы IGSN-71. При уравнивании измерениям в Севре был придан большой вес, и практически нуль этой системы базируется на определениях проф. А. Сакумы, выполненных в 1968—1969 гг.

К сожалению, проф. А. Сакума крайне скупо сообщает о результатах своих измерений. Поэтому на рис. 2 приведен график изменений силы тяжести в Севре, относящийся к началу 1973 г. Из этого графика следует, что принятое значение нуля системы IGSN-71 относится к минимальному значению величины силы тяжести для Севра в интервале времени с 1968 по 1973 г.

Работы по изучению неприливных изменений силы тяжести с советским абсолютным гравиметром ГАБЛ были начаты в 1976 г. За истекшее время были проведены многократные повторные определения на пункте Лёдово, в Новосибирске, в 1976, 1978 и 1980 гг. в Потсдаме, на пяти пунктах на Австралийском континенте, в Тасмании, Папуа-Новой Гвинее, сделаны три измерения в Сингапуре, на двух пунктах в Финляндии.

В 1977 и 1981 гг. в Севре было сделано сравнение ГАБЛ с прибором проф. А. Сакумы и прибором, принадлежащим Институту метрологии им. Дж. Колонетти в Турине. Эти измерения дали хорошее согласие между собой (все расхождения лежат в пределах 5 мкгал), но полученная при этом величина силы тяжести оказалась на 48 мкгал больше, чем приведенная в каталоге пунктов системы IGSN-71.

Аналогичные результаты были получены для Потсдама (+48 мкгал), Хельсинки (+28 мкгал) и Лёдова (+62 мкгал). Поражает согласие этих измерений. Их разброс составляет всего лишь 34 мкгал при средней величине этой разности  $+48 \pm 7,8$  мкгал (рис. 3).

Такие расхождения могли возникнуть в результате двух причин: смещения нуля системы IGSN-71 или изменения силы тяжести на одну и ту же величину на всех четырех пунктах, вызванного какими-то глобальными причинами. Более вероятной причиной, видимо, является первая, поскольку в период создания системы IGSN-71 (1969 г.) в Севре наблю-

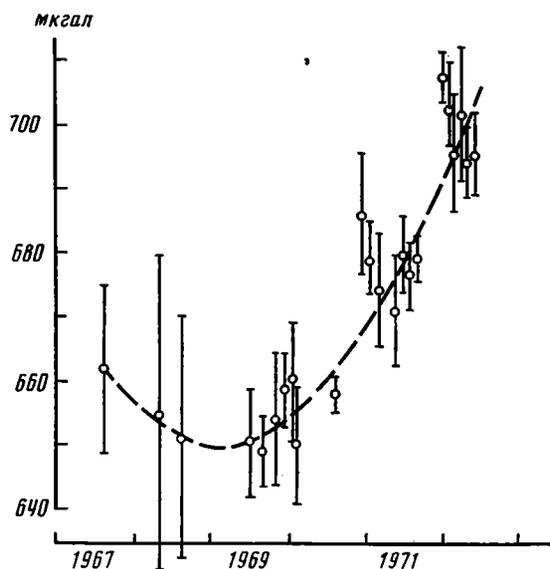


Рис. 2. Изменения силы тяжести в Севре (по данным проф. А. Сакумы)

далось минимальное значение величины силы тяжести, которое к 1972 г. возросло на 50 мкгал. Позже, по сообщениям проф. А. Сакумы, оно существенно не менялось.

Причина такого большого изменения силы тяжести в Севре пока не установлена. Оно может быть либо следствием накопления систематических ошибок измерений, либо результатом влияния изменений гидрогеологических условий в районе пункта наблюдений. Однако факт увеличения силы тяжести в Севре за период времени с 1969 по 1977 г. на 45 мкгал является бесспорным.

Теперь рассмотрим результаты повторных определений силы тяжести на пунктах Потсдам, Лёдова, Новосибирск. Предварительный анализ этих наблюдений показал, что в интервале времени с 1975,2 по 1978,0, когда наблюдались максимальные скорости изменений силы тяжести, изменения на этих пунктах оказались практически одинаковыми. Для Потсдама была получена скорость  $-10,0 \pm 5,7$  мкгал в год, для Лёдова  $-11,1 \pm 2,4$  мкгал в год и для Новосибирска  $-9 \pm 3,0$  мкгал в год, а в среднем  $-10,0 \pm 2,3$  мкгал в год.

Эти результаты позволили полагать, что изменения силы тяжести на этих пунктах происходят синхронно и с одинаковой амплитудой. Для того чтобы располагать большим числом данных при их статистическом анализе, измерения, сделанные на пунктах в Потсдаме и Новосибирске, были приведены к Лёдову. Поскольку разности значений силы тяжести между Лёдовым и Потсдамом, а также между Лёдовым и Новосибирском хорошо известны, то это редуцирование было выполнено без потери точности. Результаты всех выполненных измерений, приведенных к Лёдову, даны на рис. 4.

На этом графике можно видеть, что в интервале времени 1975,2—1982,1 изменения силы тяжести в первом приближении могут быть ап-

проксимированы как квазипериодические с периодом порядка 7—8 лет и амплитудой около 20 мкгал. Реальность такого предположения хорошо подтверждается статистически. Если всю совокупность измерений в Лёдово, включая наблюдения в Потсдаме и в Новосибирске рассматривать как случайное распределение погрешностей, то ошибка единицы веса будет  $\pm 11,2$  мкгал. Эта же ошибка, вычисленная по остаточным отклонениям от аппроксимирующей кривой, получается равной  $\pm 7,8$  мкгал и хорошо совпадает с величиной средней ошибки, полученной другими способами.

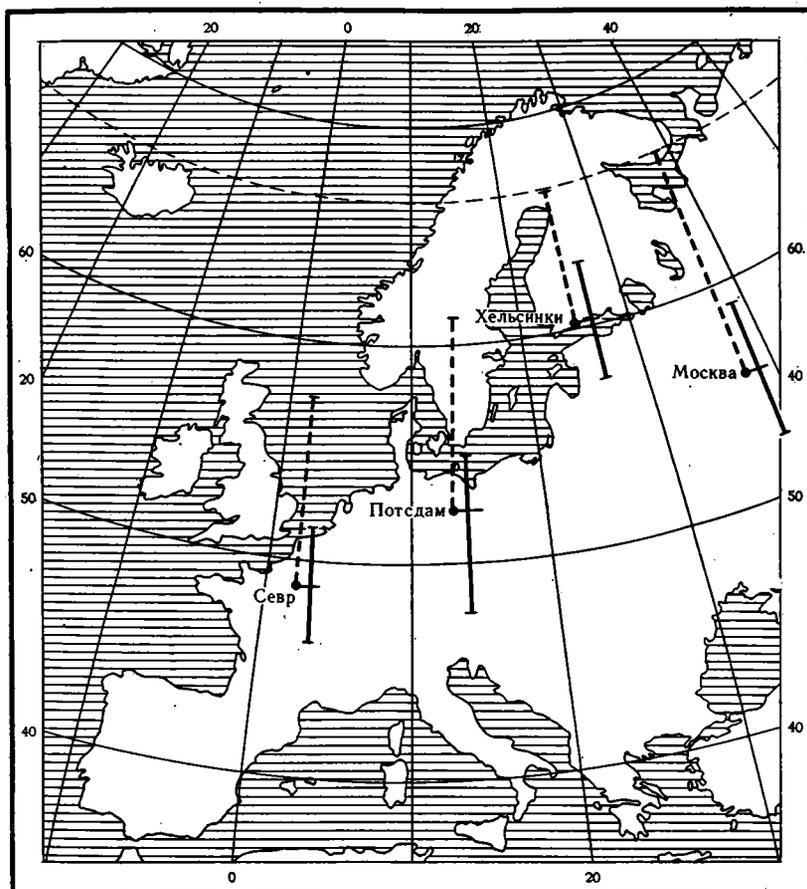


Рис. 3. Изменения силы тяжести на пунктах Севр, Потсдам, Хельсинки и Лёдово по измерениям гравиметром ГАБЛ

Аналогичная картина, как это было видно на рис. 2, наблюдалась проф. А. Сакумой в Севре в интервале времени с 1967 по 1973 г. Тогда им было зарегистрировано квазипериодическое изменение силы тяжести примерно с таким же периодом, но несколько большей амплитудой—порядка 25 мкгал. Проф. А. Сакумой это явление рассматривалось как явление чисто местного характера. Изменения же, полученные с помощью гравиметра ГАБЛ, наблюдались вдоль линии протяженностью более 5000 км, что впервые позволяет сделать вывод о глобальном характере наблюдавшихся изменений силы тяжести или по меньшей мере как о явлении, охватывающем значительную часть Евразии на широте, близкой к  $56^\circ$ .

Очевидно, что проведенных наблюдений явно недостаточно для определения и периода и амплитуды обнаруженного явления. Поэтому наблюдения за изменениями абсолютной величины силы тяжести необходимо продолжать на прежних пунктах, дополнив их измерениями абсолют-

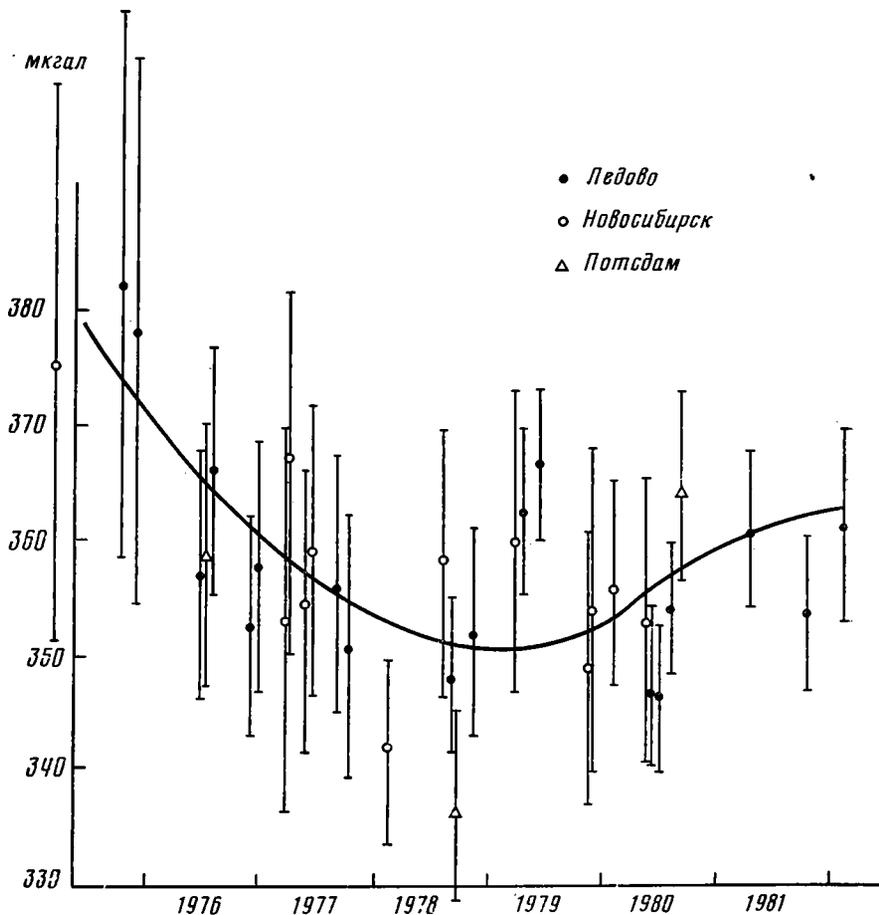


Рис. 4. Изменения силы тяжести на пунктах Лёдово, Потсдам и Новосибирск по измерениям гравиметром ГАБЛ

ной величины по меньшей мере в районе Байкальского рифта и на Камчатке. Для выяснения широтного эффекта этих изменений следует организовать систематические измерения абсолютной величины силы тяжести на пунктах, разнесенных по широте. Таким пунктом на севере могла бы быть в Апатитах геофизическая обсерватория Кольского филиала Академии наук СССР, а на юге — строящаяся в районе Гарни, близ Еревана, геофизическая обсерватория Академии наук Армянской ССР.

Как указывалось ранее, в 1979 г. прибором ГАБЛ были сделаны абсолютные определения силы тяжести в Сингапуре, в Папуа-Новой Гвинее на пункте Порт-Морсби и на 5 пунктах в Австралии: Сидней, Хобарт, Алис Спрингс, Дарвин и Перт. Все измерения производились на пунктах IGSN-71 или вблизи их и затем были надежно связаны с ними. Это дает возможность в первом приближении оценить возможные изменения силы тяжести в этом регионе.

Для этого сопоставим результаты определений абсолютных значений силы тяжести, полученные ГАБЛ с каталожными значениями в системе IGSN-71 (таблица). При этом из рассмотрения следует исключить разности, относящиеся к пунктам Хобарт и Порт-Морсби, поскольку в системе IGSN-71 эти пункты определены с большими ошибками и не могут быть использованы для суждения о стабильности гравитационного поля во времени [13].

Из таблицы следует, что изменения силы тяжести в Австралии и Сингапуре оказались небольшими, в среднем порядка 21 мкгал за 10 лет. Но это весьма формальная оценка, так как ранее было показано, что по-

Изменения силы тяжести в Сингапуре и Австралии за время с 1969 г. по 1978 г.

№ п.п.	Название пункта	Сила тяжести на пункте ГАБЛ		Разности
		в системе IGSN-71	по измерениям ГАБЛ	
		мкгал		
1	Сингапур	978 069 947±25	978 069 949±9	+2±26
2	Сидней	979 637 586±21	979 637 616±9	+30±23
3	Порт-Морсби	978 202 321±67	978 202 209±14	(-112±68)
4	Хобарт	980 417 708±83	980 417 844±14	(+136±84)
5	Алис Спрингс	978 630 781±44	978 630 782±14	+1±46
6	Дарвин	978 300 915±30	978 300 929±14	+14±33
7	Перт	979 403 631±24	979 403 688±14	+57±28
			Среднее:	+21±14 мкгал

грешность определения пунктов IGSN-71 не  $\pm 20 \div \pm 30$  мкгал, как это указывается в [27], а много больше, порядка  $\pm 70$  мкгал [4]. Следовательно, и ошибки разностей соответственно возрастут и будут больше самих изменений.

Из сказанного можно сделать вывод, что как в Австралии, так и в Сингапуре заметных изменений силы тяжести в интервале времени с 1969 по 1979 г. не обнаружено. Если изменения и существуют, то они малы и не могут превосходить более 2—3 мкгал в год.

Несколько слов об изучении изменений силы тяжести на Североамериканском континенте. В 1966—1967 гг. на территории США была создана национальная опорная гравиметрическая сеть, состоящая из 59 пунктов, равномерно покрывающая всю территорию страны. Повторные наблюдения были проведены в 1975 гг. По предварительным данным, за 9 лет величина силы тяжести на *всех* пунктах сети оставалась неизменной в пределах  $\pm 0,03$  мгал. Повторные наблюдения предполагается провести в 1985 г. с таким расчетом, чтобы установить изменения силы тяжести с точностью порядка  $\pm 3$  мкгал в год.

В 1976 г. были проведены повторные гравиметрические определения в Южной Калифорнии вдоль профиля широтного простирания, протяженностью около 1000 км. Отмечены медленные изменения силы тяжести и их корреляция с поднятием земной коры. Однако применявшаяся аппаратура и методы измерений вызывают большие сомнения в правильности сделанных выводов [35].

К сожалению, других сообщений об изучении изменений силы тяжести глобального характера на Американском континенте неизвестно.

В последние годы уделяется много внимания изучению локальных изменений силы тяжести на геодинамических полигонах. Целью этих исследований в первую очередь является выяснение возможности по изменениям силы тяжести на поверхности Земли получить информацию о перемещениях масс в земной коре, вызываемых подготовкой землетрясений или извержений вулканов.

Изучение неприливных изменений силы тяжести в Японии было начато в 50-х годах и получило широкое развитие в последнее десятилетие. На о. Хоккайдо за время с 1952 по 1972 г. повторные измерения были проведены более 10 раз. Последние 5—после сильного землетрясения на п-ове Миура. Были построены карты изменений силы тяжести на интервалы времени 1962—1978, 1973—1974 и 1974—1975 гг. На первых двух картах отображены изменения, достигавшие 0,25 мгал, а на третьей — 0,03 мгал. Наблюдавшиеся изменения хорошо коррелировались с большими опусканиями земной поверхности.

На п-ове Идзу через 4 года после землетрясения величина силы тяжести увеличилась на 40—60 мкгал [21, 22]. Изменения силы тяжести, связанные с землетрясениями, были отмечены и в других районах [20, 23].

В районе озера Бива-ку работы были начаты в 1950 г. С этого времени по 1953 г. наблюдалось увеличение силы тяжести на 0,1—0,3 мгал; в период времени с 1952 по 1962 г.— до 0,3—0,6 мгал. Однако, судя по применявшейся аппаратуре и методам измерений, эти изменения в большей своей части являются результатом ошибок измерений, а не изменений гравитационного поля.

Начиная с 1964 г., измерения в этом районе стали проводиться более совершенной аппаратурой и их точность была доведена до  $\pm 0,01$ — $\pm 0,02$  мгал. Применяя новые методы измерений, было установлено, что за период времени с 1964 по 1971 г. на некоторых пунктах сила тяжести увеличилась на 0,08—0,10 мгал. При этом наблюдалось хорошее согласие с изменениями высот [2, 28, 30].

Многочисленными наблюдениями, проведенными на п-ове Кии с 1972 по 1974 г., были зафиксированы изменения, достигавшие 8 мкгал в год [29].

Вблизи Токио, вдоль п-ова Мицура и Босо, где наблюдаются интенсивные местные опускания земной поверхности, было установлено увеличение силы тяжести со скоростью 20 мкгал в год. Эти изменения хорошо коррелировались с изменениями высот.

Сила тяжести в Токио по отношению к Какиоки с 1960 по 1963 г. уменьшилась на 0,08 мгал, что явилось следствием опускания уровня грунтовых вод на 12 м. С 1969 по 1974 г. опускание уровня воды продолжалось, но сила тяжести оставалась неизменной. В 1974—1975 гг. сила тяжести увеличилась на 0,05 мгал. При этом грунтовые воды повысились на 6 м [24].

Вокруг вулкана Михара, одного из самых активных в Японии, после крупного извержения в 1950 г. регулярно проводятся гравиметрические наблюдения на 44 пунктах в радиусе 5 км. По данным этих наблюдений, с 1950 г. по 1967 г. сила тяжести вблизи кратера уменьшилась на 0,9 мгал, а с 1967 г. по 1972 г. увеличилась на 0,1 мгал. В то же время в окрестностях вулкана наблюдалось ее увеличение на 0,2 мгал [32].

В Северной Исландии, в районе действующих вулканов, наблюдения за изменениями силы тяжести были начаты в 1938 г. Первые результаты были мало убедительны из-за малой точности измерений. Более надежные данные были получены в 1965—1970 гг. В этот период времени на всех пунктах гравиметрической сети изменения силы тяжести не превосходили 0,05 мгал за 5 лет [36]. В 1975 г. эти работы были продолжены. Наблюдения проводились ежегодно группой гравиметров в зоне рифта шириной около 5 и длиной порядка 100 км. Одновременно выполнялось геометрическое нивелирование. Этими исследованиями было установлено, что за время с 1975 по 1978 г. изменения достигали 0,7 мгал. При этом высоты пунктов изменились на величину порядка одного метра. Была отмечена хорошая корреляция изменений силы тяжести с изменениями высот.

В Мексике, между пунктами Такибайя и Отель Женева, по измерениям, проведенным в 1949, 1955, 1967 и 1978 гг., установлено изменение силы тяжести со средней скоростью порядка 60 мкгал в год. Общее изменение составляет величину 1,2 мгал. По характеру оно было близко к линейному и хорошо коррелируется с изменением высот.

В Венецуэльских Андах создана высокоточная сеть гравиметрических пунктов. Повторные измерения, проведенные на части пунктов вокруг оз. Маракайбо, в районе нефтяных промыслов, обнаружили изменение силы тяжести, достигавшие 40 мкгал в год, что было связано с заметным изменением высот [17, 18].

В ГДР в 1970 г. был создан гравиметрический полигон протяженностью около 200 км между Магдебургом и Франкфуртом-на-Одере, на котором регулярно проводятся повторные наблюдения за изменениями силы тяжести и высот. Одновременно с измерениями силы тяжести проводится нивелировка, а также подробные гидрологические исследования: определяется уровень грунтовых вод, пористость, влажность почвы. Этими работами установлено, что влияние изменчивости грунтовых вод до-

стигает 14 мкгал. Изменения силы тяжести на отдельных точках полигона малы и могут быть объяснены неполным учетом гидрологического эффекта. Разность значений силы тяжести между крайними точками полигона имеет тенденцию к увеличению со скоростью порядка 2—3 мкгал в год и по знаку коррелируется с вертикальными движениями земной поверхности [19, 38].

Изучению неприливных изменений силы тяжести на территории Советского Союза уделяется большое внимание. Систематические повторные наблюдения проводятся на многих геодинимических полигонах, число которых с каждым годом возрастает.

На Среднерусском полигоне, охватывающем обширную территорию европейской части СССР, наблюдения проводились на пунктах Москва, Петрозаводск, Киров, Пермь, Свердловск, Казань. По измерениям, проведенным в 1970—1975 гг. изменения силы тяжести, принимая величину силы тяжести в Москве неизменной, лежали в пределах 0,04 мгал и могут быть объяснены ошибками измерений [8].

Систематически проводятся повторные наблюдения на Московском полигоне, на Алма-Атинском, на полигоне на территории Эстонии, на Кавказе: в районе Баку, в Армении, в различных районах Грузии. Однако, несмотря на тщательность проводимых измерений, пока заметных изменений силы тяжести, существенно превышающих ошибки измерений, обнаружено не было [11].

Проводились повторные измерения на Байкальском полигоне, расположенном в районе рифтовой зоны и в ее окрестностях. Здесь также изменений, превосходящих ошибки измерений, не обнаружено [9].

На Припятском полигоне было получено хорошее качественное согласие между изменениями силы тяжести и вертикальными смещениями земной поверхности, но при этом количественного согласия не наблюдалось [7].

На Гармском геодинимическом полигоне измерения силы тяжести проводятся много лет с целью установления корреляционной связи между вертикальными движениями земной коры и изменениями силы тяжести. Наблюдаемые изменения малы, порядки ошибок их определения ( $\pm 10$  мкгал) и не коррелируют с изменениями высот пунктов, которые достигают 10—15 мм в год [5].

На Ашхабадском геодинимическом полигоне было уверенно зафиксировано изменение силы тяжести более 80 мкгал, вызванное изменением гидрологического режима глубинных вод в период подготовки землетрясения [15].

В заключение этого далеко не полного обзора следует сказать, что изучение неприливных изменений силы тяжести вышло из рамок только научных исследований и уже сослужило некоторую службу народному хозяйству нашей страны. Методы и технические средства, разработанные для решения проблемы *только* в познавательных целях, теперь используются для решения сугубо практических задач,— например для наблюдений за миграцией газа в естественных газохранилищах, а также при эксплуатации газовых месторождений, давая большую экономию средств.

Оценивая общее состояние проблемы, можно сделать следующие выводы:

1. Проблема изучения неприливных изменений силы тяжести достаточно сложна, и мы пока не имеем достаточных данных о глобальных изменениях. Еще недостаточны число и продолжительность рядов наблюдений.

2. Теоретические оценки дают основание полагать, что если глобальные изменения силы тяжести и существуют, то они малы и не превосходят 5—10 мкгал в год. Для решения проблемы необходимо создание глобальной сети гравиметрических обсерваторий. Учитывая современные возможности измерений силы тяжести с помощью абсолютных гравиметров с точностью порядка  $\pm 8 \div \pm 10$  мкгал, целесообразно на этих

станциях производить наблюдения с интервалом в 3—4 года с одновременным переопределением их высот.

3. На пунктах Потсдам, Лёдово и Новосибирск обнаружено изменение силы тяжести квазипериодического характера с периодом порядка 7—8 лет и амплитудой около 20 мкгал. При этом на всех трех пунктах в период времени с 1975,8 по 1978,0 наблюдалась максимальная скорость изменений, в среднем равная  $-10 \pm 2$  мкгал/год, что указывает на возможную связь этого явления с причинами глобального характера.

4. Относительными измерениями силы тяжести, проведенными в Восточной Европе, установлено, что изменения силы тяжести во времени по отношению к Потсдаму невелики, меньше ошибок их определения и лежат в пределах от  $-5 \pm 9$  до  $+5 \pm 6$  мкгал/год.

5. В Севре за период времени с 1969 по 1977 г. величина силы тяжести увеличилась на  $44 \pm 4$  мкгал, что может быть следствием изменения гидрологического режима в районе расположения обсерватории. Это изменение привело к смещению нуля системы IGSN-71 на величину порядка 50 мкгал.

6. Накоплено много данных об изменчивости гравитационного поля Земли во времени. Эти данные довольно различны, противоречивы. Однако следует считать установленным фактом возможность локальных и региональных изменений силы тяжести порядка первых десятков мкгал в год. Уверенно фиксируются изменения силы тяжести, вызываемые совокупностью явлений, предвещающих или сопровождающих извержение вулканов. В ряде случаев зафиксировано изменение гравитационного поля Земли перед и после происшедших землетрясений большой силы. Хорошо фиксируются изменения силы тяжести в случаях больших вертикальных перемещений земной поверхности, вызванных геотектоническими процессами в земной коре.

7. В мировой литературе имеется большое число работ, в которых дискутируются обнаруженные изменения силы тяжести, часто без должного метрологического обеспечения проведенных измерений. Анализ этих работ, как правило, приводит к выводу: чем выше точность и совершеннее методы измерений, тем меньше наблюдаемые изменения, что свидетельствует о весьма высокой стабильности гравитационного поля Земли во времени.

#### Литература

1. *Абакелиа М. С.* Об изменениях силы тяжести во времени в связи с геотектоническими движениями на Кавказе.— Проблемы советской геологии, 1936, т. VI, № 2, с. 117—122.
2. *Буланже Ю. Д.* Вековые изменения силы тяжести.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10, с. 25—32.
3. *Буланже Ю. Д.* Непривлинные изменения силы тяжести.— В кн.: Повторные гравиметрические измерения. Вопросы теории, результаты. Сборник научных трудов. М., 1980, с. 2—21.
4. *Буланже Ю. Д.* Поправка Потсдамской системы, контроль IGSN-71.— Геодезия и картография, 1981, № 9, с. 44—51.
5. *Буланже Ю. Д., Демьянова Т. Е., Мараховская Л. А.* Результаты повторных наблюдений силы тяжести на Гармском геодинимическом полигоне.— В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1978, с. 17—22.
6. *Двулит П. Д., Файтельсон А. Ш.* Учет влияния атмосферы при изучении вековых изменений силы тяжести.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1976, вып. 83, с. 182—184.
7. *Донабедов А. Т. и др.* Изучение вариаций силы тяжести в Припятской нефтегазонасной области.— В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1978, с. 49—55.
8. *Краснов Б. А. и др.* Некоторые итоги изучения непривлинных изменений силы тяжести на Среднерусском полигоне.— В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1976, с. 64—69.
9. *Ладынин А. В.* Моделирование и оценка возможности выделения локальных источников вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с. 6—13.
10. *Парийский Н. Н.* Исследования временных изменений силы тяжести на Кавказе. Междунар. геол. конгресс. XVII сессия. Тезисы докладов. М.—Л., 1937, с. 189—190.
11. Повторные гравиметрические наблюдения.— В кн.: Сб. трудов по исследованиям непривлинных изменений силы тяжести и сопутствующих разработок в области аппаратуры. М.: ВНИИГеофизика, 1976. 96 с.

12. *Тараканов Ю. А., Шулейников В. А.* Оценка предельных изменений гравитационного поля в плейстоцене.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 802—805.
13. *Arnautov G. P., Boulanger Yu. D., Karner G. D. et al.* Absolut determinations of gravity in Australia and Papua New Guinea during 1979.— BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1979, v. 4, p. 383—393.
14. *Boulanger J. D.* Brief review of research on nontidal gravity variations 1974—1978.— Bull. d'Inform. IGB. P., 1979, № 44, p. D. 1—14.
15. *Boulanger Yu. D., Гаиров В. Н., Демьянова Т. Е. et al.* Local gravity changes at the Ashkhabad geodynamic test area.— BGI, Bull. d'Inform., 1981, № 49, p. 19—26.
16. *Burša M.* Variations of the Earth's gravity field due to the free nutation.— Stud. Geophys. Geod., 1972, v. 16, № 2, p. 122—126.
17. *Drewes H.* Investigations on vertical crustal movements in the Venezuelan Andes by gravimetric methods. 9-th Geoph. Confer. 1978.— Dep. Geod. Science, Rep. The Ohio State Univ., 1979, № 280, p. 159—163.
18. *Drewes H.* Regional subsidence of Lake of Maracaibo as determined by repeated gravimetric measurements.— Inter. Gravity Comm. P., 1979, № 44, p. D-22.
19. *Elstner Cl.* Über zeitliche Veränderungen der Schwerkraft.— Vermessungstechnik, 1975, v. 23, № 12.
20. *Fujii Yoichiro.* Seismic crustal movement and associated gravity change.— J. Geod. Soc. Japan, 1976, v. 22, № 4.
21. *Hagiwara Yukio, Tajima H., Izutuya S.* Gravity changes on Izu Peninsula.— J. Geod. Soc. Japan, 1976, v. 22, № 1.
22. *Hagiwara Yukio.* List of gravity changes induced by earthquakes in Japan.— J. Geod. Soc. Japan, 1977, v. 23, № 2.
23. *Hagiwara Yukio.* Gravity changes associated with seismic activity.— J. Phys. Earth. Suppl., 1977.
24. *Izutuya Sadakatu.* Gravity changes at basic gravimetric point of the Tokyo University.— J. Geod. Soc. Japan, 1977, v. 23, № 1, p. 36—41.
25. *Kiviniemi A.* High precision measurements studying the secular variations in gravity in Finland.— Publ. Finnish Geod. Inst. Helsinki, 1974, № 78, p. 68.
26. *Linder E.* Über die Schwankung der Tageslänge and deren Einfluss auf der Schwerkraft.— Osterr. z. für Vermessungsw., 1977, v. 64, № 3—4.
27. *Morelli C., Gantar C. et al.* International Gravity Standardisation Net, 1971.— Inter. Assoc. Geodesy. P., 1971, № 4. 194 p.
28. *Nacagawa I., Satomura M.* On precise gravity measurement at stations of small gravity difference, pt 1.— J. Geod. Soc. Japan, 1972, v. 18, № 1, p. 17—22.
29. *Nakagawa I., Satomura M., Seto T.* On characteristics of LCR gravimeters (model G), pt 2., 1974, v. 20, № 3, p. 133—142.
30. *Nakagawa I., Satomura M.* Gravity change observed near Lake Biwa.— Japan Bull. Geod., 1977, v. 51, № 3, p. 213—217.
31. *Pariisky N. N.* The Earth's rotation and gravity variations.— Boll. Geof. Teorrica ad Applicata, 1978, v. XX, № 80, p. 413—418.
32. Report of the geodetic works in Japan for period from Jan. 1971 to Dec. 1974. XVI Gen. Assamb. IUGG, 1975 (Preprint).
33. *Stolz A.* Changes in position of geocentre due seasonal variation in air mass and ground water.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 44, № 1, p. 19—26.
34. *Stolz A.* Changes in position of the geocentre due to variation of sea level.— Bull. Geod., 1976, v. 50, № 2, p. 159—168.
35. *Strange W.* Monitoring of Secular changes of gravity in the United States, Reville, Md. US Dep. Commerce Nat. Ocean and Atmosph. Admin. (Preprint).
36. *Torge W., Kanngieser E.* Local gravity variations in northern Iceland connected with earthquake and volcanic activity.— Inter. Gravity Comm. P., 1979, № 44, p. D-23.
37. *Walsh J. B., Rice J. R.* Local changes in gravity resulting deformation.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № 1, p. 165—170.
38. *Wenzel H., Torge W.* Establishment of high precision gravity net work for detecting secular gravity variations in North Western Europe.— Inter. Gravity Comm. P., 1979, № 44, p. 1. A. 2.

УДК 550.34 (265/266)

БАЛАКИНА Л. М.

## ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА (ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ И ПРОЦЕССЫ В ОЧАГАХ)

Дан обзор исследований по сейсмичности и механизму очагов землетрясений Тихого океана. Результаты исследований дают единообразную картину ориентации напряжений и разрывов в очагах в верхних частях фокальных зон всех островных дуг. Области внутренних склонов глубоководных желобов характеризуются существованием в их литосфере субгоризонтальных поперечных сжатий и преобладанием взбросо-надвиговых подвижек; в областях же осевых частей желобов и их внешних склонов проявляются поперечные растяжения и сбросы. Сочетание поднятий в островных склонах желобов и опусканий в их океанических склонах может приводить к смещению системы островная дуга — желоб в сторону Тихого океана. В промежуточных и глубинных частях фокальных зон картина ориентации напряжений неоднородная и различающаяся в разных островных дугах. В очагах землетрясений островных дуг на всех глубинах не встречаются разрывы, падение которых совпадает с падением наклонных фокальных зон. Есть основания полагать, что в очагах землетрясений островных дуг преобладают подвижки по субвертикальным поверхностям разрывов. Результаты исследований сейсмичности и механизма очагов землетрясений окраинной зоны Тихого океана не укладываются в представление о фокальной зоне как поверхности сверхглубинного разлома и не могут служить доказательством существования субдукции океанической литосферы в областях островных дуг.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ

Как известно, основная сейсмичность региона Тихого океана сосредоточена в его пограничных зонах с континентами, в районах островных дуг и подобных им структур. Эти зоны образуют непрерывный сейсмический пояс, названный Тихоокеанским. Здесь происходит основное число поверхностных землетрясений мира с предельными значениями магнитуд 8—8,5, а также подавляющее число толчков на глубинах в сотни километров. Именно в окраинных зонах Тихого океана выделяется более 80% всей сейсмической энергии земного шара. Около 90% этой энергии приходится на небольшое число сильнейших землетрясений с предельными значениями магнитуд [79].

Срединная часть Тихого океана слабосейсмична, землетрясения возникают в таких структурах, как Южно-Тихоокеанское, Восточно-Тихоокеанское и Чилийское поднятия, в районах Галапагосских и Гавайских островов. Все землетрясения поверхностные, предельный уровень их магнитуд и частота возникновения неизмеримо ниже, чем в районах островных дуг. Отдельные толчки, преимущественно микроземлетрясения, фиксируются вне перечисленных структур, главным образом в районах многочисленных вулканических островов.

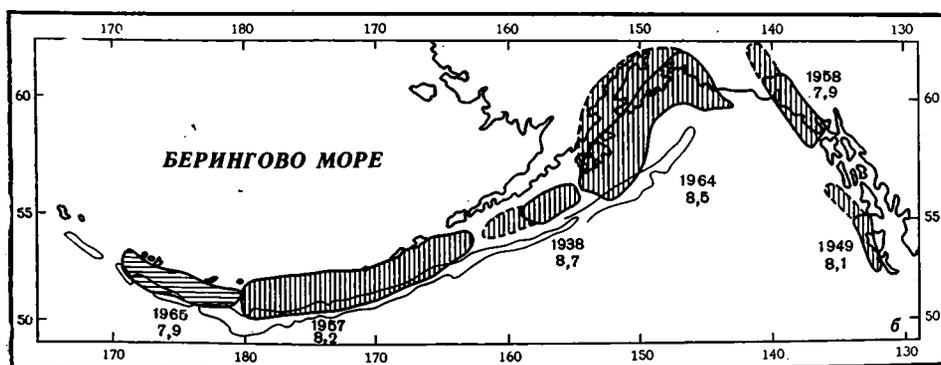
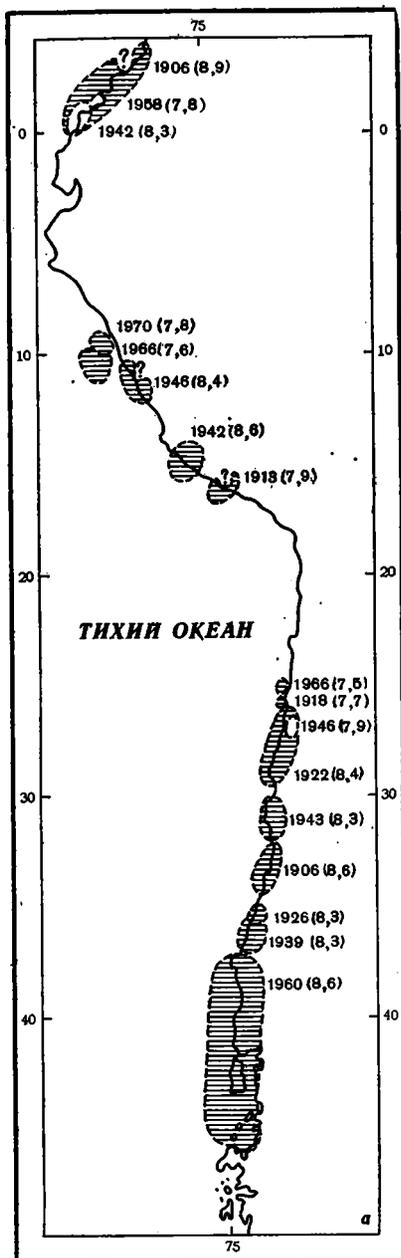
Основные особенности расположения гипоцентров землетрясений в окраинных зонах Тихого океана хорошо известны. Рассматривая эти особенности, следует учитывать различия между гипоцентром и очагом землетрясения. Очаг землетрясения — это поверхность разрыва, по которой произошло скачкообразное относительное смещение прилежащих блоков. При крупных землетрясениях такой разрыв имеет большую протяженность по простиранию и глубине заложения. Принимается, что вспарывание разрыва происходит в некотором направлении (или направлениях) из одной начальной области. Гипоцентр землетрясения — определяемая инструментально точка, условно принимаемая за начало вспарывания разрыва в очаге. Полагается, что приведенное определение очага землетрясения справедливо для любой глубины, однако, как будет отмечено ниже, процессы в очагах глубоких землетрясений, воз-

можно, имеют более сложный характер. В силу сказанного расположения гипоцентров недостаточно для суждения о расположении и ориентации протяженных разрывов в очагах.

**Поверхностные землетрясения.** Гипоцентры толчков окраинных зон Тихого океана в пределах верхних нескольких десятков километров располагаются преимущественно под островными, или внутренними, склонами глубоководных желобов (между осями желобов и вулканическими дугами) в полосе шириной до 100—200 км, иногда более. Здесь происходят все крупнейшие поверхностные землетрясения, за счет которых выделяется основная часть сейсмической энергии земного шара. Значительно меньше поверхностных толчков и меньшей величины происходит под самими островами, под осью желоба, и под его внешним, океаническим склоном.

Как показали сейсмические исследования, очаговые области сильнейших поверхностных тихоокеанских землетрясений нашего столетия в большинстве случаев не перекрываются (рис. 1) [20, 21, 28, 52, 53]. Размеры же их могут различаться между собой в два и более раз. Максимальные протяженности очагов наикрупнейших землетрясений достигали нескольких сотен километров. Каждое следующее землетрясение происходит, так же как на континентах [10], между очагами предшествующих толчков, что позволяет выделять соответствующие участки островных дуг как места будущего возникновения очередных сильных землетрясений.

Рис. 1. Распределение очаговых областей крупных землетрясений нашего столетия, с указанием года землетрясения и его магнитуды (в скобках) в районах [53]: (а — побережья Южной Америки, б — Алеутских островов и побережья Аляски)



млетрясений (seismic gaps) [20, 21, 28, 32, 52, 53, 74]. Отмеченное разграничение очаговых областей сильнейших землетрясений и различие в их размерах обуславливается, видимо, блоковым строением соответствующих участков земной коры и верхней мантии [3, 16, 57, 74].

Характер генерации сильных поверхностных землетрясений может различаться в разных островных дугах и даже на разных участках одной дуги. Частота возникновения и предельные магнитуды зарегистрированных сильных поверхностных толчков в разных участках островных дуг неодинаковы. В одних участках сильнейшие землетрясения происходят довольно регулярно и сопровождаются стандартными сериями повторных толчков (афтершоков), а в других — возникают группы сильных толчков близких магнитуд за относительно короткие и нерегулярные интервалы времени [78]. Примером последнего может служить район Южных Курильских островов. Длительности серий афтершоков, общее число толчков в них, предельные значения их магнитуд бывают различными в разных очаговых областях. Одни землетрясения предвараются форшоками, другие — нет. Крупные землетрясения могут происходить попеременно в разных участках сейсмической зоны или мигрировать в одном направлении вдоль нее [78]. Перед возникновением сильного землетрясения на данном участке островной дуги может наблюдаться относительное затишье сейсмической активности на протяжении длительного времени [74, 78]. В других случаях такого затишья не отмечается. В одних районах за период инструментальных наблюдений отмечалось изменение сейсмической активности, а в других нет [55].

Перечисленные различия в проявлениях поверхностных землетрясений в островных дугах (размеры очагов, частоты возникновения, группирование толчков в пространстве и времени и т. д.) естественно объяснять особенностями строения соответствующих сейсмогенных зон, различной степенью неоднородности входящих в них блоков и особенностями протекающих в них тектонических процессов, в том числе их неравномерностью.

**Промежуточные и глубокие землетрясения.** Гипоцентры промежуточных и глубоких землетрясений концентрируются в фокальных зонах или слоях, наклонно падающих от глубоководных желобов под острова, в сторону тыловых глубоководных котловин, или под континент, до глубин 200—700 км. Такая особенность распределения гипоцентров с глубиной была подмечена давно. В литературе фокальные зоны называют также зонами Заварицкого — Беньофа — Вадати.

Первые широкие исследования сейсмичности в Тихоокеанском поясе [29, 37] показали, а последующие многочисленные работы подтвердили, что соотношение числа поверхностных, промежуточных и глубоких толчков, и их распределение в фокальных зонах, а также наклон и протяженность зон в глубину различны в разных островных дугах. Например, в Курило-Камчатской дуге наибольшая концентрация гипоцентров отмечается на глубинах до 100 км, минимум — в средней части фокальной зоны, а максимальное число глубоких толчков происходит у нижней ее границы [18]; в дуге Марианских островов, напротив, наибольшая сейсмическая активность отмечается на промежуточных глубинах [22]; в Идзу-Бонинской дуге выявляется широкая и активная область глубоких толчков, а поверхностные толчки относительно немногочисленны, и т. д. Сильнейшие из известных промежуточные и глубокие землетрясения приурочены к таким островным дугам, как Маринская, Тонга-Кермадек, в которых не отмечались крупнейшие поверхностные катастрофы типа Чилийского землетрясения 1960 г. и Аляскинского — 1964 г. [24]. В одних островных дугах гипоцентры толчков заполняют фокальную зону на всем ее протяжении в глубину, а в других, и таких большинство, гипоцентры наиболее глубоких толчков располагаются обособленно от вышележащей части фокальной зоны.

Наименьшие глубины фокальных зон — 200—250 км (например, Алеутские острова, побережье Центральной Америки); наибольшие —

600—700 км (например, острова Тонга-Кермадек, Марианские, Северные Курильские). Наименьшие углы наклона — 20—25°, например, у побережья Южной Америки, а наибольшие — до 80°, например в Марианских островах. Согласно детальным исследованиям морфологии фокальных зон, например Курило-Камчатской, Марианской, Новой Гвинеи и Соломоновых островов, их предельная глубина и наклон могут заметно меняться не только от одной островной дуги к другой, но и по простиранию одной и той же дуги [18, 19, 33, 51, 60]. При этом может меняться и конфигурация фокальной зоны, переходя от прямолинейной полосы к изогнутой, с резким изменением угла наклона с глубиной [32].

По мере увеличения глубин гипоцентров максимально возможные магнитуды землетрясений уменьшаются. Согласно Б. Гутенбергу и К. Рихтеру [37], это изменение предельных магнитуд выглядит следующим образом:

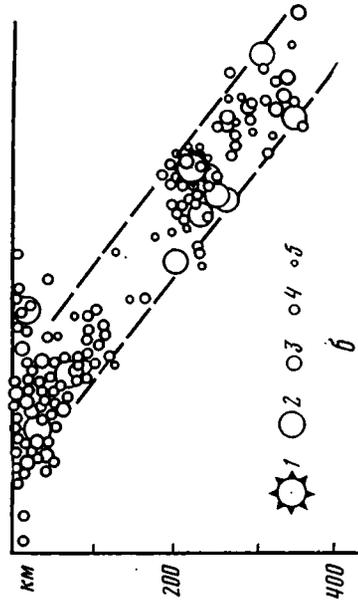
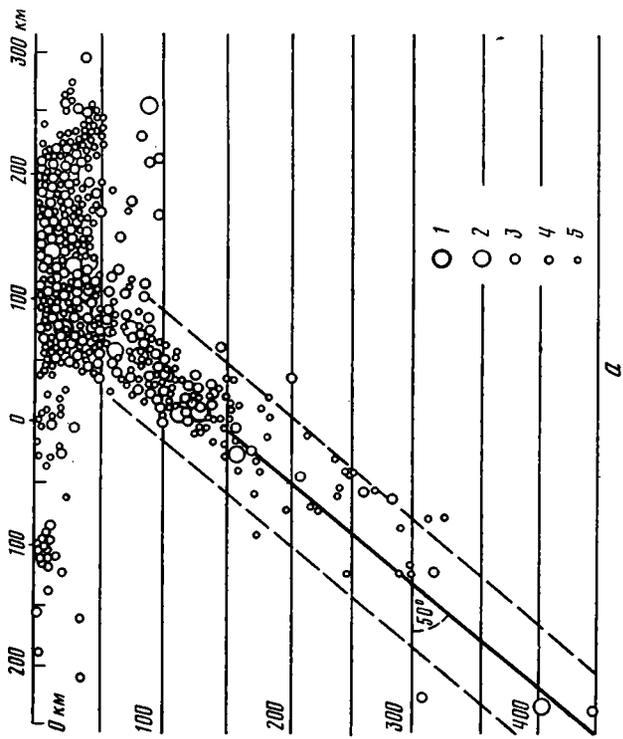
Глубина очага	Поверхностные	150 км	350 км	600 км	650 км	700 км
Магнитуда	8,6	8,2	8,0	7 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	7,6	6,9

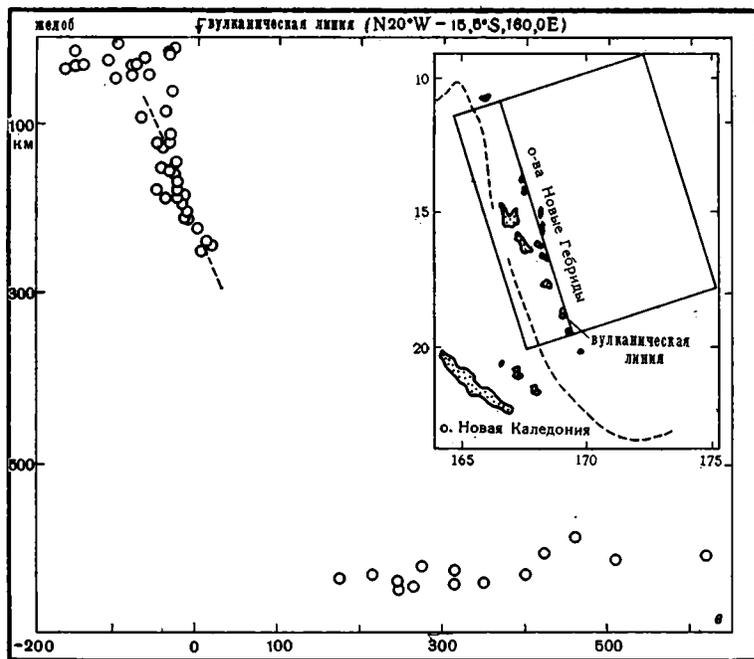
Уменьшаются, по-видимому, с глубиной и размеры очагов. Согласно ряду оценок, сделанных разными авторами в последнее время, при одних и тех же значениях магнитуд размеры очагов глубоких толчков оказываются значительно (в 2—3 раза) меньше размеров очагов поверхностных землетрясений.

Несмотря на приведенные выше различия в распределении гипоцентров промежуточных и глубоких землетрясений в разных фокальных зонах, общим для сейсмичности большинства из них, по-видимому, является концентрация числа толчков и выделяющейся сейсмической энергии на глубинах около 350—400 и 600—650 км и уменьшение на глубинах от 100—150 до 200—300 км [24, 37—40]. Первые глубины примерно соответствуют областям высоких градиентов скоростей сейсмических волн и, возможно, областям фазовых переходов в мантии [24, 26], а вторые — к предполагаемым областям пониженных скоростей (астено-сферным слоям). Ниже ~700 км проявление какой-либо сейсмичности, по данным инструментальных наблюдений нашего столетия, отсутствует, хотя на глубине около 650 км, как отмечалось, располагается один из основных максимумов глубинной сейсмичности в фокальных зонах. Однозначного объяснения резкому обрыву сейсмичности на глубине 700 км пока не найдено [62].

На глубинах ниже ~100 км явление, подобное афтершокам при поверхностных землетрясениях (т. е. серии многочисленных повторных толчков, обусловленных главным толчком), как правило, отсутствует. Это может объясняться, с одной стороны, повышением однородности среды с увеличением глубины вследствие роста гидростатического давления, а с другой — изменением характера самих физических процессов в очагах при переходе от литосферы, т. е. глубин менее 100 км, к мантии. Но вместе с тем и на больших глубинах вплоть до 600—700 км отмечаются случаи группирования толчков во времени в пределах ограниченных областей [4, 47, 77]. Чаще это пара толчков, но наблюдаются и группы из нескольких толчков. Подробное исследование подобного группирования промежуточных и глубоких землетрясений в разных фокальных зонах Тихого океана [58] показало, что в одних из них они встречаются чаще (например, в районах островов Алеутских, Новые Гебриды, Фиджи, побережья Южной Америки), а в других — редки (например, в районах Японии, побережья Центральной Америки, островных дуг — Курильской, Марианской, Рюкю). Физическая природа возникновения групп землетрясений в глубинных частях фокальных зон может быть совершенно иной, нежели при поверхностных землетрясениях в условиях близости очагов последних к свободной поверхности Земли.

Помимо отмеченного группирования в пространстве и времени некоторые авторы отмечают сгущение числа гипоцентров глубоких толчков в отдельных областях внутри фокальных зон, в так называемых гнездах [9, 14, 18, 19].

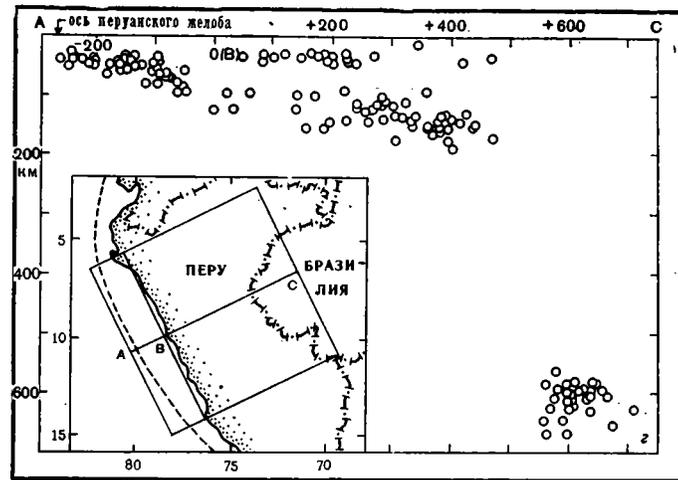




а

Рис. 2. Примеры распределения гипоцентров в фокальных зонах разных районов Тихого океана:

а — Камчатки, землетрясения 1964—1969 гг., упрощенная схема [35], 1—5 землетрясения энергетических классов: 1—14, 2—13, 3—12, 4—11, 5—10; л — о. Хоккайдо [18], 1—5 землетрясения с



б

магнитудами: 1 — не менее 7,5, 2 — 6,5—7,25, 3 — 5,25—6,25, 4 — 4,25—5,0, 5 — 3,0—4,0; в — остров Новые Гебриды (область отмечена во врезке), землетрясения 1963—1967 гг., с надежно определенными гипоцентрами [46]; г — побережья Перу (область отмечена во врезке), землетрясения 1961—1967 гг., с  $M \geq 5$  [46]

В последние годы интерес к исследованию морфологии фокальных зон возрос, поскольку этот вопрос имеет непосредственное отношение к выяснению тектонических процессов в периферийной зоне Тихого океана. Однако, несмотря на многочисленные исследования, имеющиеся в настоящее время, представления о строении фокальных зон неоднозначны. Оценки ширины фокальных зон по результатам разных авторов разноречивы. Согласно одним работам, например [18, 25, 35, 60], ширина фокальных зон составляет 50—60 км и иногда до 100 км. По мнению других авторов, например [32, 46, 59, 73], напротив, толщина фокальных зон мала, иногда это всего 5—10 км. Сторонники гипотезы тектоники плит рассматривают малую толщину фокальных зон как свидетельство приуроченности очагов землетрясений к верхней границе погружающейся литосферной плиты, а землетрясения — как следствие проскальзывания верхней границы погружающейся литосферной плиты относительно вышележащей континентальной мантии.

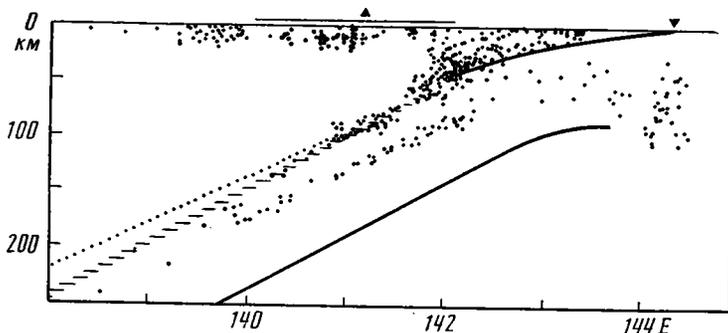


Рис. 3. Двойная фокальная зона в северо-восточной части о. Хонсю по гипоцентрам микроземлетрясений [41]. Вверху рисунка помечены проекции: линии вулканов (треугольник), оси желоба (перевернутый треугольник), о. Хонсю (горизонтальная линия). Штриховкой, пунктирной и жирной линиями указаны верхняя и нижняя границы предполагаемой погружающейся литосферной плиты (пунктирная и штрихованная линии соответствуют верхней границе плиты для разных скоростных моделей среды)

В самое последнее время появились представления о существовании двойных фокальных зон [34, 41, 42, 76]. Согласно этим представлениям, фокальные зоны на глубинах ~70—200 км состоят из двух параллельных тонких слоев гипоцентров толщиной 10—15 км каждый, разделенных областью без гипоцентров шириной до 25—40 км. В результате суммарная толщина двойной фокальной зоны достигает 50—60 км. Некоторые примеры вида фокальных зон по результатам разных авторов даны на рис. 2.

В настоящее время нет оснований полагать, что двойные фокальные зоны присущи всем островным дугам. Выявление их требует высокой точности определения гипоцентров. Создается впечатление, что надежное выделение двойной фокальной зоны можно признать лишь для микроземлетрясений на небольшом участке у северо-восточного побережья о. Хонсю в районе от 39 до 40° с. ш., рис. 3 [41].

Объяснение возможности существования двойных фокальных зон дается с позиций тектоники плит двумя способами. Согласно одному из них, они обуславливаются деформацией литосферной плиты толщиной ~80 км при ее резком искривлении у поверхности в районе желоба и последующего выпрямления в процессе субдукции [34, 68, 75]. Согласно другому объяснению, двойные фокальные зоны возникают в результате провисания жесткой холодной литосферной плиты при ее нырянии в более пластичную мантию [67]. При обоих объяснениях величины возникающих в плите напряжений составляют ~150—300 бар [67, 75]. Не вполне ясно, могут ли напряжения таких величин обусловить генерацию землетрясений на глубинах ~70—200 км, где гидростатическое

давление достигает нескольких десятков килобар. Существование двойных фокальных зон может быть объяснено вне представлений о субдукции плит океанической литосферы, как естественное расслоение гипоцентров крутых взбросов и сбросов. Последние, как будет показано далее в тексте, отмечаются в промежуточных глубинах некоторых фокальных зон.

В распределениях гипоцентров помимо основных фокальных зон, наклоненных под островные дуги, иногда заметны дополнительные полосы гипоцентров, погружающиеся от островной дуги под океанические валы до глубины  $\sim 100$  км [12, 18, 19] (см. рис. 2, а и 3). Однако с полной уверенностью говорить о существовании дополнительных фокальных зон, наклоненных в сторону океана, пока нельзя. Последние могут оказаться лишь следствием неточности определения координат гипоцентров. Ошибки их определения, особенно глубин, возрастают по мере удаления очагов в сторону океана от островной дуги, где располагаются наблюдающие сейсмические станции [80, 82].

Приведенные различные данные о строении фокальных зон свидетельствуют о недостаточной их изученности. Для надежных заключений о деталях строения фокальных зон требуется высокая точность определения координат гипоцентров, которая не обеспечивается в настоящее время в большинстве районов Тихоокеанского сейсмического пояса [31]. Кроме того, распределение гипоцентров внутри фокальных зон, в частности детали этого распределения, зависят от неравномерности тектонических движений, и для выявления всех их особенностей требовались бы длительные сроки наблюдений. Последние же в большинстве работ по исследованию фокальных зон малы, иногда это всего 2—5 лет, а в случае микроземлетрясений — даже несколько месяцев.

Учитывая сказанное, а также то, что фокальные зоны отражают лишь расположение гипоцентров землетрясений, а не протяженных очагов, на наш взгляд, неоправданно делать далеко идущие выводы о физических процессах в фокальных зонах на основе только тех или иных деталей распределения гипоцентров. Очаги крупных землетрясений в фокальных зонах (ниже  $\sim 100$  км) имеют, по-видимому, размеры до нескольких десятков километров и, как будет видно ниже, различную ориентацию, не совпадающую с ориентацией наклонной полосы гипоцентров.

Взгляды на процессы в фокальных зонах различны. Согласно одним представлениям, фокальные зоны отражают положение гигантских планетарных разломов, проникающих в мантию на сотни километров; землетрясения порождаются резкими смещениями по отдельным участкам этих разломов. Согласно другим представлениям, фокальные зоны приурочены к зонам контакта континентальных и океанических мантийных масс, процессы взаимодействия которых в зонах их контакта обуславливают землетрясения [14]. В последние годы подавляющее распространение получили представления о связи фокальных зон с тектоникой плит. Согласно этим представлениям, появление фокальных зон объясняется погружением океанических литосферных плит в мантию под островные дуги. При этом в одних случаях землетрясения в фокальных зонах рассматриваются как результат скольжения верхней границы погружающей плиты относительно континентальной мантии, а в других — как результат деформации самой плиты в процессе ее погружения.

## МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Одним из путей выяснения процессов, протекающих в фокальных зонах, является исследование механизма очагов возникающих в них землетрясений. Как известно, при исследовании механизма очага землетрясения по инструментальным сейсмическим данным определяются два возможных и равновероятных положения плоскости разрыва в очаге и направления подвижек, а также направления напряжений, связанных с этими площадками разрыва.

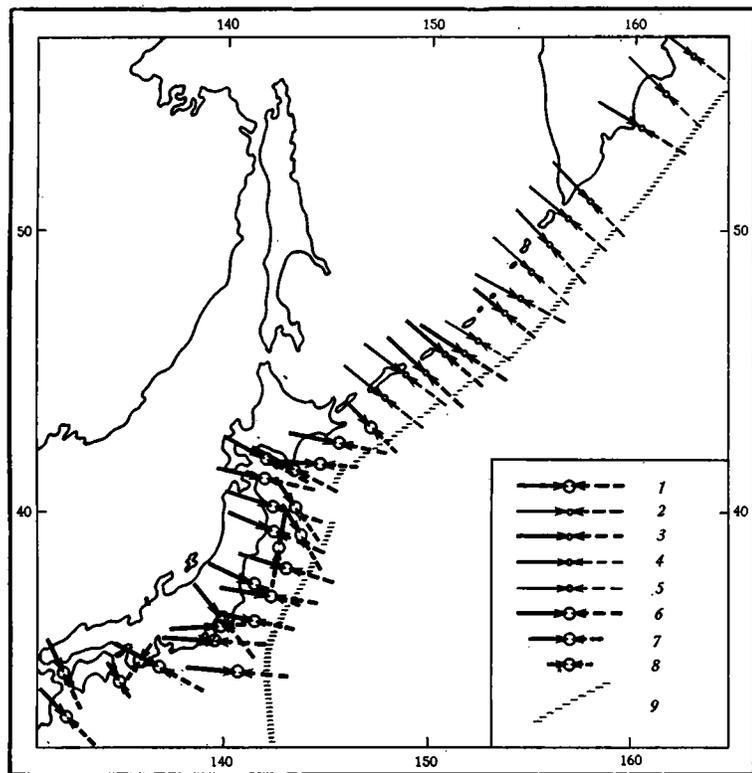


Рис. 4. Средние направления напряжений сжатия в очагах землетрясений в литосфере (0—70 км) островных склонов желобов северо-западной части Тихого океана по результатам работ [44, 71]

1 — ориентация напряжений для землетрясений, исследованных в [44], 2 — ориентация напряжений для землетрясений, исследованных в [71], 3 — средние направления напряжений для числа толчков не менее 5, 4 — то же для 2—4 толчков, 5 — направления напряжений в очагах отдельных землетрясений; наклон оси напряжений к горизонту: 6 — 0—30°, 7 — 31—60°, 8 — 61—90°; 9 — примерное положение осей желобов

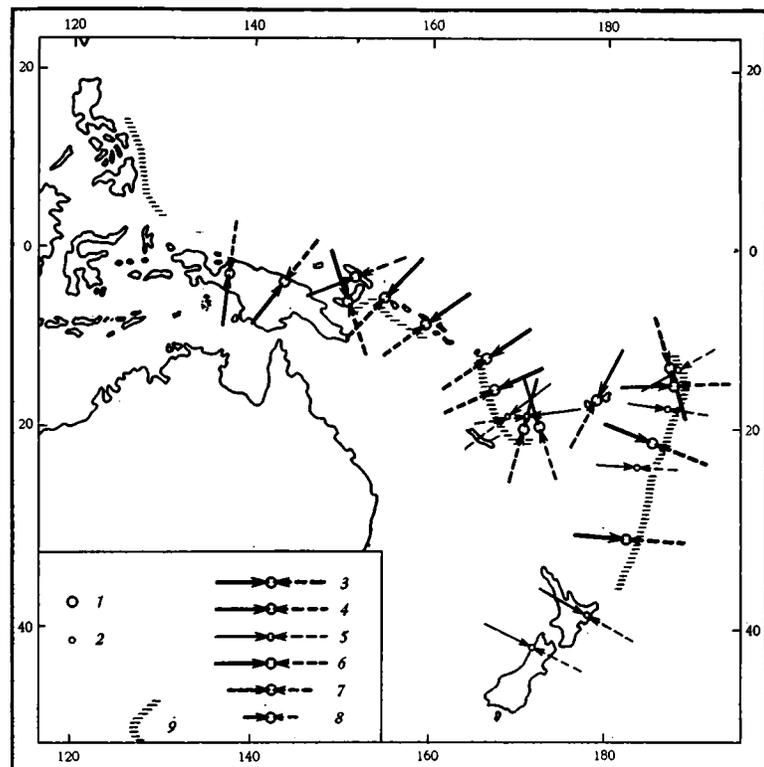


Рис. 5. Средние направления напряжений сжатия в очагах землетрясений в литосфере (0—70 км) островных склонов желобов юго-западной части Тихого океана по результатам работ [36, 46, 48]

1 — среднее положение групп эпицентров, для которых определялись средние направления напряжений, 2 — эпицентры отдельных землетрясений. Обозначения 3—9 те же, что на рис. 4

При анализе результатов исследований механизма очагов землетрясений из фокальных зон последние условно разбиваются на три части: верхнюю с глубинами от 0 до 70 км, промежуточную с глубинами от 70 до 300 км и глубинную — ниже 300 км.

**Верхняя часть фокальных зон.** К настоящему времени исследован механизм очагов большого числа, преимущественно сильных ( $M \geq 6$ ) землетрясений в верхних частях фокальных зон различных островных дуг Тихого океана. Эти землетрясения относятся к основным областям их возникновения, расположенным под внутренними (островными) склонами глубоководных желобов. По совокупности результатов различных авторов выявляется единообразная картина с ярко выраженной закономерностью. Эту закономерность можно признать надежной, учитывая большое число исследованных толчков из разных островных дуг и однотипность результатов различных авторов. Основной ее особенностью является ориентация осей сжатия субгоризонтально и вкрест простирания островных дуг. Наклон осей сжатия, как правило, в сторону глубоководных желобов [6]. Сказанное иллюстрируется примерами на рис. 4—6.

Для возможных площадок скольжения и подвижек в очагах под внутренними склонами желобов, на глубинах до  $\sim 70$  км, согласно результатам многих авторов, преобладают следующие ориентации. Крутые взбросы и взбросо-сдвиги (с существенным преобладанием взбросовых компонент) с углами падения от  $45^\circ$  до  $90^\circ$ , часто с углами около  $60^\circ$  и больше. Все крутые взбросы и взбросо-сдвиги ориентированы очень систематично: их простирания близки к простиранию островных дуг, наклонены они, как правило, от островных дуг в сторону глубоководных желобов, т. е. в сторону, противоположную наклону фокальных зон. По этим крутым разрывам испытывают поднятия блоки, примыкающие к разрывам со стороны глубоководных желобов.

Другая возможная ориентация разрывов и подвижек, равновероятная для тех же очагов, представлена пологими сдвиго-надвигами (подчас с преобладанием сдвиговых компонент) и надвигами с углами падения от 0 до  $45^\circ$ ; чаще с углами от 0 до  $30^\circ$ . В одних случаях пологие сдвиго-надвиги согласуются по простиранию с островной дугой и наклонены под нее, в других — секут дугу под разными углами и имеют разные направления падения [5]. Пример соотношения ориентаций крутых и пологих разрывов в очагах поверхностных землетрясений Курильской островной дуги дан на сетке Вульфа на рис. 7. Различия в ориентациях пологих плоскостей разрыва не могут быть приписаны ошибкам их определения [1, 8].

Как отмечалось выше, при определении механизма очагов по инструментальным данным не устанавливается однозначно, по какой из двух равновероятных возможных плоскостей разрыва (в данном случае крутой или пологой) происходило смещение в очаге. Для решения этого вопроса требуется привлечение дополнительных данных, таких, как распределение остаточных деформаций в плейстоценовых областях, распределение афтершоков, согласие с геологическими структурами и т. п. Для тихоокеанских землетрясений это затрудняется тем, что их очаги располагаются под океаническим дном и скрыты толщей воды. Используется также для этой цели сопоставление реальных сейсмограмм с теоретическими для заданных площадок скольжения. Однако такое сопоставление не дает однозначного надежного решения. Оно зависит не только от ориентации излучающего разрыва, но и от его размера, положения, скорости, времени и характера перемещений в нем, от учета влияния строения среды, в которой распространяется волна. Все эти факторы нам хорошо не известны. В результате, например, для крупнейшего из поверхностных Аляскинского землетрясения 1964 г. одни авторы выбрали в качестве разрыва в очаге пологий надвиг [49, 69], а другие, по существу аналогичными расчетами, — крутой взброс [30, 64]. При том или ином задании параметров разрыва и среды можно полу-

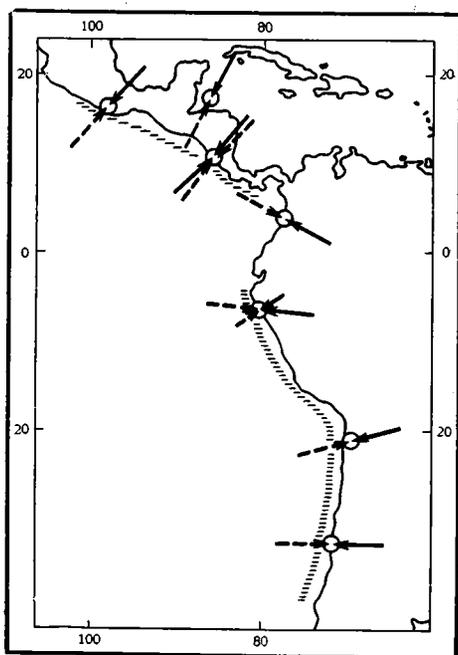


Рис. 6

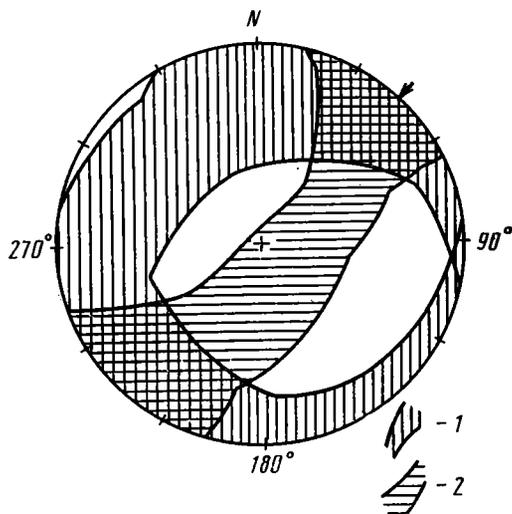


Рис. 7

Рис. 6. Средние направления напряжений сжатия в очагах землетрясений в литосфере (0—70 км) внутренних склонов желобов восточной и юго-восточной частей Тихого океана по результатам работ многих авторов, см. [6]. Обозначения те же, что на рис. 4, 5

Рис. 7. Сводная диаграмма на сетке Вульфа (нижняя полусфера) решений механизма очагов землетрясений в литосфере (0—70 км) островного склона Курило-Камчатского желоба, по работам [2, 71]

1 — область сгущения нодальных линий, соответствующих пологим плоскостям разрыва, 2 — область сгущения нодальных линий, соответствующих крутым плоскостям разрыва. Стрелкой указан азимут (Az) среднего простирания Курило-Камчатской дуги

чить согласие теоретических сейсмограмм с реальными как при пологом, так и крутом разрыве.

Тем не менее в ряде работ, например [50, 65, 81], на основе сопоставления реальных и теоретических сейсмограмм для отдельных крупных поверхностных землетрясений из фокальных зон делается заключение, что они вызваны пологими надвигами. Последние связываются с поддвигом погружающейся океанической литосферы. Некоторые исследователи принимают, что поверхностные землетрясения в районах островных дуг вызываются смещениями по пологим плоскостям только на том основании, что последние лучше согласуются с гипотезой тектоники плит.

Как показано, однако, в работах [1, 5] крутые продольные взбросы в верхней части фокальных зон, расположенных под островными склонами желобов, играют важную роль в тектонике островных дуг. Именно с ними связаны крупнейшие цунамигенные землетрясения со значительной протяженностью разрывов в очагах. Вертикальные перемещения, вызывающие поднятия океанического дна при цунамигенных землетрясениях, хорошо согласуются как с расчетами зависимости интенсивности цунами от ориентации подвижек, например [11], так и с анализом направлений первых смещений в записях цунами [43]. Нельзя не обращать внимание также на тот факт, что именно крутые взбросы проявляют отчетливую согласованность в своей ориентации, всегда близкой к простиранию островных дуг, тогда как пологие сдвиги-надвиги значительно менее систематично ориентированы и иногда значительно отличаются от простирания островных дуг (см. рис. 7).

Существование крутых продольных взбросов в литосфере внутренних склонов желобов хорошо согласуется, на наш взгляд, и с их морфологией, выражающейся в наличии в разной степени приподнятых ступеней. Сторонники гипотезы тектоники плит признают необходимость крутых взбросов для объяснения морфологии островных склонов желобов, предполагая, однако, что они являются поверхностными нарушениями в висячих крыльях протяженных надвигов, см. например [23]. Такая трактовка не подтверждена исследованиями землетрясений. Следует отметить, что крутые взбросы в очагах сильных землетрясений располагаются именно во внутренних склонах желобов, а не в их внешних склонах, как принимается в работах [13, 15], и не связаны с дополнительными фокальными зонами под океаническими валами, где землетрясения имеют иной механизм очага.

Помимо рассмотренных крутых взбросов и пологих сдвиго-надвигов в очагах землетрясений в литосфере внутренних склонов желобов отмечаются крутые сдвиговые разрывы, секущие островные дуги [2, 3, 5]. Число поперечных сдвигов, согласно сейсмическим данным, возрастает в областях стыка островных структур различных простираний. Можно предполагать, что поперечные сдвиги в верхних частях фокальных зон ограничивают очаги, возникшие по продольным разрывам [3, 5, 74]. В совокупности же крутые продольные и поперечные разрывы, проявляющиеся при землетрясениях, отражают блоковую структуру островных дуг. Такое заключение, на наш взгляд, согласуется с работами [16, 17 и др.], в которых отмечается блоковое строение Курильской островной дуги и ведущая роль в ее тектонике крутых продольных разрывов.

Наряду с перечисленными преимущественными ориентациями разрывов и подвижек в очагах землетрясений в верхних частях фокальных зон встречаются разрывы и других ориентаций. Их число возрастает с понижением уровня магнитуд землетрясений и в местах сочленения структур различных простираний, что отражает, по-видимому, расположение более мелких блоков в структуре островных дуг.

В соответствии с преобладанием в литосфере внутренних склонов желобов упомянутых двух систем разрывов (продольных взбросов, надвигов и поперечных сдвигов), выявляется закономерность в ориентации напряжений в очагах землетрясений. Основной ее особенностью, как уже упоминалось, является ориентация осей сжатия вкрест простирания островных дуг [6]. С изменением простирания дуг меняется соответственно ориентация осей сжатия (см. рис. 4—6). Картина усложняется в местах соединения структур с различными простираниями. Картина становится менее регулярной также с понижением уровня магнитуд землетрясений. Ориентация осей промежуточной и растяжения менее регулярна. Наиболее часто встречаются два направления, одно из которых субгоризонтально и параллельно простиранию островной дуги, а другое — крутое, со значительными вариациями по азимуту. В первом направлении чаще ориентировано промежуточное напряжение, а во втором — напряжение растяжения. Возможна взаимная замена их ориентаций.

Приведенной выше картине ориентации напряжений в очагах землетрясений можно дать следующее объяснение. В областях проявления продольных взбросов и надвигов напряжение растяжения ориентировано круто, а направление промежуточного напряжения параллельно островной дуге. В областях же поперечных сдвигов, разделяющих крупные продольные разрывы, ориентация промежуточных и растягивающих напряжений — взаимно обратная. Сжатия не всегда ориентированы под большими углами к простиранию островных дуг. Упрощенная схема в плане, соответствующая сказанному, дана на рис. 8.

Землетрясения, возникающие в осевых частях желобов или в их внешних склонах, согласно исследованиям ряда авторов, напротив, связаны с поперечным к простиранию желоба растяжением и проявлением в очагах продольных сбросов [3, 51, 59, 66, 70]. Сочетание взбросов во внутренних склонах желобов и сбросов в их внешних склонах, воз-

можно, отражает процесс захвата при поднятии островной дуги внутреннего склона желоба с одновременным опусканием его внешнего склона; тем самым происходит как бы смещение системы островная дуга — желоб в сторону океана.

**Промежуточная и глубинная части фокальных зон.** Для участков фокальных зон ниже ~70 км определений механизма очагов, выполненных разными авторами, значительно меньше, что объясняется уменьшением числа толчков и понижением уровня их магнитуд по отношению к верхней части фокальных зон. Подробный анализ этих определений [6] показал, что картина ориентаций напряжений и разрывов в очагах в промежуточных и глубинных частях фокальных зон более сложная и неоднородная, чем на глубинах до ~70 км. В одних случаях ориентация разрывов и напряжений в очагах ниже ~70 км сходная с таковой в очагах поверхностных землетрясений, в других — существенно отлична от них [6—8].

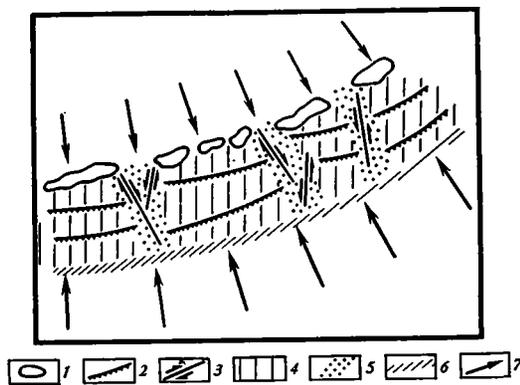


Рис. 8. Упрощенная схема расположения в плане согласно сейсмическим данным основных разрывов в литосфере островного склона желоба  
1 — острова, 2 — крутые продольные взбросы, 3 — поперечные сдвиги, разграничивающие очаги с продольными разрывами, 4 — области проявления крутых продольных взбросов, где оси растяжения ориентированы круто, а промежуточные оси — вдоль островной дуги, 5 — области проявления поперечных сдвигов, где оси растяжения ориентированы вдоль дуги, а промежуточные оси — круто, 6 — ось желоба, 7 — ориентация сжатий в литосфере островного склона желоба

В одних участках фокальных зон выявляются группы промежуточных и глубоких толчков с однотипными механизмами очагов, в других — они весьма разнообразны [7, 8]. Механизм очагов промежуточных и глубоких землетрясений может изменяться не только от одной островной дуги к другой, но и в пределах одной дуги, вдоль ее простираения и при переходе от промежуточных к глубинным частям [7, 8].

В некоторых районах землетрясения в глубинных частях фокальных зон имеют противоположный по отношению к поверхностным толчкам механизм очага, с субгоризонтальным растяжением и преобладанием сбросовых подвижек. Сбросы отмечаются иногда и в промежуточных частях фокальных зон наряду с преобладанием там взбросо-надвигов [6—8]. Это обстоятельство принято связывать с существованием на промежуточных глубинах двойных фокальных зон, гипоцентры сбросов и взбросов образуют соответственно верхний и нижний слои последних. При субвертикальных разрывах совпадение направления вспарывания разрыва с направлением подвижки, а гипоцентра — с начальной областью вспарывания, даст именно такое взаимное расположение гипоцентров взбросов и сбросов в соответствующих участках фокальных зон.

Существование разных типов механизма очагов в промежуточных и глубинных частях фокальных зон, а также наблюдающийся разброс индивидуальных решений, который не может быть приписан целиком ошибкам определений, затрудняет суждение о возможности существования здесь какой-либо единой системы напряжений. В силу больших гидростатических давлений в мантии на глубинах в сотни километров отмеченное разнообразие механизма очагов вряд ли может быть объяснено влиянием каких-либо неоднородностей на этих глубинах. Учитывая это, а также недостаточное большое число определений механизма очагов, на наш взгляд, было бы ошибочным выводить однозначные опре-

деленные заключения о напряженном состоянии в промежуточных и глубинных частях фокальных зон, осредняя статистически совокупность индивидуальных решений.

На основе результатов своих работ американские сейсмологи [36, 46, 48] предложили схему напряженного состояния в фокальных зонах. Согласно этой схеме главная особенность поля напряжений в районах островных дуг заключается в том, что одно из напряжений — сжатия или растяжения — оказывается ориентированным вдоль фокальных слонев. Предложенная схема ориентации напряжений рассматривается как одно из основных доказательств существования субдукции плит океанической литосферы в окраинной зоне Тихого океана. Считается, что при погружении литосферная плита, испытывающая действие собственной силы тяжести и сопротивление мантии, будет находиться в состоянии либо продольного растяжения, либо продольного сжатия, в зависимости от глубины погружения и свойств окружающей мантии.

Однако суммарное рассмотрение опубликованных результатов показывает, что количество исследованных промежуточных и глубоких толчков в большинстве фокальных зон недостаточно, а разнообразие в механизмах их очагов слишком велико, чтобы можно было согласиться с предложенной американскими сейсмологами схемой напряженного состояния в фокальных зонах [6]. Предложенную в [46, 48] интерпретацию трудно принять даже в тех случаях, когда одна из осей напряжений в очагах наклонена в сторону падения фокальной зоны, поскольку вариации в азимутах и углах наклона осей от очага к очагу очень значительные. На плохое согласование с этой схемой ориентации напряжений в очагах землетрясений в фокальных зонах указывается в ряде последних работ [45, 60, 62, 66]. В них подчеркивается необходимость более детальных исследований механизма очагов в каждой конкретной зоне для получения более надежных суждений об их особенностях.

Важно подчеркнуть, что нигде в фокальных зонах Тихого океана на всем их протяжении в глубину не наблюдаются в очагах землетрясений плоскости разрывов, ориентация которых совпадает с ориентацией наклонной фокальной зоны. Все разрывы в очагах, включая крутые и пологие продольные разрывы, на вертикальном сечении, перпендикулярном островной дуге, оказываются секущими по отношению к фокальной зоне. Этот факт не позволяет, на наш взгляд, отождествлять фокальную зону с поверхностью сверхглубинного планетарного разлома, подвижки по отдельным участкам которого должны обуславливать возникновение землетрясений.

В ряде работ, например [4, 7, 54, 61], показывается, что механизм очагов землетрясений в фокальных зонах на глубинах в сотни километров, возможно, отличается от скольжения в плоской площадке разрыва и кроме сдвиговой деформации содержит объемную. Такой тип механизма очагов на больших глубинах может быть связан с фазовыми превращениями вещества в мантии. Если этот результат подтвердится дальнейшими исследованиями, он будет свидетельствовать о том, что процессы в фокальных зонах более сложные, чем смещения по отдельным площадкам скольжения.

Имеющиеся к настоящему времени результаты по исследованию механизма очагов склоняют к мысли, что землетрясения в промежуточных и глубинных частях фокальных зон обуславливаются не существованием здесь какой-либо однородной системы напряжений или существованием сверхглубокого планетарного разлома, а процессами, происходящими в зоне контакта мантийных масс с различными свойствами, с которой совпадает фокальная зона. Эти процессы, возможно, связаны с дифференциацией вещества в данной области мантии, приводя, в частности, к его восходящим и нисходящим вертикальным перемещениям, сопровождаясь фазовыми переходами. Сочетание восходящих и нисходящих вертикальных перемещений в промежуточных частях некоторых фокальных зон, как уже отмечалось, может приводить к пространственному разделению начальных областей (гипоцентров) развития

соответствующих разрывов и возникновению тем самым двойных фокальных зон. Такие процессы не обязательно должны приводить к созданию какой-либо единой системы напряжений в зоне. Исследуя механизм очагов землетрясений, мы фиксируем отдельные акты таких перемещений, которые в одних случаях могут быть более упорядоченными, а в других — нет.

**Срединная часть Тихого океана.** Как отмечалось ранее, число происходящих здесь поверхностных землетрясений и их магнитуды невелики в сравнении с сейсмичностью окраинных зон Тихого океана. Большинство сейсмических районов срединной части Тихого океана, в частности Восточно-Тихоокеанское поднятие, оказываются удаленными от сейсмических станций мира, что значительно снижает надежность определения механизма очагов возникающих здесь землетрясений.

Механизм очагов землетрясений из района Восточно-Тихоокеанского поднятия, Западно-Чилийского поднятия и Галапагосских островов исследовался несколькими авторами, например [27, 56, 63, 72]. Количество исследованных землетрясений сравнительно невелико. Для подавляющего их числа определен механизм очага в виде крутых сдвиговых разрывов. Направления напряжений растяжения субгоризонтальны и в большинстве случаев образуют большие углы с простиранием подводных хребтов. Авторы перечисленных работ крутые сдвиговые разрывы, найденные для исследованных землетрясений, связывают с существованием в рассматриваемом районе трансформных разломов. Однако следует иметь в виду, что при определении механизма очагов по данным наблюдений только на удаленных сейсмических станциях (как это имеет место в срединной части Тихого океана), одной из наиболее распространенных ошибок таких определений является сведение механизма очага к крутым сдвиговым разрывам. Вследствие сказанного, на наш взгляд, в настоящее время затруднительно составить какие-либо уверенные представления о сейсмогенных процессах в подводных хребтах Тихого океана ввиду малого числа исследованных землетрясений и невысокой точности определения механизма их очагов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Форма и вид фокальных зон не могут служить однозначным основанием для заключений о физической сути зон — представляют ли они собой плиты погружающейся океанической литосферы или гигантские сверхглубинные планетарные разломы. Фокальные зоны отражают лишь распределение гипоцентров землетрясений за короткий срок инструментальных наблюдений и не дают представления о расположении и ориентации протяженных очагов землетрясений. Отмечающиеся различия в строении фокальных зон в различных островных дугах требуют дальнейшего их исследования.

2. Исследования механизма очагов тихоокеанских землетрясений многими авторами дают сходные результаты для верхних частей фокальных зон (условно до  $\sim 70$  км). Согласно этим результатам верхние части фокальных зон, располагающиеся под островными склонами желобов, характеризуются субгоризонтальным поперечным сжатием и соответственно преобладанием взбросо-надвигов. Именно здесь происходит подавляющее число неглубоких тихоокеанских землетрясений, в том числе сильнейшие из них. В осевой части желобов и на их океанических склонах проявляются поперечные растяжения и сбросы. Такое сочетание поднятий в островных склонах желобов и опусканий в их океанических склонах может приводить к смещению системы островная дуга — желоб в сторону Тихого океана.

3. В промежуточных и глубинных частях фокальных зон (от  $\sim 70$  км и ниже) картина ориентации напряжений и разрывов в очагах землетрясений более сложная и различающаяся в разных островных дугах. Для составления уверенных заключений о закономерностях ориентации напряжений и разрывов в фокальных зонах ниже  $\sim 70$  км необхо-

димы дальнейшие детальные их исследования для каждой конкретной зоны.

4. В очагах землетрясений всех глубин в пределах островных дуг практически не встречаются разрывы, падение которых согласно с падением фокальных зон. Все разрывы, проявляющиеся в очагах, секут наклонные фокальные зоны. Есть основания считать, что землетрясения в верхних частях фокальных зон обусловлены преимущественно подвижками по субвертикальным разрывам. Крутые разрывы преобладают, по-видимому, и в более глубоких частях фокальных зон. Сказанное исключает трактовку генезиса землетрясений в фокальных зонах островных дуг как следствие подвижек по поверхности сверхглубинного разлома.

5. Имеющиеся к настоящему времени результаты исследования сейсмичности и механизма очагов землетрясений в области островных дуг Тихого океана не содержат доказательств в пользу существования здесь субдукции океанической литосферы. Они более соответствуют представлениям о приуроченности фокальных зон к зонам контакта мантийных областей с различающимися свойствами.

#### Литература

1. Балакина Л. М. Цунами и механизм очага землетрясений северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Волны цунами. Тр. СахКНИИ, ДВНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 29, с. 48—72.
2. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972, с. 77—111.
3. Балакина Л. М. Алеутские землетрясения 1957 и 1965 гг.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 6, с. 12—28.
4. Балакина Л. М., Кисловская В. В. Особенности механизма очага некоторых глубоких землетрясений в Охотском море.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 8, с. 17—28.
5. Балакина Л. М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 4, с. 43—52.
6. Балакина Л. М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 5, с. 16—30.
7. Балакина Л. М., Голубева Н. В. Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 9, с. 3—21.
8. Балакина Л. М. Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 8, с. 3—24.
9. Бунэ В. И., Балакина Л. М., Павлова Г. И. Сейсмичность Южной Америки.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана (Геодинамические исследования). М.: Сов. радио, 1975, № 1, с. 82—99.
10. Губин И. Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152), с. 49.
11. Гусяков В. К. О связи волны цунами с параметрами очага подводного землетрясения.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: СО АН СССР, 1974, вып. 5, ч. 1, с. 118—140.
12. Кропоткин П. Н. Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукцией).— Геотектоника, 1978, № 5, с. 3—8.
13. Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5, с. 1092—1095.
14. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972, с. 222.
15. Савостин Л. А., Шеменда А. И., Лобковский Л. И. Тектоника океанского склона Курило-Камчатского желоба.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 842—845.
16. Сергеев К. Ф. Тектонический очерк Курильской островной системы.— В кн.: Восточноазиатские островные системы. ДВНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1978, с. 3—16.
17. Сергеев К. Ф. О тектоническом положении островных систем в зоне перехода Евразии к Тихому океану.— В кн.: Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1979, с. 3—14.
18. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1976, с. 99—109.
19. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Строение Курильской фокальной зоны.— В кн.: Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1977, с. 6—16.

20. Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии.— Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1965, № 36, с. 66—93.
21. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121—150.
22. Шебалин Н. В. К вопросу о природе глубоких землетрясений.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1119—1122.
23. Шики Ц., Мисава Ю. Геологическое положение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—108.
24. Abe K., Kanamori H. Temporal variation of the activity of intermediate and deep focus earthquakes.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B7, p. 3589—3595.
25. Acharya H. K., Aggarwal Y. P. Seismicity and tectonics of the Philippine islands.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № B6, p. 3239—3250.
26. Anderson D. L. Phase changes in the upper mantle.— Science, 1967, v. 157, p. 1165—1175.
27. Anderson R. N., Forsyth D. W., Molnar P., Mimmerickx J. Fault plane solutions of earthquakes on the Nazca plate boundaries and the easter plate.— Earth and Planet Sci. Lett., 1974, v. 24, № 2, p. 188—202.
28. Ando M. Possibility of major earthquake in Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects.— Tectonophysics, 1975, v. 25, № 1/2, p. 69—85.
29. Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, № 5, p. 385—400.
30. Ben-Menahem A., Roseman M., Israel M. Source mechanism of the Alaskan earthquake of 1964 from amplitudes of free oscillations and surface waves.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1972, v. 5, № 1, p. 1—29.
31. Bolt B. A. A proposal for the global calibration of group earthquake locations.— Geophys. J., 1973, v. 33, № 2, p. 249—250.
32. Davies J. N., House L. Aleutian subduction zone seismicity, volcano-trench separation, and their relation to great thrust-type earthquakes.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B9, p. 4583—4591.
33. Denham D. Distribution of earthquakes in the New Guinea — Solomon Islands region.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 17, p. 4290—4299.
34. Engdahl E. R., Scholz C. H. A double Benioff zone beneath the Central Aleutians: an unbending of the lithosphere.— Geophys. Res. Lett., 1977, v. 4, № 10, p. 473—476.
35. Fedotov S. A., Tokarev P. I. Earthquakes. Characteristics of the upper mantle under Kamchatka and their connection with volcanism. (According to data collected up to 1971).— Bull. volcanol., 1974, v. 37, № 2, p. 245—257.
36. Fitch T. J., Molnar P. Focal mechanism along inclined earthquake zone in the Indonesia — Philippine region.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 8, p. 1431—1444.
37. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. 2-nd ed. Princeton, N. Y.: Princeton Univ. Press, 1954, p. 10—111.
38. Hanuš V., Vanek J. Structure of the Wadati-Benioff zone in Andean South America. Geodyn. Invest. Czechoslov. Final Rept. Br., 1979, p. 31—34.
39. Hanuš V., Vanek J. Systems of subduction in the South-West Pacific. Geodyn. Invest. Czechoslov. Final Rept. Br., 1979, p. 35—40.
40. Hanuš V., Vanek J. Wadati-Benioff zone and induced fracturing of the continental wedge in Middle America. Geodyn. Invest. Czechoslov. Final Rept. Br., 1979, p. 41—44.
41. Hasegawa A., Umino N., Takagi A. Double-planed deep seismic zone and upper mantle structure in the Northeastern Japan arc.— Geophys. J., 1978, v. 54, № 2, p. 281—296.
42. Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu.— Tectonophysics, 1979, v. 57, № 1, p. 1—6.
43. Hatory T. Tsunami sources on the Pacific side in northeast Japan.— J. Seismol. Soc. Japan, 1974, v. 27, № 4, p. 321—337.
44. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solution obtained, 1926—1968.— Geophys. Mag., 1971, v. 35, № 3, p. 207—274.
45. Ichikawa M. Some problems in the focal mechanism in and near Japan.— Geophys. Mag., 1980, v. 39, № 1, p. 1—22.
46. Isacks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, v. 9, № 1, p. 103—174.
47. Isacks B. L., Sykes L. R., Oliver J. Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji — Tonga-Kermadec region.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1967, v. 57, № 5, p. 935—957.
48. Johnson T., Molnar P. Focal mechanisms and plate tectonics of the Southwest Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 26, p. 5000—5032.
49. Kanamori H. The Alaska earthquakes of 1964: radiation of long-period surface waves and source mechanism.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 26, p. 5029—5040.
50. Kanamori H., Cipar J. J. Focal process of the great Chilean earthquakes may 22, 1960.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1974, v. 9, № 2, p. 128—136.
51. Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana — Caroline and Ryukyu — Taiwan regions.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 25, p. 5923—5948.

52. *Kelleher J. A.* Rupture zones of large south American earthquakes and some predictions.— *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, № 11, p. 2087—2103.
53. *Kelleher J. A., Savino J., Rowlett H., McCann W.* Why and Where great thrust earthquakes occur along island arcs.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, № 32, p. 4889—4899.
54. *Knopoff L., Randall M. J.* The compensated linear vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, № 26, p. 4957—4963.
55. *Mogi K.* Active periods in the world's chief seismic belts.— *Tectonophysics*, 1974, v. 22, № 3/4, p. 265—282.
56. *Molnar P.* Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera fracture zone.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, № 5, p. 1651—1658.
57. *Nishenko S., McCann W.* Large thrust earthquakes and tsunamis: implications for the development of fore arc basins.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B2, p. 573—584.
58. *Oike K.* On the nature of the occurrence of intermediate and deep earthquakes. 2. Spatial and temporal clustering.— *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 1971, v. 21, pt 1, № 184, p. 43—73.
59. *Pascal G., Isacks B. L., Barazangi M., Dubois J.* Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, № B10, p. 4957—4973.
60. *Pascal G.* Seismotectonics of the Papua New Guinea — Solomon Islands region.— *Tectonophysics*, 1979, v. 57, № 1, p. 7—34.
61. *Randall M. J., Knopoff L.* The mechanism at the focus of deep earthquakes.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, № 26, p. 4965—4976.
62. *Richter F. M.* Focal mechanisms and seismic energy release of deep and intermediate earthquakes in the Tonga-Kermadec region and their bearing on the depth extent of mantle flow.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B12, p. 6783—6795.
63. *Rivas K. J. L.* Mecanismo focal de terremotos y el tectonismo Sudamericano. La Paz, Bolivia, 1971. 134 p.
64. *Savage J. C., Hastie L. M.* Surface deformation, associated with dip-slip faulting.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 20, p. 4897—4904.
65. *Shimazaki K.* Nemuro-Oki earthquake of June 17, 1973: a lithospheric rebound at the upper half of the interface.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1975, v. 9, № 4, p. 314—327.
66. *Shiono K., Mikumo T., Ishikawa Y.* Tectonics of the Kyushu — Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate — depth earthquakes.— *J. Phys. Earth*, 1980, v. 28, № 1, p. 17—43.
67. *Stepp N. H.* The double seismic zone in downgoing slabs and the viscosity of the mesosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B9, p. 4565—4571.
68. *Smith P. J.* Benioff splitting.— *Nature*, 1977, v. 273, № 5638, p. 563—564.
69. *Stauder W., Bollinger G. A.* The focal mechanism of the Alaska earthquakes of march 28, 1964, and of its aftershock sequence.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 22, p. 5283—5296.
70. *Stauder W.* Mechanism of the Rat island earthquake sequence of february 4, 1965, with refation to island arcs and sea floor spreading.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 12, p. 3847—3858.
71. *Stauder W., Mualchin L.* Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile — Kamchatka arc and of the Kurile — Hokkaido corner.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, № 2, p. 297—308.
72. *Sykes L. R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, № 8, p. 2131—2154.
73. *Sykes L. R., Isacks B. L., Oliver J.* Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitudes in the Fiji — Tonga region.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1969, v. 59, № 3, p. 1093—1113.
74. *Sykes L. R.* Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and Aleutians.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 32, p. 8021—8041.
75. *Tsukahara H.* Physical conditions for double seismic planes of the deep seismic zone.— *J. Phys. Earth*, 1980, v. 28, № 1, p. 1—15.
76. *Umino N., Hasegawa A.* On the two-layered structure of deep seismic plane in northeastern Japan arc.— *J. Seismol. Soc. Japan*, 1975, v. 28, № 2, p. 125—139.
77. *Utsu T.* Time and space distribution of deep earthquakes in Japan.— *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, 1969, v. VIII, № 3, p. 117—128.
78. *Utsu T.* Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands.— *J. Phys. Earth*, 1974, v. 22, № 3, p. 325—342.
79. *Uyeda S., Kanomori H.* Back-arc opening and the mode of subduction.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B3, p. 1049—1061.
80. *Watanabe K., Hirano N., Takeuchi F.* On the accuracy of hypocenter determination of the Hokuriku Microearthquake Observatory.— *Bull. Disas. Prev. Res. Inst.*, 1978, v. 28, pt 3—4, p. 95—111.
81. *Wu F. T., Kanamori H.* Source mechanism of february 4, 1965, Rat island earthquake.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, № 26, p. 6082—6092.
82. *Yoshii T.* A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan.— *Tectonophysics*, 1979, v. 55, № 3/4, p. 349—360.

УДК 551.26.037 + 551.242.3

**СИВОРОНОВ А. А., МАЛЮК Б. И.****МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ  
И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ  
НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ**

Рассматриваются вопросы выделения метаморфизованных вулканогенных формаций раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Большое внимание уделено проблеме типизации формаций, выделению групп и подгрупп формаций, в совокупности составляющих формационный тип. Эти вопросы рассматриваются на примере четырех формационных типов: коматитит-толеитового, джеспилит-толеитового, андезит-дацит-толеитового и коматититового, а также вулканогенно-седиментогенного комплекса формаций, включающего значительное количество конкретных членов. Предложена схема типизации и группировки формаций, выделено шесть типов формационных рядов зеленокаменных поясов.

Анализ материала приводит к выводу о самостоятельности зеленокаменных поясов как тектонических элементов.

**1. ВВЕДЕНИЕ**

Обширная геологическая литература по зеленокаменным поясам мира, появившаяся в последние годы, подтверждает представление о значительном разнообразии этих структур в вещественном, структурно-тектоническом и металлогеническом отношениях. Это в свою очередь предполагает наличие разных типов зеленокаменных поясов, выделение которых в конечном итоге позволит подойти вплотную к решению вопроса о тектонической сущности этих интересных и важных структурных элементов фундаментов древних платформ.

Из всех известных признаков, на основании которых можно подойти к типизации различных тектонических элементов (тектонических, геохронологических, структурно-вещественных и др.), наиболее объективными и независимыми от теоретической позиции исследователя являются структурно-вещественные признаки. В свою очередь наиболее эффективное использование этих признаков возможно лишь на базе выделения формаций. Такой путь решения проблемы типизации зеленокаменных поясов является определяющим и в подходе к различного рода металлогеническим исследованиям, несущая необходимость которых обусловлена тем, что главные перспективы развития минерально-сырьевой базы территорий древних щитов связываются в основном с раннедокембрийскими зеленокаменными поясами [26]. Проблема типизации зеленокаменных поясов при таком подходе должна решаться посредством типизации формаций, выделения формационных рядов и типизации последних. Освещение этих вопросов и обсуждение проблемы тектонической природы зеленокаменных поясов составляют предмет настоящей работы.

**2. ТИПИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ  
ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ**

При выделении формаций зеленокаменных поясов, например, Украинского щита [9, 13, 16—18], исследователи исходили из определенной геотектонической концепции, отражающейся в наименовании формаций. Авторы перечисленных работ в то время единодушно склонялись к выводу о геосинклинальном стиле развития зеленокаменных поясов, а выявленные тогда некоторые отличительные особенности этих формаций рассматривались как специфические черты, присущие раннедо-

кембрийским подвижным областям геосинклинального типа. Очевидно, что такой путь формационного анализа вряд ли может явиться надежной основой для понимания тектонической природы этих еще довольно слабо изученных образований.

Геологосъемочные и тематические работы, проведенные в последние годы в Среднем Приднепровье (Украинский щит), дали много нового материала, позволившего выделить на структурно-вещественной основе метаморфизованные вулканогенные формации Базавлукского и Конкско-Белозерского зеленокаменных поясов и показать несопоставимость этих формаций и образованных ими формационных рядов с соответствующими подразделениями геосинклинальных складчатых систем [19, 21].

В основании разреза зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья развит парагенезис ультраосновных и основных вулканогенных пород — метаморфизованных коматиитов (в основном пироксенитовых) и толеитовых базальтов, характерный для *метаморфизованной коматиит-толеитовой формации*. Выше по разрезу располагается *джеспилит-метатолеитовая формация* с элементарным парагенезисом джеспилит + метаморфизованный толеитовый базальт. Эта ассоциация сменяется парагенезисом толеитовых базальтов и средних, реже кислых эффузивов (*метаморфизованная андезит-дацит-толеитовая формация*). Завершается вулканогенный формационный ряд *коматиитовой формацией*, для которой характерен парагенезис различных ультрамафитов (метаморфизованных перидотитовых и пироксенитовых коматиитов). Самые верхние части разрезов зеленокаменных поясов, характеризующиеся сложным сочетанием вулканитов (андезитов и риолитов) и осадочных пород (в том числе и джеспилитов), оказались менее изученными в формационном отношении. Сейчас можно лишь утверждать, что в этой части разреза имеются по крайней мере два различных вида породных парагенетических групп (песчано-сланцевая и джеспилитовая кремнисто-сланцевая), но выделение конкретных формаций пока не представляется возможным.

Каждая из выделенных формаций содержит также второстепенные и чуждые (аллофильные) члены. Последние обычно сходны по составу с основными членами подстилающей и (или) перекрывающей формаций, в то время как второстепенные члены выявляют значительные черты отличия от главных членов этих формаций.

К настоящему времени состояние изученности зеленокаменных поясов таково, что, опираясь на богатый литературный материал, можно произвести корреляцию выделенных формаций для структур этого типа, известных на других щитах. При этом можно избежать детальных формационных исследований, поскольку из литературных источников видна степень сохранения того или иного породного парагенезиса в пределах различных частей разрезов.

Анализ этого материала показал принципиальную возможность выделить почти для всех важнейших гранитно-зеленокаменных областей мира вулканогенные формации, чаще всего аналогичные таковым Среднего Приднепровья. Многократная повторяемость почти всех перечисленных выше формаций в фундаментах древних платформ разных континентов позволяет рассматривать их в качестве формационных типов. Вместе с тем конкретные проявления одного формационного типа в различных регионах весьма многообразны, причем это многообразие обусловливается, с одной стороны, количественными соотношениями главных членов формаций, а с другой — составом второстепенных и, по-видимому, чуждых членов формации при сохранении состава элементарного парагенезиса. Поэтому для анализа разрезов различных зеленокаменных поясов необходима группировка конкретных формаций в пределах одного формационного типа. Для удобства изложения и графического изображения отдельным группам и подгруппам конкретных формаций будет дана соответствующая индексация. Для краткости в тексте будет приводиться названия первичных эквивалентов метаморфизо-

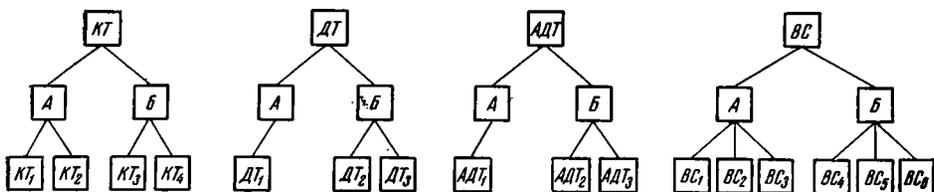


Рис. 1. Классификация вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций зеленокаменных поясов (обозначения индексов в тексте)

ванных формаций (например, коматитит-толеитовая вместо метакоматитит-метатолеитовая), но необходимо иметь в виду, что все эти формации в той или иной мере преобразованы регионально проявленными процессами зонального метаморфизма.

Основание разрезов зеленокаменных поясов в ряде случаев сложено формациями, относящимися к типу базальных терригенных (индекс БТ). Известны эти формации пока только в Южной Африке (Зимбабве [28]) и Канаде [3]. За недостатком данных этот формационный тип пока детально не разделяется, однако уже сейчас можно говорить о таких его представителях, как конгломератовая формация (Канада) и конгломерат-аргиллитовая формация (Зимбабве).

Формации, относящиеся к коматитит-толеитовому типу, распространены очень широко и достаточно хорошо изучены. В формационном типе (индекс КТ) выделяются две группы конкретных формаций (рис. 1): А — формации, почти полностью лишённые второстепенных и чуждых членов, и Б — формации, в составе которых эти члены присутствуют в заметных количествах. По соотношению членов парагенезиса группа А делится на две подгруппы. К первой подгруппе относятся коматитит-толеитовые формации зеленокаменных поясов Украинского щита, для которых характерно преобладание толеитов над коматитами [21]. Индекс конкретных формаций этой подгруппы КТ<sub>1</sub>. Сходная с ней коматитит-толеитовая формация пояса Белингве (Зимбабве [28, 51]), в составе которой, однако, преобладают коматиты, относится ко второй подгруппе (КТ<sub>2</sub>). Группа Б соответственно делится также на две подгруппы. К первой подгруппе относятся формации с преобладанием (или примерно равным содержанием) толеитов над коматитами (КТ<sub>3</sub>), а во вторую входят формации с обратным соотношением главных членов (КТ<sub>4</sub>). Наиболее типичным представителем первой подгруппы является очень мощная коматитит-толеитовая формация (КТ<sub>3</sub>) пояса Барбертон («формации»<sup>1</sup> Сэндспруит, Тиспруит, Комати [25, 26]), а второй подгруппы — коматитит-толеитовые формации зеленокаменных поясов Восточной Золоторудной провинции блока Йилгарн Западной Австралии [47]. Дальнейшее разделение формаций группы Б можно было бы производить по составу второстепенных членов (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные), однако для этого мы не располагаем достаточным фактическим материалом.

Джеспилит-толеитовый формационный тип (ДТ, см. рис. 1) отличается не меньшим разнообразием конкретных формаций, которые, однако, можно свести к двум группам. Группа А включает формации, почти лишённые второстепенных и аллофильных членов (Верховцевский синклинорий, Украинский щит [21]). Имеющиеся к настоящему времени данные не позволяют разделить эту группу на подгруппы, в связи с чем индекс всей группы — ДТ<sub>1</sub>. Группа Б, в которую входят формации, в составе которых значительную роль играют второстепенные и аллофильные члены, делится на две подгруппы. К первой подгруппе (ДТ<sub>2</sub>) относятся формации, «загрязняющие» члены которых представлены хемоген-

<sup>1</sup> Здесь и далее в условных обозначениях к рисункам формация в таком обозначении соответствует стратиграфическому подразделению в понимании зарубежных геологов.

но-эксгальционными образованиями (кварциты, кремнистые сланцы, карбонаты) — пояс Исуа (Западная Гренландия). Во второй подгруппе формаций (ДТ<sub>2</sub>) эти члены являются существенно терригенными и представлены различными слюдястыми, глинистыми сланцами, метапесчаниками и метаалевролитами. К этой подгруппе, вероятно, можно отнести формации зеленокаменных поясов района КМА.

Помимо толеитовых базальтов джеспилиты иногда находятся в парагенезисе (тесное переслаивание) с коматиитами, что может являться основанием для выделения самостоятельной джеспилит-коматиитовой формации (пояс Яуратси, Финляндия [31]).

В состав андезит-дацит-толеитового формационного типа (АДТ, см. рис. 1), как показали исследования, входит широкий спектр вулканогенных пород от основного до кислого состава. Конкретные формации этого типа различаются как количественным соотношением главных членов, так и составом второстепенных (возможно, и чуждых) членов. Группировка формаций по первому признаку вряд ли сейчас возможна не только из-за отсутствия полных разрезов, но и из-за неоднозначности границ, принимаемых разными авторами при разделении эффузивов ряда риолит — дацит — андезит [6]. Поэтому в настоящее время удобнее группировать конкретные формации по составу второстепенных членов.

В формационном типе выделяются две группы формаций. Группа А включает собственно андезит-дацит-толеитовые формации, для которых характерно почти полное отсутствие второстепенных членов (Зимбабве [40, 51]). Группа А на подгруппы не разделяется — индекс группы АДТ<sub>1</sub>. Группа Б состоит из двух подгрупп. К первой подгруппе (АДТ<sub>2</sub>) относятся формации с существенно вулканогенными второстепенными членами — метакоматиитами («формация» Хуггеног, Барбертон [59]). Ко второй подгруппе (АДТ<sub>3</sub>) относятся формации, второстепенные члены которых представлены первично-осадочными породами — метапесчаниками, метаалевролитами, кремнистыми сланцами (Булавайская группа, кроме мафической «формации» [40]).

Из всех формаций, выделенных на Украинском щите, только коматиитовая не была обнаружена в других районах. Возможно, здесь сказались недостаточная изученность исследованных зеленокаменных поясов, но, вероятно, также и то, что породы этой формации зачисляются в ранг интрузивных. Альтернативным может быть предположение о специфике зеленокаменных поясов Украинского щита. В связи с этим пока можно ограничиться выделением лишь одной конкретной формации с индексом К.

Коматиитовой формацией заканчивается собственно вулканогенный формационный ряд зеленокаменных поясов. Как уже говорилось, в составе самых верхних частей разрезов существенную роль играют осадочные (терригенные и хемогенные) образования, которые наряду с вулканогенными породами определяют формационный набор вулканогенно-седиментогенных комплексов (индекс ВС). Эти комплексы по признаку присутствия или отсутствия джеспилитовой кремнисто-сланцевой формации объединяются в две группы. В первую группу (А) включаются вулканогенно-седиментогенные комплексы с джеспилитовой кремнисто-сланцевой формацией, а во вторую группу (Б, рис. 1) объединяются комплексы без этой формации. Комплексы первой группы развиты в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья (в том числе в Криворожско-Кременчугской полосе) и КМА [20], в зеленокаменном поясе Барбертон, в некоторых участках пояса Абитиби (группы Делоро и Тисдэйл [52]), в зеленокаменных поясах Тати (Ботсвана) и провинции Мурчисон в Австралии. Представители второй группы вулканогенно-седиментогенных комплексов распространены в зеленокаменных поясах Канадского щита (северо-запад провинции оз. Верхнего, провинции Слейв и Черчилл), в поясе Южный Крест и поясах блока Пилбара в Австралии, в поясах Белингве, Булавайо (Зимбабве), а также в зеленокаменных поясах Финляндии, Индии и Бразилии.

<i>барбертон</i>	<i>булавайо, кве-кве</i>	<i>беликве</i>	<i>Тати</i>	<i>Вумба</i>	Провинции из Вернево Черчил Слейв	<i>Абитиди (вост. часть)</i>	<i>Абитиди (центр. и зап. части)</i>	<i>Сев-зап. пров. оз. Вертнево</i>
<i>BC<sub>2</sub></i>	<i>BC<sub>3</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>3</sub></i>	<i>ADT<sub>1</sub></i>		<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>
<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>ADT<sub>1</sub></i>	<i>KT<sub>3</sub></i>	<i>KT<sub>1</sub></i>		<i>KT<sub>1</sub></i> $\triangle$ <i>DT<sub>3</sub></i>	<i>KT<sub>1</sub></i>	<i>ADT<sub>1</sub></i>
<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>ADT<sub>1</sub></i>	<i>KT<sub>2</sub></i>	<i>Ботсвана</i>			<i>р. Анцалик</i>	<i>р. Бэк</i>	<i>Йеллоунайф</i>
<i>ADT<sub>2</sub></i>	<i>DT<sub>1</sub></i>	<i>BT</i>	<i>1. Южная Африка</i>			<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>
<i>KT<sub>3</sub></i>	<i>KT<sub>3</sub></i>					<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>
<i>ЮАР</i>	<i>Зимбабве</i>					<i>ADT<sub>1</sub></i>	<i>ADT<sub>3</sub></i>	<i>ADT<sub>1</sub></i>
<i>пр. Мурчисон</i>	<i>Уилунга-Норсмен</i>	<i>Южный Крест</i>	<i>вл. Пилбара</i>	<i>2. Западная Австралия</i>		<i>Ранкин-Инлет-Эннабай</i>	<i>4. Канада</i>	
<i>BC<sub>3</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>			<i>BC<sub>4</sub> &gt; BC<sub>5</sub></i>		
<i>DT<sub>3</sub></i>	<i>KT<sub>4</sub></i>	<i>DT<sub>2</sub></i>	<i>ADT<sub>3</sub></i>			<i>ADT<sub>1</sub></i>		
<i>KT<sub>1</sub></i>					<i>ADT<sub>1</sub></i>			
<i>Кузма</i>	<i>Иломантси</i>	<i>Салла</i>	<i>Киттиля</i>	<i>Яуратси</i>	<i>Инари</i>	<i>5. Индия</i>	<i>6. Бразилия</i>	
<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>ДК?</i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	<i>BC<sub>5</sub></i>	
<i>ADT<sub>1</sub></i>	<i>KT<sub>1</sub></i>	<i>KT<sub>1</sub></i>	<i>KT<sub>1</sub></i>	<i>3. Финляндия</i>		<i>ADT<sub>3</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>	
<i>KT<sub>1</sub></i>						<i>KT<sub>3</sub></i>	<i>DT<sub>2</sub></i>	
		<i>ADT<sub>3</sub></i>	<i>ADT<sub>3</sub></i>	<i>BC<sub>4</sub></i>		<i>10. Среднее Приднестровье</i>		
<i>7. Гренландия Исуа</i>	<i>BC<sub>6</sub></i>	<i>Парандово</i>	<i>Хаутаваара</i>	<i>Ялонваара</i>	<i>9. КМА</i>	<i>BC</i>		
	<i>ADT<sub>3</sub></i>					<i>К</i>		
<i>KT<sub>1</sub></i>	<i>в. Карелия</i>							
<i>DT<sub>2</sub></i>	<i>Койкары-Сееозеро</i>				<i>BC<sub>2</sub></i>	<i>ADT</i>		
					<i>DT<sub>3</sub></i>	<i>DT</i>		
						<i>KT</i>		

Помимо этого каждая группа по количественному соотношению вулканогенной и седиментогенной составляющих делится на три подгруппы: 1) существенно вулканогенную (индексы  $BC_1$  и  $BC_4$  для первой и второй групп соответственно); 2) существенно осадочную ( $BC_2$  и  $BC_3$  для первой и второй групп соответственно); 3) смешанную вулканогенно-осадочную ( $BC_3$  и  $BC_4$  для первой и второй групп соответственно). Рассмотрение в настоящей работе не разделенного на формации вулканогенно-седиментогенного комплекса необходимо для более полной вещественной характеристики зеленокаменных поясов.

### 3. ТИПИЗАЦИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

На рис. 2 приведены результаты выделения и типизации формаций зеленокаменных поясов фундамента древних платформ. Характерно, что в разрезе разнотипных зеленокаменных поясов намечается однообразная последовательность формаций, однако полнота формационных разрезов, количество и типы формаций в разных зеленокаменных поясах разные. К тому же отчетливо видна значительная пестрота ассоциаций конкретных формаций, относящихся к различным формационным группам и подгруппам в пределах одного формационного типа. Такое разнообразие конкретных формационных рядов свидетельствует о значительном разнообразии зеленокаменных поясов, одни из которых характеризуются полиформационным составом (Южная Африка, Украинский щит), в других наборы ограничиваются двумя-тремя формациями (Австралия, Канада, Индия), а третьи вообще являются моноформационными поясами (некоторые пояса Финляндии, Карелии, Гренландии). Такие значительные формационные отличия разных зеленокаменных поясов обусловлены, по-видимому, составом и особенностями проявления магматизма, хотя в отдельных случаях нельзя исключать и уничтожение некоторых формаций в процессе становления тоналитовых массивов, обрамляющих зеленокаменные пояса.

Рис. 2. Метаморфизованные вулканогенные формации зеленокаменных поясов мира

Выделены по данным:

1. Южная Африка. Барбертон: КТ — «формации» Сэндспруит, Тиспруит и Комати, АДТ — «формации» Хуггеноег, Кромберг и Сварткоппи [25, 26, 59];  $BC_5$  — «формации» Шеба и Бельвю Роуд,  $BC_4$  — «формация» Шунгезихт,  $BC_2$  — «формации» Клута, Джоус Лак и Бавианскоп [25]. Булавайо, Кве-Кве: КТ — Себаквийская группа [46]; ДТ — мафическая «формация», АДТ — «формация» Мэлайями,  $BC_4$  — фельзическая «формация» [37, 40];  $BC_6$  — Шамвайская группа [46]. Белингве: БТ — «формация» Мэнджери, КТ — «формация» Рилайенс, АДТ — «формация» Зидербергс, ВС — «формация» Чешир [28, 51]. Тати: КТ — «формация» Леди Мери, ВС — «формации» Пеналонга и Селкирк [42]. Вумба: КТ — «формации» Себина и Вумба, АДТ — «формации» нижняя и верхняя фельзические и нижняя и верхняя мафические [42].
2. Австралия. Пояса провинции Мурчисон: КТ — нижняя часть «формации» Мойяджи, ДТ — верхняя часть «формации» Мойяджи, ВС — «формация» Куддингварра [30]. Уилуна-Норсмен: КТ и ВС по [47, 49, 58]. Южный Крест: ДТ и ВС по [35, 36]. Пояса блока Пилбара: АДТ и ВС по [29].
3. Финляндия. Все построения выполнены по [31].
4. Канада. Абитиби (восточная часть): КТ — по [32, 41]; ДТ — группа Виллебон [57]; ВС — по [32, 52]. Абитиби (центральная и западная часть): КТ и ВС по [60]. Северо-запад провинции оз. Верхнего: по [38].
- р. Аниалик: по [55], р. Бек: по [45]. Район Йеллоунайф: по [44]. Для всей провинции Слейв  $BC_5$  — метаосадки группы Йеллоунайф.
5. Ранкин Инлет-Эннадай: по [54].
6. Индия: КТ — группа Бабабудан, АДТ — группа Читрадурга, ВС — группа Ранибеннур — Суна — Дандели [48, 53].
7. Бразилия: ДТ — по [8, 43], ВС — по [43].
8. Гренландия, Исуа: по [2].
9. Карелия: Койкары — Сегозеро — [5]; Парандовский, Хаутоваарский и Ялонваарский участки, по [15].
10. КМА. ДТ — железногорская свита михайловской серии, ВС — курская и оскольская серии [14].
11. Среднее Приднепровье. Более подробно см. [21].

Картина значительно упрощается, если рассматривать не конкретные формации, а формационные типы, которые, располагаясь в определенном порядке по разрезу, образуют типы формационных рядов. Поскольку в одной гранитно-зеленокаменной области разные пояса обычно несколько отличаются один от другого полнотой формационного разреза, для характеристики каждой конкретной области используются пояса с максимальным количеством формаций.

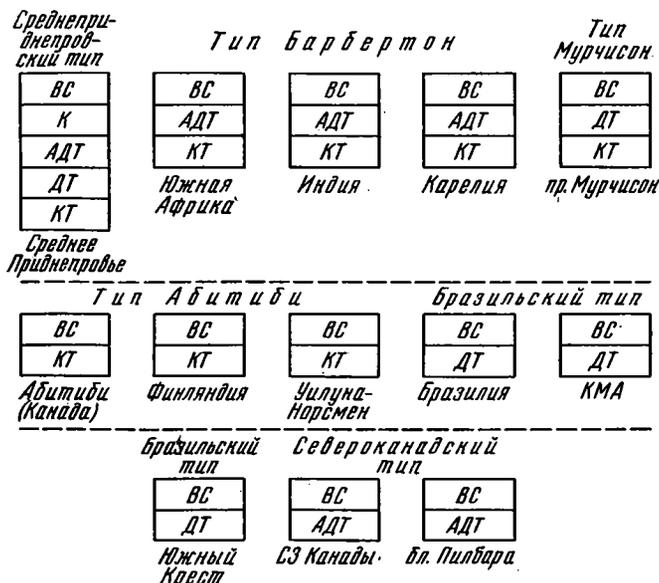


Рис. 3. Типы формационных рядов зеленокаменных поясов мира

Наибольшим разнообразием формаций характеризуются зеленокаменные пояса Среднего Приднепровья. Пояса этой области имеют наиболее полный набор вулканогенных формаций, образующих формационные ряды *среднеприднепровского типа* (рис. 3). В составе верхней, вулканогенно-седиментогенной части разреза в отдельных поясах названной области присутствуют джеспилитовые кремнисто-сланцевые формации.

Ряды метаморфизованных вулканогенных формаций *типа Барбертон* состоят из коматитит-толеитового и андезит-дацит-толеитового формационных типов, не считая верхней вулканогенно-седиментогенной группы формаций. Помимо зеленокаменных поясов Южно-Африканского и Индийского щитов подобные типы формационных рядов развиты в некоторых поясах Карелии.

Следующий формационный ряд *типа Мурчисон* развит в одноименной провинции (Западная Австралия) и в восточной части пояса Абитиби (рис. 2). Он представлен двумя вулканогенными формациями (коматитит-толеитовой и джеспилит-толеитовой) и вулканогенно-седиментогенной группой формаций.

Четвертый формационный ряд *типа Абитиби* развит в большей (западной и центральной) части пояса Абитиби, в зеленокаменных поясах Финляндии и в поясе Уилуна-Норсмен (Австралия). Вулканогенная часть разрезов этих поясов представлена только коматитит-толеитовой формацией. Вторым членом формационного ряда является вулканогенно-седиментогенный комплекс.

Пятый, *бразильский тип* формационных рядов зеленокаменных поясов в нижней, вулканогенной части разреза, представлен одной джеспилит-толеитовой формацией, а в верхней части разреза, в составе вулканогенно-седиментогенного комплекса, осадочные породы часто преобладают над вулканическими. Подобный формационный ряд характерен

также для пояса Южный Крест в Австралии и, по-видимому, для некоторых зеленокаменных структур КМА.

*Североканадский тип* формационного ряда помимо Канадского щита (северо-запад провинции оз. Верхнего, а также пояса провинций Слейв и Черчилл) развит в поясах блока Пилбара, Западная Австралия. В данном типе разреза внизу выделяется андезит-дацит-толеитовая формация, а выше — вулканогенно-осадочная группа с преобладанием осадочных пород.

Помимо этого на территории Карелии (Хаутоваарский и Парандовский участки), Финляндии (пояс Яуратси) и Западной Гренландии (пояс Исуа) известны моноформационные зеленокаменные пояса, характеризующиеся небольшими размерами и обычно сложенные либо джеспилит-толеитовой (пояс Исуа), либо андезит-дацит-толеитовой формацией.

Таким образом, анализ имеющегося материала показывает значительное разнообразие типов формационных рядов раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Становится очевидным, что зеленокаменные пояса не являются одинаково построенными структурами, как это утверждают некоторые исследователи. И именно существование различных типов формационных рядов, иначе говоря, различных вещественных типов зеленокаменных поясов накладывает существенные ограничения на существующие геотектонические модели развития этих структур, которые рассматриваются в следующем разделе.

#### 4. О ПРИРОДЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Вопрос о происхождении зеленокаменных поясов нижнего докембрия обсуждается уже давно. На примере различного понимания природы зеленокаменных поясов можно проследить эволюцию тектонических представлений за последние десятилетия. До появления концепции литосферных плит зеленокаменные пояса рассматривались с точки зрения геосинклинальной теории [10, 16]. Само название «зеленокаменный пояс» для обозначения определенной категории нижнедокембрийских структур появилось в 1969 г. [27], когда идеи тектоники плит уже получили значительную популярность. Если в рамках геосинклинальной теории зеленокаменные пояса продолжали в это время рассматриваться как эвгеосинклинальные зоны [17], то в рамках представлений тектоники плит эти структуры начали сопоставляться со срединно-океаническими хребтами [56], островными дугами [4], зонами окраинных морей [24] и т. д.

Более детальное рассмотрение показывает, однако, что все эти модели вступают в противоречие с определенными фактами [23]. Так, например, островодужная модель могла бы объяснить формирование поясов с формационными рядами среднеприднепровского, барбертонского, североканадского типов и типа Абитибиды. Но природа поясов бразильского типа и типа Мурчисон с этой точки зрения не ясна. В свою очередь с позиций моделей срединно-океанических хребтов и офиолитовых поясов невозможно объяснить механизм формирования формационных рядов бразильского и североканадского типов. Таких примеров можно привести много, но очевидно, что все эти гипотезы довольно односторонне объясняют природу зеленокаменных поясов. Происходит это, вероятно, потому, что в литературе нет достаточно четких формулировок и признаков зеленокаменных поясов, вследствие чего многие характерные черты считаются несущественными. Между тем современный уровень изученности зеленокаменных поясов позволяет достаточно определенно сформулировать эти признаки.

1. Зеленокаменные пояса как типичные структуры фундамента древних платформ образуют серии параллельно расположенных синклиналий, разделенных блоками гранито-гнейсов.

2. Форма и размеры. Форма в плане — линейно-вытянутая, иногда близка к изометричной, часто неправильная, «амебоидная», с многочис-

ленными ответвлениями. Размеры: длина 50—300 км (реже более, пояс Абитиби), ширина до 10—50 км.

3. Формационный состав. Специфические вулканогенные и осадочно-вулканогенные формационные ряды, состоящие из метаморфизованных коматиит-толеитовой, джеспилит-толеитовой, андезит-дацит-толеитовой, коматиитовой, кремнисто-сланцевой формаций. Главными членами формаций являются толеитовые базальты, коматииты, кислые и средние эффузивы, джеспилиты, терригенные породы турбидитовых серий. Подобные формационные ряды не встречаются ни в одном из известных других тектонических элементов земной коры.

4. Интрузивный магматизм. С собственно зеленокаменной толщей связаны комагматичные серии базит-ультрабазитов, среди которых выделяются гипербазитовый и габбро-дунит-пироксенитовый формационные типы. С заключительными стадиями формирования поясов связаны интрузии тоналитов и гранитов нормального ряда, образующие нередко диапировые структуры по периферии, а иногда и в теле поясов.

5. Метаморфизм отчетливо зональный, от периферии к центру (и снизу вверх по разрезу) пояса, варьирующий от амфиболитовой до пренит-пумпеллиитовой фаций.

6. Тектоническое положение. Приурочены к зонам глубинных разломов [6, 23]; внутренняя структура имеет синклинальный либо моноклиналиный характер, очень типичны складки с треугольными замками [33], образовавшимися в местах сочленения синклиналей.

Анализируя весь накопленный материал по геологии зеленокаменных поясов, нетрудно сделать вывод, что большинство исследователей пытались параллелизовать зеленокаменные пояса с уже известными тектоническими элементами. Не вдаваясь в детальное рассмотрение различных концепций, рассмотрим их соответствие с признаками зеленокаменных поясов. К настоящему времени все модели можно объединить в три группы: 1) геосинклинальная, 2) островодужная и 3) рифтовая. Существует, правда, еще одно направление — импактное [34, 60], возникшее в связи с необходимостью объяснения высокой температурой излияния коматиитов, и, собственно говоря, никакого другого основания под собой не имеющее.

Некоторые черты сходства зеленокаменных поясов с геосинклиналями явились в свое время основой для их отождествления. Но уже тогда отмечались многие специфические черты гранитно-зеленокаменных областей, не позволявшие рассматривать их в качестве типичных геосинклинальных систем [10]. Все более поздние исследования подтверждают ранее сделанные нами выводы. Формационное изучение зеленокаменных комплексов показало еще более глубокие *формационные отличия* [21], чем это казалось раньше. Специально проведенные работы по изучению соотношения зеленокаменных поясов с фундаментом в Среднем Приднестровье [12] явились, как нам кажется, убедительным доказательством правомерности высказанного уже давно вывода о том, что в расположении зеленокаменных поясов не отмечается никаких признаков унаследованности от структурных форм фундамента.

Все перечисленные выше признаки зеленокаменных поясов мало согласуются с геосинклинальной моделью развития. Особенно существенные отличия заключаются в степени метаморфизма и масштабе гранитного магматизма (в зеленокаменных поясах, несмотря на меньшие их размеры, тоналитовые и гранитные интрузии, которые иногда сопоставляются с формацией гранитных батолитов, проявлены значительно шире, чем их возможные аналоги в геосинклиналях).

В рамках геосинклинальной теории рассматривается и офиолитовая модель развития зеленокаменных поясов [13]. Ситуация соответствия признаков офиолитов и зеленокаменных поясов здесь аналогична. Сравнивать здесь можно только формационный состав, поскольку по другим пунктам различия очевидны. Однако даже в формационном отношении офиолитовой с большим допущением можно назвать только коматиит-толеитовую и коматиитовую формации; тем не менее коматииты в типич-

ных офиолитах отсутствуют. Отсутствие в зеленокаменных поясах глаукофановых сланцев и эклогитов определяет их отличие и от офиолитов францисканского типа [7].

В свете рассмотренных отличий геосинклиналей и зеленокаменных поясов сравнение последних с островными дугами представляется еще менее обоснованным. И это понятно, ибо сравнения эти производятся только на базе петро- и геохимических особенностей пород, слагающих зеленокаменные пояса. Предположение о том, что зеленокаменные пояса развивались на океанической коре, обосновывается главным образом

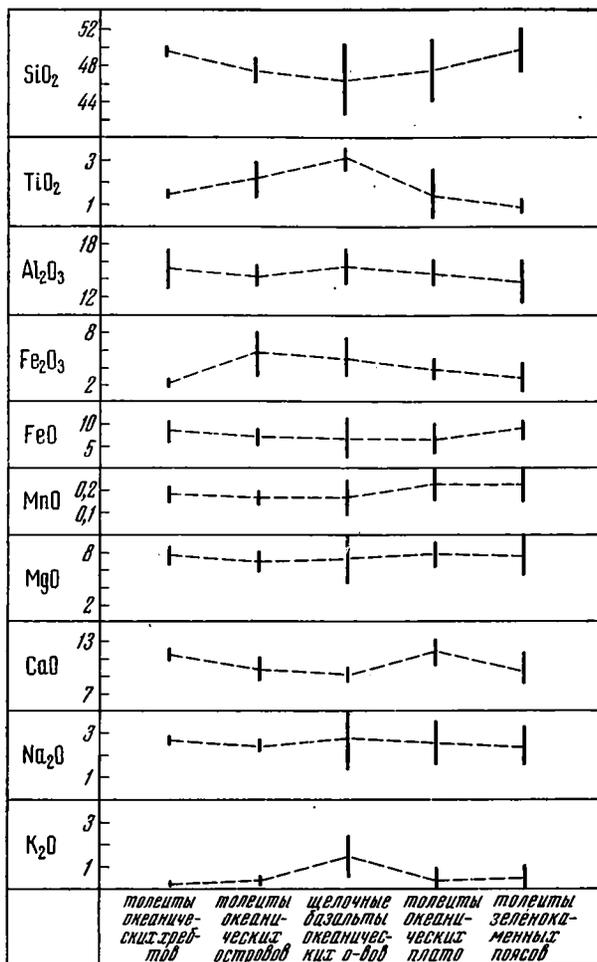


Рис. 4. Сопоставление вариаций химических составов толейтов зеленокаменных поясов с различными океанитами.

Примечание: данные по вулканитам океанов заимствованы у Б. Г. Лутца [11]. Толейты зеленокаменных поясов по [1, 22]

близостью химизма толейтовых базальтов, слагающих более 60% объемов этих структур с различными типами океанических толейтов. На диаграмме (рис. 4) показаны вариации содержаний окислов разнотипных океанических базальтов и толейтов зеленокаменных поясов. Анализ этой диаграммы показывает, что отличия химических составов всех типов толейтов примерно одинаковы и толейты зеленокаменных поясов отличаются от любого типа океанических базальтов в той же степени, в какой последние отличаются один от другого. По содержанию различных окислов древние толейты действительно приближаются к разным типам океанических базальтов, но в общем, тем не менее, образуют самостоя-

тельный петрохимический тип, хотя и вполне сопоставимы со всей группой океанических вулканитов. Было бы даже удивительно, если бы толеиты, выделяемые по сути дела на основании петрохимических особенностей, значительно отличались в этом отношении одни от других. Однако это формальное сходство петрохимии никоим образом не может рассматриваться как довод в пользу общности тектонического развития. Особенности состава толеитовых базальтов как зеленокаменных поясов, так и других структурных элементов, вызваны скорее спецификой вещественного состава земной коры и верхней мантии, нежели тектоническими причинами [7, 39, 50]. Кроме того, при ближайшем рассмотрении даже химизм пород свидетельствует скорее против островодужной модели, чем в ее пользу [6].

Наиболее убедительно в настоящее время выглядит сопоставление зеленокаменных поясов с рифтами [6]. Сравнивая особенности рифтов с перечисленными выше признаками зеленокаменных поясов, видно, что определенные черты сходства отмечаются лишь в тектоническом стиле и частично в метаморфизме (пункты 5 и 6). Метаморфизм рифтов, однако, не связан с гранитными интрузиями. В то же время такая связь неоднократно отмечалась в литературе по метаморфизму зеленокаменных поясов. Таким образом, сходство между рифтами и зеленокаменными поясами является чисто структурным (динамическим). Вещественное же подобие между этими структурами весьма отдаленное, что выражается, в первую очередь, в отсутствии щелочного магматизма в пределах зеленокаменных поясов. По-видимому, зеленокаменные пояса могут быть отнесены к разряду рифтов только на структурной основе. В то же время комплекс других признаков свидетельствует о существовании значительных различий между ними. Мы, однако, разделяем мнение А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского [6] о единстве процессов формирования рифтов и зеленокаменных поясов (равно, как и других, по-видимому, складчатых зон Земли), но пока эти процессы нам недостаточно известны, их нельзя возводить в ранг определяющих критериев для отнесения того или иного тектонического элемента к какому-либо разряду.

Отмеченные выше особенности состава и строения зеленокаменных поясов приводят к выводу о невозможности отнесения этих структур ни к одному из известных ныне тектонических элементов. От последних зеленокаменные пояса отличаются целым комплексом признаков, и, только игнорируя их, можно относить зеленокаменные пояса к эвгеосинклиналям, островным дугам и рифтовым зонам. В связи с этим возникает естественное предположение о самостоятельности зеленокаменных поясов раннего докембрия как тектонических элементов. Незначительные размеры, тесная связь с фиксируемыми в фундаменте глубинными разломами, широкое проявление мантийного магматизма, свидетельствующее о связи с зонами высокой проницаемости земной коры, синклинорное строение — все эти признаки со всей определенностью свидетельствуют о том, что зеленокаменные пояса начинали свое развитие как приразломные или шовные прогибы [10, 15]. Но таким образом их можно было бы называть, если бы на этом их развитие закончилось. Тем не менее затем зеленокаменные пояса прошли стадии тоналитового и гранитного диапиризма и метаморфизма слагающих их толщ. Поэтому зеленокаменные пояса следует, строго говоря, рассматривать как метаморфизованные и интродуцированные гранитоидными массивами приразломные прогибы. Надо отметить, что, несмотря на множество отличий, зеленокаменные пояса содержат как минимум по одному признаку каждого из разобранных выше тектонических элементов. Это могут быть структурные черты, как в случае рифтов, петро- и геохимическая близость толеитов зеленокаменных поясов и океанов, либо сходство турбидитов, развитых в некоторых комплексах ВС зеленокаменных поясов с флишевыми образованиями геосинклиналей. Существует множество менее значительных черт сходства зеленокаменных поясов с другими динамически активными зонами Земли [39]. Все это говорит о том, что зеленокаменные пояса представляют собой примитивные вулканогенные про-

гибы, эволюция которых во времени привела к дифференциации их характерных черт по отдельным тектоническим элементам.

Учитывая значительную сложность и перегруженность тектонической терминологии, мы полагаем, что нет необходимости вводить какой-либо новый термин вместо прочно вошедшего в мировую геологическую литературу термина «зеленокаменный пояс» и сохранить его за структурами этого типа.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенная корреляция осадочно-вулканогенных формаций, впервые установленных на примере зеленокаменных поясов Украинского щита, позволила выделить формационные типы, группы и подгруппы. На базе такой типизации удалось выделить шесть типов формационных рядов раннедокембрийских зеленокаменных поясов. В сочетании с другими особенностями эти данные позволяют сделать вывод о самостоятельности зеленокаменных поясов как геотектонических элементов.

Мы ни в коем случае не претендуем на исчерпывающую полноту формационной характеристики всех зеленокаменных поясов мира. Не исключено (а скорее всего именно так и будет), что новые материалы по зеленокаменным поясам внесут существенные коррективы в предложенную схему типизации и будут выделены иные типы формационных рядов. Но так или иначе подобные исследования, как нам кажется, создают надежную основу для решения одной из актуальных и важных проблем геологии докембрия — типизации нижнедокембрийских зеленокаменных поясов. Исходя из изложенной типизации формационных рядов, сейчас можно говорить о существовании по крайней мере шести механизмов образования зеленокаменных поясов, а точнее — шести эндогенных режимов зеленокаменных поясов в раннем докембрии. В общих чертах сейчас можно отметить, что эволюция каждого зеленокаменного пояса определенного формационного ряда определялась глубиной проникновения и масштабом декомпрессии серии разрывных нарушений, в сумме составляющих глубинный разлом.

## Литература

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. *Аллорт Я.* Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующие с ними железистые кварциты, район Исуа, Центральная часть Западной Гренландии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979, с. 188—201.
3. *Барагар В. Р. А., Мак-Глинн Дж. К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
4. *Берк К., Дьюи Дж. Ф., Кидд У. С. Ф.* Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979, с. 123—143.
5. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
6. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
7. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
8. *Дорр Д. В. Н.* Железорудные формации Южной Америки.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 129—154.
9. *Калев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 233 с.
10. *Лазько Е. М., Сиворонов А. А.* Об особенностях развития средней части Украинского щита в раннем докембрии.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва., 1966, № 10, с. 3—16.
11. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
12. *Лысак А. М., Сиворонов А. А.* Нижнедокембрийские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1976, № 15, с. 55—62.
13. *Наливкина Э. Б.* Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация (на примере Украины).— Сов. геология, 1979, № 2, с. 112—120.
14. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.* Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1977, с. 3—25.

15. *Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Светова А. И., Сергеева Н. Е.* Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.
16. *Семеновко Н. П., Половко Н. И., Грицков Я. М. и др.* Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1959. 688 с.
17. *Семеновко Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н., Ладиева В. Д., Макухина А. А.* Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
18. *Сиворонов А. А.* Вулканогенно-кремнистые формации Украинского щита (систематика и генезис).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 1 (6), с. 75—89.
19. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И.* Об эволюции раннедокембрийских зеленокаменных поясов.— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981, с. 55.
20. *Сиворонов А. А., Макаров В. Н.* Особенности строения, состава и условий образования джеспилитовых формаций Украинского щита и КМА.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1, с. 38—49.
21. *Сиворонов А. А., Берзинин Б. З., Малюк Б. И., Бобров А. Б., Воронова С. Г.* Метаморфизированные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав.— Геол. ж., 1981, т. 41, № 5, с. 20—28.
22. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Берзинин Б. З., Бобров А. Б., Воронова С. Г.* Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Петрохимия и генезис.— Геол. ж., 1981, т. 41, № 6.
23. *Синицын А. В.* Ревизия тектонических концепций возникновения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
24. *Тарни Дж., Далзил И., де Вит М. Дж.* Комплекс краевого бассейна «рокас вердес» в южном Чили — модель образования архейских зеленокаменных поясов.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979, с. 143—159.
25. *Anhaeusser C. R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa.— Phil. Trans. Roy. Soc. L., 1973, A273, p. 359—388.
26. *Anhaeusser C. R.* Archean Metallogeny in Southern Africa.— Econ. Geol., 1976, v. 71, p. 16—43.
27. *Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P.* A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 2175—2200.
28. *Bickle M. J., Martin A., Nisbet E. G.* Basaltic and periodotitic komatites and stromatolites above a basal Unconformity in the Belingve Greenstone Belt, Rhodesia.— Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, p. 155—162.
29. *Blockley J. G.* Pilbara Block.— Geol. Surv. West. Austral. Mem., 1975, v. 2, p. 81—93.
30. *De la Huntly L. E.* Murchison Province.— Geol. Surv. West. Austral. Mem., 1975, v. 2, p. 54—65.
31. *Gaal G., Mikkola A., Söderholm B.* Evolution of the Archean crust in Finland.— Precambrian Res., 1978, v. 6, p. 199—215.
32. *Goodwin A. M.* Archean volcanic studies in the Timmins-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec.— Bull. Geol. Surv. Can., 1979, v. 278, 51 p.
33. *Gorman B. E., Pierce T. H., Birkett T. C.* On the structure of the Archean greenstone belts.— Precambrian Res., 1978, v. 6, p. 23—41.
34. *Green D. H.* Archean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria? — Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 15, p. 263—270.
35. *Hallberg J. A., Jonston C., Bye S. M.* The Archean Marda Igneous Complex, Western Australia.— Precambrian Res., 1976, v. 3, p. 111—136.
36. *Hallberg J. A., Carter D. N., West K. N.* Archaean volcanism and sedimentation near Meekatharra, Western Australia.— Precambrian Res., 1976, v. 3, p. 577—595.
37. *Harrison N. M.* The geology of the country around Que-Que.— Rhodesia Geol. Surv. Bull., 1970, № 67. 123 p.
38. *Herd R. K., Ermanovics I. F.* Geology of Island Lake map area (53), Manitoba and Ontario.— Pap. Geol. Surv. Can., 1976, v. 76-1A, p. 393—398.
39. *Jahn B.-M.* Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle.— Bull. soc. geol. France, 1977, t. 19, № 6, p. 1259—1269.
40. *Jahn B.-M., Condie K. C.* On the Age of Rhodesian Greenstone Belts.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 57, p. 317—330.
41. *Jolly W. T.* Development and Degradation of Archean Lavas, Abitibi area, Canada, in Light of Major Element Geochemistry.— J. Petrol., 1980, v. 21, pt 2, p. 323—363.
42. *Key R. M., Litherland N., Hepworth J. V.* The evolution of the Archean Crust in Northern Botswana.— Precambrian Res., 1976, v. 3, p. 375—413.
43. *Kishida A., Riccio L.* Chemostratigraphy of Lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia State, Brazil.— Precambrian Res., 1980, v. 11, p. 161—178.
44. *Lambert M. B.* Anatomy of a Greenstone Belt — Slave Province, N. W. T.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1977, № 16, p. 331—340.
45. *Lambert M. B.* The Back River volcanic complex — a cauldron subsidence structure of Archean age.— Pap. Geol. Surv. Can., 1978, v. 78-1A, p. 153—157.
46. *MacGregor A. M.* An outline of the geological history of Southern Rhodesia.— South. Rhod. Geol. Surv. Bull., 1947, v. 39. 73 p.
47. *Naldrett A. J., Turner A. R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralisation at Yakabindie, Western Australia.— Precambrian Res., 1977, v. 5, p. 43—103.
48. *Naqui S. M., Divakara Rao V., Narain H.* The primitive crust: evidence from the Indian Shield.— Precambrian Res., 1978, v. 6, p. 323—345.

49. *Nesbitt R. W., Sun S.-S.* Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 31, p. 433—453.
50. *Nesbitt R. W., Sun S.-S.* Geochemical features of some Archaean and post-Archaean high-magnesian-low-alkali liquids.— *Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1980, A297, p. 365—381.
51. *Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A.* The mafic and ultramafic Lavas of the Belingve Greenstone Belt, Rhodesia.— *J. Petrol.*, 1977, v. 18, p. 521—566.
52. *Pyke D. R.* On the Relationship Between Gold Mineralisation and Ultramafic Volcanic Rocks.— *C. I. M. Bull.*, 1976, v. 69, № 773, p. 79—87.
53. *Radhakrishna B. P., Vasudev V. N.* The Early Precambrian of the Southern India Shield.— *J. Geol. Soc. India*, 1977, v. 18, № 10, p. 525—541.
54. *Ridler R. H.* Relationship of mineralisation to stratigraphy in the Archean Rankin Inlet-Ennadai belt.— *Can. Mining J.*, 1971, v. 92, p. 3—7.
55. *Tirrul R., Bell I.* Geology of the Anialik river greenstone belt, Hepburn Island map area, District of Mackenzie.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1980, v. 80-1A, p. 157—164.
56. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.* An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain.— *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.*, 1969, v. 2, p. 9—27.
57. *Vogel D. E.* Polymetamorphysm and structures in the Superior province near the Grenville front in south-central Quebec.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 6, p. 177—198.
58. *Willet G., Eshuys E., Guy B.* Ultramafic rocks of the Widgiemooltha-Norseman area, Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 6, p. 133—156.
59. *Williams D. A. C., Furnell R. G.* Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa.— *Precambrian Res.*, 1979, v. 9, p. 325—347.
60. *Wilson H. D. B., Morrice M. G.* The volcanic Sequence in Archean Shields.— *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1977, № 16, p. 355—374.

Львовский государственный  
университет им. И. Франко

Статья поступила  
26.X.1981

УДК 551.24

КАРАМАТА С.

**ОСОБЕННОСТИ И ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ  
В ОБЛАСТЯХ ТИПА ТЕТИСА**

В областях типа Тетиса (океанические пространства с большим количеством микроконтинентов) процессы тектогенеза имеют ряд специфических черт по сравнению с аналогичными процессами в краевых областях больших океанических пространств. Для областей типа Тетиса характерные следующие особенности: быстрая смена фазы рифтогенеза фазой замыкания океанического пространства, во время которого генерируются андезитовые магмы, неодновременное столкновение континентальных блоков, что приводит к складчатости в их приповерхностных частях и рождению гранитных магм, возникающих в процессе трения вдоль контактов пододвигающихся друг под друга блоков. Утолщение континентальной коры приводит к нарушению изостазии и формированию поднятий, размыв которых приводит к образованию сначала флишевых толщ, а затем и молассы. Этот процесс сопровождается формированием и внедрением гранитоидных магм.

**ВВЕДЕНИЕ**

Обилие геофизических данных о строении океанических областей, а также новые результаты исследований магматических и седиментационных процессов и пород в этих регионах привели в 60-х годах нашего столетия к новому пониманию тектонических процессов. Эти процессы начали объяснять движением обширных частей литосферы, или плит, а новый подход к объяснению тектонических процессов был назван «тектоникой плит» [6, 16, 17, 20, 23, 24, 31, 32, 40 и др.].

Этот новый подход был разработан прежде всего в применении к океаническим областям, где и в настоящее время идут активные геологические процессы. Он дает ясное и убедительное объяснение тектонических процессов, которые происходят на границе океанов и континентов, например на границе Тихого океана (вернее, его части, которая принадлежит океанической плите Наска) и Южной Америки (континентальная часть Южно-Американской плиты), на границе Тихого океана и островных дуг вдоль его западной части (от Курильских островов на севере до островов Тонга на юге), на границе Атлантического океана и континентов на его западных (Северная и Южная Америка) и восточных (Европа и Африка) краях, которые являются частями этих плит, и на границе Индийской и Евразийской плит в зоне Гималаев.

При объяснении процесса образования Тетиса и его превращения в альпийский орогенный пояс возник ряд проблем, которые решаются разными, более или менее отличными друг от друга методами [15, 18 и др.]. Характерно, что во всех этих представлениях имеется общий элемент: присутствие на определенных стадиях развития Тетиса «микроконтинентов», «микроплит» или «континентальных блоков» (блоков с континентальным типом литосферы), при помощи которых наилучшим образом объясняется тектоника Тетиса с его многообразием фаций и сложностью магматических и метаморфических процессов, которые различаются и по времени своего начала и по длительности. В настоящее время на земном шаре неизвестен ни один район, аналогичный по эволюционному развитию области Тетиса. Только часть Юго-Восточной Азии близка по истории одному из периодов его длительной эволюции.

Историю развития Тетиса или вообще областей типа Тетис нужно анализировать особыми методами [25], постоянно имея в виду, что пространство и время являются здесь важными факторами. Совокупность этих двух факторов во время непрерывной субдукции океанической пли-

ты Наска под Южную Америку, а также при расширении Атлантического океана или движении Индийского блока на север в течение 100 млн. лет и более вдоль зон протяженностью свыше 1000 км обусловили сложность, а иногда и невозможность установления временной зависимости некоторых геологических процессов. Так, например, нельзя точно определить время начала субдукции под Южно-Американский континент, а тем самым и время от начала субдукции до начала вулканизма или магматизма в Андах.

В ходе геотектонической эволюции Тетиса схожие процессы были не так длительны, а их продолжительность устанавливается достаточно определенно. Можно разделить действие этих процессов на отдельные периоды, связанные одной причинной зависимостью. Размеры региона, где проходили тектонические процессы, были относительно небольшими, особенно в латеральном направлении. Следует особо отметить малые размеры областей с корой океанического типа, которые имели ширину от несколько сот до 1000 км.

Модель тектоники плит в областях типа Тетиса, разработанная в настоящем исследовании, дополнена примерами из зоны Восточного Средиземноморья, так как этот район хорошо изучен и представляет собой классический пример развития такого типа.

### ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ

Модели, применяемые в тектонике плит, разработаны на примере континентальных и океанических плит больших и средних размеров. В этих моделях обычно различают следующие периоды: 1) рифтообразование, или взламывание континентальной плиты; 2) расширение (спрединг) океанической коры и наращивание океанической литосферы; 3) субдукция (пододвигание) океанической литосферы в связи с невозможностью дальнейшего расширения. Возможна также и еще одна фаза: 4) коллизия, или столкновение континентальных блоков, когда они сближаются при транспортировке литосферными плитами.

Первая фаза длится около 10 млн. лет, но если учитывать и время начала образования термального свода в основании, то и до 30 млн. лет. Вторая и третья фазы могут длиться и свыше 100 (до 200) млн. лет, причем эти фазы в основном синхронны.

Модель первой фазы разработана на примере Красного моря и Атлантического океана (в период начала его формирования в юре и мелу), вторая фаза — на примере современного Тихого и Атлантического океанов, а третья — краевых частей Тихого океана, как по отношению к островным дугам на западе, так и к Южной Америке на востоке.

Четвертая фаза использована для объяснения образования Гималаев, где произошло столкновение Индийской и Евроазиатской плит.

Во всех перечисленных выше случаях явления магматизма и метаморфизма интерпретированы в связи с этими фазами, однако нужно учитывать, что эти процессы часто развиваются и протекают в большей или меньшей степени параллельно. Например, вдоль берегов Южной Америки субдукция длится во всяком случае с юры (точных сведений о времени ее начала нет), а магматизм в Андах — с середины юры. Оба процесса очень длительны и в основном синхронны, и поэтому время начала субдукции и временной интервал от начала субдукции до начала магматизма точно определить невозможно.

При рассмотрении процесса развития областей типа Тетиса можно выделить следующие фазы [26]:

1. Рифтообразование, или взламывание континентальной плиты, вызванное повышенным тепловым потоком.
2. Расширение (спрединг) океанических пространств, т. е. областей с корой океанического типа или океанической литосферой до определенных размеров в течение ограниченного времени.
3. Прекращение спрединга и период замыкания океанической области (с местами еще сильно разогретой океанической литосферой). Эти

процессы являются следствием оттеснения (отжатия) одного из краевых континентальных блоков (или плиты) из-за значительно более сильных напряжений расширения в тыловой части этого континентального блока.

4. Время, когда пододвинутая (субдуцированная) часть океанической плиты достигнет глубин, на которых могут образоваться магмы, причинно связанные с субдукцией.

5. Время разогревания субдуцированной океанической плиты, в результате чего образуются андезитовые магмы, и время поднятия этих магм.

6. Период, когда океаническая плита в основном пододвинута (субдуцирована), т. е. то время, когда континентальные блоки стоят «лицом к лицу».

7. Этап андезитового магматизма, завершающийся в результате глубинной субдукции или полной резорбции (переплавления) океанической литосферы и продолжающийся до конца извержения андезитовых магм.

8. Период сжатия краев континентальных плит после их столкновения, сопровождающийся сжатием и уплотнением континентальных блоков и их частичным пододвиганием друг под друга, которое из-за большого трения и малых плотностей пород идет медленно и с перерывами. Эти процессы идут под влиянием тех же сил, которые обусловили замыкание океанических областей. При этом из-за уплотнения и пододвигания континентальных блоков идет отжатие поверхностного слоя, складкообразование и разогрев вдоль границ блоков с образованием гранитных магм.

9. Период разогревания корней пододвинутых блоков, который частично синхронен предыдущему периоду. В это время возникают магмы континентального происхождения, которые затем поднимаются и изливаются на поверхность. Тогда же идет интенсивное поднятие утолщенных (сдвоенных) частей континентальной коры.

Эти фазы и события могут быть частично синхронны. Так, например, третья фаза может протекать одновременно с четвертой и пятой, шестая — с пятой и седьмой, седьмая — с восьмой, а восьмая — с девятой.

Первые две фазы развития областей типа Тетиса идентичны с фазами рифтообразования и расширения в больших океанических бассейнах (за исключением незначительных деталей). Фазы 3, 4 и 5 отвечают немного измененной фазе резорбции краев больших океанических плит. Однако последние три фазы (7, 8 и 9) специфичны только для областей типа Тетиса. Важно подчеркнуть, что последние две фазы (8 и 9) играют решающую роль в образовании альпинотипных горных поясов.

При переходе к анализу отдельных фаз необходимо дать определения некоторых терминов, которые часто используются в изложении.

1. Область типа Тетиса — это область с микроконтинентами и микроокеаническими пространствами, которая после относительно краткого растяжения и образования океанической коры проходит фазу спаивания блоков и замыкания этих пространств. Таким образом, в областях типа Тетиса обширных океанических пространств не образуется.

2. Океаническое пространство, микроокеан, океанический регион и т. д. — эти термины применяются к областям с корой океанического типа, чьи размеры значительно меньше, чем таковые современных океанов (примерно до 1000 км).

3. Континентальный блок, микроконтинент и аналогичные термины относятся к областям с континентальным типом коры и континентальной литосферой, чьи размеры колеблются от 10 км<sup>2</sup> до несколько тысяч квадратных километров. Эти блоки не движутся самостоятельно, а транспортируются под влиянием океанических частей плит. Это определение аналогично определению микроконтинента, данному А. Скратоном [37].

4. Породы андезитовой ассоциации являются средними по составу магмами главным образом известково-щелочного ряда, среди которых в вулканическом ряду преобладают андезиты и подчиненные им андезитобазальты и дациты, а на интрузивном уровне — кварцевые диориты, диориты и гранодиориты.

## 1. Рифтообразование

Рифтообразование, или взламывание континентальной плиты, тесно связано с повышением теплового потока в ее основании. Под влиянием образования термального купола в мантии образуются магмы, происходит утоньшение континентальной коры в результате переплавления и резорбции ее глубинных частей, а также ее изгибание и разламывание, сопровождающееся опусканием блоков и поднятием базальтоидных магм вдоль возникших разломов (рис. 1, I, II, III).

Характер магматизма этой фазы сильно зависит от мощности континентальной коры и скорости поднятия термального купола (изотерм). При быстром поднятии изотерм и мощной континентальной коре в ее глубинных частях происходит расплавление вещества и образование гранитных магм, которые предваряют базальтоидные магмы. При более медленном поднятии изотерм происходит мобилизация только самых подвижных компонентов коры (натрий, некоторые цветные металлы и др.), которые контаминируются базальтоидной магмой, которая в случае ее замедленного подъема дифференцируется. Так образуются контаминированные и дифференцированные магмы, которые дают кератофиры и кварцевые кератофиры в приповерхностных условиях, и альбитовые сиениты и граниты — в глубинных. В случае открытых трещин изливаются чистые базальтоиды.

Этот временной этап очень точно определен в области западного Тетиса: термальный свод возникает в конце перми, взламывание континентальной коры начинается в раннем триасе и достигает максимальной интенсивности в среднем триасе. В это время образуются породы диабаз-спилит-кератофир-кварц-кератофировой (габбро-, альбит-сиенит- и альбит-гранитной) ассоциации. На существование термального купола в основании указывает и омоложение слюд в докембрийских породах Сербско-Македонского массива динарид [2, 3], и магматические породы, изученные в динаридах Я. Памичем [5, 34] и В. Княжевич [4]. Сходные явления наблюдаются вплоть до Ирана на востоке.

Более детальное рассмотрение событий в связи с этой фазой развития не дается, поскольку она проявила себя аналогичным образом и в других регионах вне зависимости от их размера.

Необходимо только подчеркнуть, что эта фаза длится от 10 до несколько десятков миллионов лет.

## 2. Расширение океанического пространства (см. рис. 1, IV и V и рис. 2)

За фазой рифтообразования непосредственно следует фаза раскрытия и образования океанического пространства, т. е. области с океанической корой или в более широком смысле — с океанической литосферой. В это время большинство ранее возникших разломов, вдоль которых изливались лавы, оказываются закрытыми, и расширение происходит вдоль одной — двух зон (реже больше). Между возникающими областями с океанической литосферой остаются блоки с континентальным типом коры. Поскольку зоны расширения и образования океанической коры соединяются или разветвляются, то и разделяющие их блоки или микроконтиненты имеют удлиненную линзовидную форму (см. рис. 2). Размеры этих континентальных блоков могут быть от 10 до несколько сот километров длиной и сопоставимой, но несколько меньшей ширины. Такими блоками, например, являются Дринско-Иванический, Ядарский, Пелагонийско-Олимпский, Мендересский массив и др.

На этих блоках происходит главным образом отложение мелководных карбонатных осадков. Иногда в связи с колебательными движениями блоков происходит отложение терригенных осадков. Эти поднятия сопровождаются соскальзыванием известняковых пластин и захоронением их в окружающих массивы осадках. Эрозия блоков сопровождается интенсивным привносом обломочного материала в океанические области, который транспортируется как мутьевыми потоками, так и оползнями.

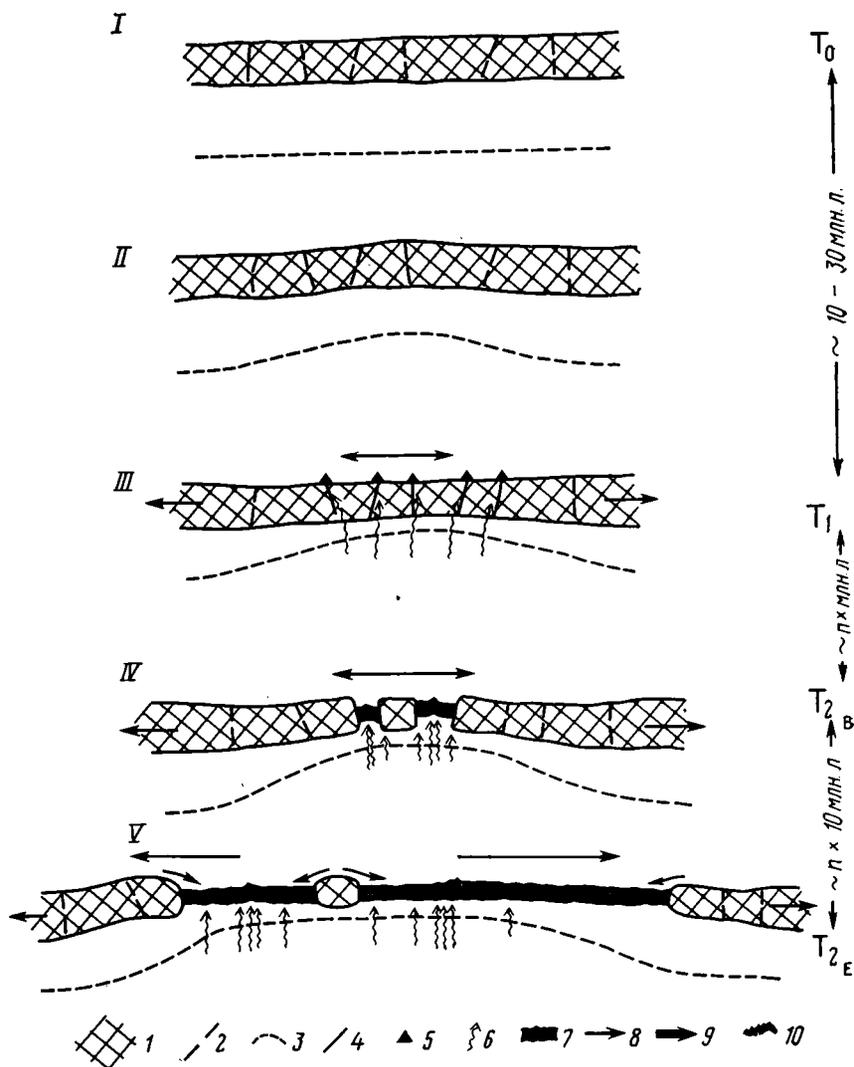


Рис. 1. Развитие областей типа Тетиса: ранние фазы;  $T$  — время, млн. лет:  $T_0$  — до образования теплового свода в мантии;  $T_1$  — рифтообразование;  $T_2'$  — начало образования океанической коры и расширения океанического пространства;  $T_2''$  — максимальное развитие океанического пространства.

1 — континентальная кора; 2 — закрытые разломы; 3 — изотерма  $\sim 1000^\circ\text{C}$ ; 4 — открытые разломы; 5 — базальты (+кератофиры); 6 — поднятие магмы; 7 — океаническая кора; 8 — снос материала в осадочный бассейн; 9 — обдукция; 10 — меланж в желобе. Остальные объяснения в тексте

В океанических пространствах образуется кора океанического типа с ультраосновными породами со слабо выраженной гнейсовидной тектонической плоскостной ориентировкой. В ходе расширения (спрединга) океанического пространства гнейсовидная метаморфическая текстура ультрабазитов становится все более выраженной, так как с удалением от зоны повышенного теплового потока течение в верхней мантии происходит при температурах ниже температуры затвердевания. В связи с этим тектоническая ориентировка в океанических пространствах с небольшой шириной будет менее выражена, а в более широких океанических областях (и с более быстрым расширением) она будет проявлена значительно ярче. Выше магматических пород океанической коры откладываются главным образом обломочные алевро-пелитовые осадки, содержащие прослой песчаников. В отдельных, в основном мелководных частях бассейнов происходит отложение песчаников и глин. В результате привноса терригенного материала во время магматической ак-

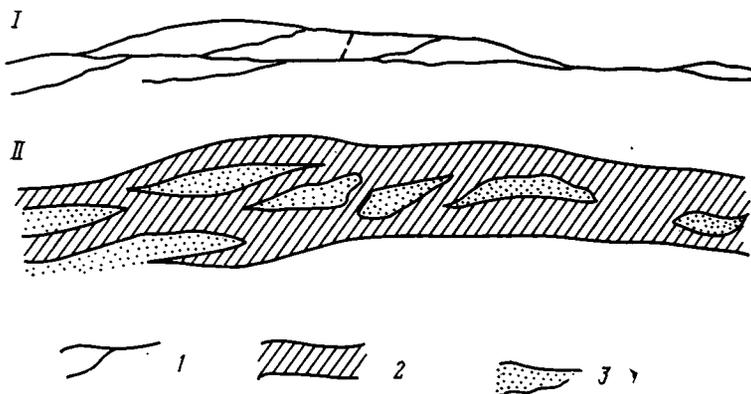


Рис. 2. Схематический план развития океанического пространства  
1 — разломы; 2 — океаническая кора; 3 — континентальная кора

тивности базальтоидная магма может внедриться между осадками или даже изливаться поверх ранее отложенных осадочных пород. Синхронно с этими процессами может идти и формирование оползневых толщ, глыбы в которых сложены в основном известняками. Это оползшие известняковые пластины четко отличаются от вмещающих их пород своей мелководностью, характером деформаций и типом фауны. Когда океаническое пространство расширится, в отдельных его частях могут образоваться настоящие кремнистые глубоководные осадки и реже — пелагические известняки или глины. Нужно иметь в виду, что кремнистые осадки могут отлагаться и в глубоких частях континентального склона, в том случае, если он располагался на краю обширного известнякового шельфа, который препятствовал привнесу обломочного материала и вдоль которого сносился только тонкий карбонатный или кремнистый ил. Известняки, возникшие в таких условиях, могут сползать и захороняться в осадках «океанического пространства».

Такие образования широко известны в динаридах [12, 21, 22, 34]. Не исключено, что к этому типу пород, возникших перед карбонатным шельфом, относятся кремнистые осадки северо-восточного края Среднебосанских гор.

Длительность процесса расширения океанического пространства может быть очень разной и варьировать от десятков до сотен миллионов лет. В областях Тетиса этот период охватывает разный интервал времени: в динаридах — 30 млн. лет, а в восточной Анатолии и Иране — 50—70 млн. лет. Другими словами, в динаридах этот интервал длился от среднего триаса до средней юры, и на востоке — от среднего триаса до мела. Если предположить, что расширение сначала могло идти очень медленно, а затем быстрее (в среднем около 2—3 см в год), то можно считать, что ширина океанической области в динаридах составляла около 500 км, а в восточных частях Тетиса — до 1000 км.

Во всех этих построениях следует учитывать, что океаническая кора до ширины примерно в 500 км будет горячей (т. е., когда она расположена над зоной повышенного теплового потока), а холодными будут только краевые, более удаленные части океанической коры.

### 3. Замыкание океанической области (рис. 3, VI, VII)

Различие в развитии больших океанов и областей типа Тетиса начинается с этой фазы. Для Тетиса и аналогичных ему структур характерно, что на определенном временном этапе спрединг прерывается и сменяется сужением — замыканием океанического пространства. Подобные процессы могут идти и при эволюции краевых морей. Причина сжатия — более мощные силы расширения, начинающегося в соседних областях. Эти силы обуславливают прекращение движения раздвигавшихся до

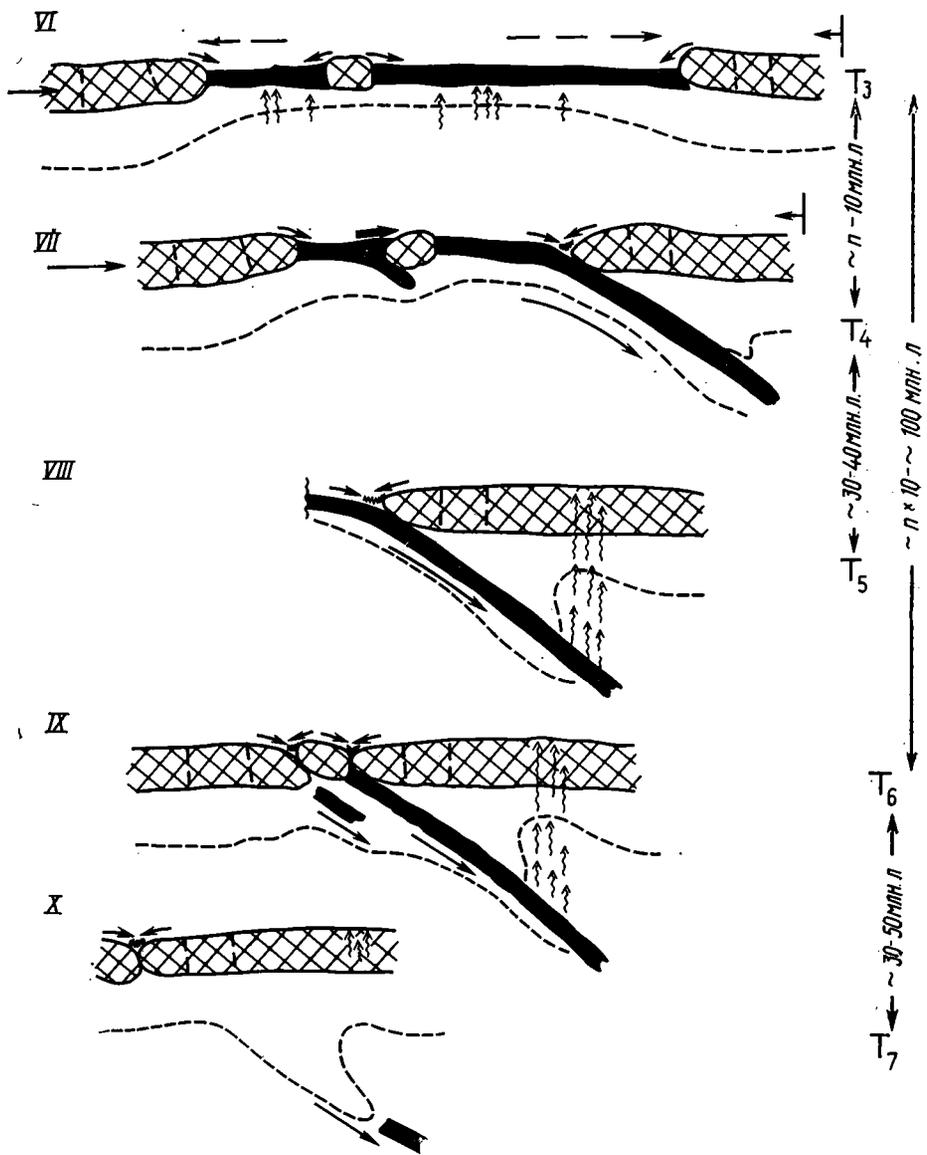


Рис. 3. Развитие области типа Тетиса: продолжение

$T$  — как на рис. 1;  $T_3$  — начало замыкания;  $T_4$  — время, когда океаническая кора подвинута до глубин, на которых возможно образование андезитовых магм;  $T_5$  — время, когда андезитовые магмы достигают поверхности;  $T_6$  — замыкание океанического пространства и коллизия континентальных блоков;  $T_7$  — время прекращения формирования андезитовых магм. Условные обозначения см. на рис. 1. Остальные объяснения в тексте

этого континентальных блоков или даже вызывают движение одного из них в обратном направлении. В области Тетиса это явление было обусловлено формированием Атлантического океана [18]. Необходимо отметить, что начало замыкания не обязательно должно быть одновременным для всего океанического пространства. Так, например, в области Тетиса замыкание в динаридах начинается в середине юры, в то время как в более восточных районах оно начинается значительно позднее, на что, например, указывают данные о возрасте амфиболитов в основании офиолитов [13, а также доклад Монтини на Кипрском офиолитовом симпозиуме, Никозия, 1979].

Начало замыкания, вероятно, из-за изменения направления движения в особенно сильно разогретых частях плит приводит к обдукции (отрыву и надвиганию) офиолитов, т. е. фрагментов океанической плиты

на континентальные блоки, микроконтиненты или на части океанической коры.

В зависимости от ширины океанического пространства температуры основания обдуцированных частей океанической плиты при одинаковой их толщине колеблются в значительных пределах, в связи с чем метаморфизм под обдуцированными офиолитами будет различным.

Нужно также иметь в виду, что и микроконтиненты могут находиться над зоной повышенного теплового потока, в связи с чем в них может протекать метаморфизм высоких температур и низких давлений.

#### **4. Пододвигание (субдуцирование) океанической плиты до глубин образования андезитовых магм (см. рис. 3, VII)**

Для образования магмы океаническая литосфера в процессе субдукции должна опуститься до определенных глубин. При этом не играет роли, будут ли эти магмы формироваться в результате плавления мафических уровней океанической коры или в результате проникновения воды из субдуцированной океанической коры в верхнюю мантию выше нее [11, 30, 35]. Эти глубины частично зависят от степени нагретости субдуцированной плиты (ее верхние части всегда будут холодными) и от температур в верхней мантии над субдуцированной плитой. Глубина, до которой плита должна опуститься и на которой возможно формирование андезитовых магм, составляет 100—150 км [19].

Принимая во внимание, что наклон зоны субдукции на первых 100 км примерно равен  $30^\circ$  [10], а путь, который плита должна пройти, чтобы попасть на необходимую для плавления глубину, равен 200—300 км, то расстояние между глубоководным желобом и вулканическим поясом должно составлять примерно 200 км. Вследствие более поздних процессов это расстояние может увеличиваться (в результате добавления материала) или уменьшаться (в результате уплотнения), но эти различия незначительны. Предположим, что скорость субдукции мала и составляет около 2 см в год. Такая небольшая скорость пододвигания будет характерна при начале субдукции, когда внешние силы сжатия, противостоящие силам расширения, будут наиболее сильны.

#### **5. Разогрев субдуцированной плиты и поднятие андезитовых магм (см. рис. 3, VIII)**

Особую проблему в этом предположении представляет время, необходимое для того, чтобы океаническая плита, и особенно ее верхняя часть, пододвинутая на глубину около 150 км, разогрелась до температуры дегидратации или частичного плавления.

Конечно, плита и особенно ее самые верхние части в процессе субдукции разогреваются вследствие трения (при более быстром движении разогревание идет быстрее) [33, 39]. Однако необходим определенный интервал времени для того, чтобы разогрев мафической части плиты достиг температуры  $1200^\circ\text{C}$ , т. е. температуры формирования андезитовых расплавов на определенных глубинах. Данные Бэрда и его соавторов [12] показывают, что после 3 млн. лет температура на глубине около 100 км в верхней части субдуцированной плиты будет составлять  $1000\text{—}1200^\circ\text{C}$  при скорости субдукции от 1 до 8 см в год. Дальнейший разогрев идет значительно медленнее. Этот временной интервал остается, следовательно, точно неизвестным, но составляет, вероятно, величину порядка нескольких миллионов лет.

Дальнейшим фактором является время поднятия новообразованных магм. По данным Сигимур, Уэда [38], магма ниже «критической глубины» (глубина формирования трещин под влиянием расплава) поднимается очень медленно (авторы предполагают величину 0,3 см в год). Выше «критической глубины» поднятие магм идет значительно быстрее. Если исходить из этих величин, то магме для поднятия с глубин 100—150 км до глубин 30—40 км (что является критической глубиной для

толеитовых магм) необходимо примерно 30 млн. лет. Дальнейшее поднятие магм идет с большей скоростью, и поэтому можно предположить, что для остального пути (около 30 км) нужно всего несколько миллионов лет. Необходимо при этом иметь в виду, что в более глубоких горизонтах поднятие магмы через породы, имеющие температуру ниже температуры кристаллизации магмы, может продолжаться только после того, как стенки пор в породах будут разогреты поровыми расплавами. Поэтому вполне возможно, что время подъема магм составляет величину большую чем 30 млн. лет. Таким образом, если учитывать эти данные, то необходимо 30—40 млн. лет и более лет от момента попадания океанической коры на глубины 100—150 км и до времени, когда магмы андезитовой ассоциации начинают изливаться на поверхность. Эта величина может быть и меньше в областях с высоким тепловым потоком или несколько больше в областях с низким тепловым потоком (например, при субдукции холодной части океанической плиты под холодную литосферу).

Если подсчитать время, прошедшее от начала процесса субдукции на Балканском полуострове до начала андезитового магматизма в Тимокской области и в болгарском Среднегорье [23, 27], то мы получим величину в 60—70 млн. лет (от средней юры до сеноманского века).

#### **6. Период замыкания океанической области до момента коллизии континентальных блоков (см. рис. 3, IX)**

Этот период начинается в момент замыкания океанической области (фаза 3), идет одновременно с субдукцией и андезитовым магматизмом (фазы 4, 5, 7) и прекращается раньше окончания этих процессов. Это особенно ясно на примере замыкания узких океанических областей и менее очевидно при рассмотрении процессов в обширных океанических пространствах, где процессы субдукции и магматической активности длятся длительно и непрерывно без замыкания океанического пространства.

В течение этого периода эволюции в областях типа Тетиса сочетаются следующие процессы.

В результате нестабильной тектонической обстановки в крупной области происходит подъем континентальных блоков или их частей, сопровождаемый интенсивным сносом обломочного материала в сторону океанического пространства. Этот процесс сопровождается скольжением нелитифицированного материала и оползанием отдельных блоков или даже целых толщ в том же направлении. Одновременно вследствие образования свода в океанической плите перед желобом поднятые ее части, сложенные главным образом кремнистыми породами и базальтами, начинают соскальзывать в опущенные части рельефа и особенно в желоб. Это явление становится особенно заметно во время придвигания центрального гребня к краевому желобу. В результате этого процесса формируются типичные олистостромы, содержащие большое количество известняковых фрагментов, первично осаждавшихся в мелководных областях по краям океанического пространства. Эти известняковые оползни особенно характерны для верхних частей разреза олистостром. Необходимо отметить, что сходные формации (но без примеси океанического материала), могут возникать и на более ранних этапах развития.

Магматическая активность продолжается. Во время придвигания центрального хребта к желобу все чаще происходят прорывы и излияния базальтоидных магм, сопровождающие формирование олистостромовых комплексов.

В результате сжатия и упомянутого выше образования сводов в океанической коре верхние части океанической плиты местами могут быть вытиснуты в виде офиолитовых «корок» и надвинуты на олистостром и захоронены в нем.

Сильные давления и повышенный тепловой поток в области срединного хребта могут вызвать образование перидотитовых диапиров, кото-

рые прорывают и метаморфизуют породы океанической коры и олистостромовый меланж. В дальнейшем породы этих диапиров могут быть сорваны и надвинуты поверх этих образований [29, Попевич, в печати].

Со временем замыкания океанического пространства связано возникновение островных дуг незрелого типа или ряда вулканических поднятий (типа островной дуги Эллинид). Эти островные дуги или цепи вулканов впоследствии присоединяются к континентальному краю.

В очень быстро заполняющемся желобе происходит тектоническая переработка олистостромов. В результате этого олистостромы приобретают черты строения тектонического меланжа. Эти процессы в динаридах были описаны Караматой [2], а более детально Димитриевич и Димитриевичем [1].

Процесс замыкания океанической области протекает по-разному в зависимости от ширины океанической области и скорости сжатия. В динаридах, например, он длится от средней юры до поздней юры во внутреннем поясе, т. е. около 30 млн. лет, и до начала мела в Вардарской зоне, т. е. около 40 млн. лет.

Необходимо и здесь иметь в виду специфичность области Тетиса, где закрытие океанического пространства не происходит в одно и то же время. Из-за существования микроконтинентов или континентальных блоков краевые плиты континентального типа в одних местах спаиваются, в то время как в других областях океанические пространства продолжают существовать. Микроконтиненты при этом могут быть повернуты, сжаты или подняты. Между ними из-за повышенного теплового потока могут образоваться и новые ослабленные зоны, в которые внедряются базальтоидные магмы или даже ультраосновные диапиры. Эти процессы уже соответствуют началу фазы сжатия (т. е. фазе 8), которая следует за коллизией.

## **7. Период андезитового магматизма, завершение которого связано с переплавлением океанической плиты (см. рис. 3, X)**

Длительность андезитовой магматической активности, как и ее проявление вообще, тесно связана с шириной океанической области в начале замыкания и скорости пододвигания при замыкании.

В широких океанических плитах новообразованные части океанической литосферы в течение длительного времени движутся в область образования андезитовых магм, проходят через эту область и формируют таким образом новые количества расплава. В этих случаях магматическая активность длится очень долго. В областях типа Тетиса, где океанические области имели ширину до 500—1000 км, время прохождения океанических плит через область образования магм короче (несколько десятков миллионов лет), и что самое важное — ограниченно и определено во времени.

Для очень узких океанических областей, состоящих почти только из океанического рифта, эта магматическая активность может быть и очень короткой, или даже отсутствовать [см. 14]. Действительно, малые количества расплава не могут создать зону повышенной температуры, через которую магмы могут достичь поверхности.

После замыкания океанических областей плита еще некоторое время (около 10 млн. лет) проходит через зону образования андезитовых магм. В дальнейшем остатки океанической плиты тонут еще глубже или полностью резорбируются, в связи с чем образование магм прекращается. Этот период (время завершения андезитового магматизма), принимая во внимание предыдущие расчеты, а также и то, что магмы теперь поднимаются через уже разогретые массы верхней мантии, составляет около 30—50 млн. лет. Возможно, что в результате разогрева глубинных частей континентальной коры, через которую проходят андезитовые массы, в них происходит мобилизация некоторых компонентов или даже расплавление, что приводит к продолжению магматической активности. Эти последние магмы являются контаминированными и гибридными

вследствие смещения глубинных подкоровых (субкрупных) и коровых (крупных) магм.

В срединных и в восточных частях Балканского полуострова и Малой Азии временной интервал между началом субдукции и началом магматизма, а также его длительность в общих чертах согласуются с этими данными. В Динаридах замыкание начинается в средней юре, а магматическая активность в Тимокской области и в Среднегорье длится от сеномана до начала палеогена [2, 3, 27]. В Понтидах, где океаническая область, с которой этот магматизм генетически связан, была шире и которая позже начала замыкаться, магматическая активность началась позже и длилась до неогена.

## 8. Период сжатия (рис. 4, XI, XII)

Эта фаза характерна для областей типа Тетиса. После замыкания океанических областей и коллизии блоков континентальной коры продолжается действие тех же сил, которые привели к замыканию океанических областей. Континентальные блоки, вернее, части плит с континентальным типом коры, из-за их жесткости и небольшого удельного веса не могут быть глубоко субдуцированы. Обычно происходит незначительное пододвигание, равное нескольким десяткам километров. Те же факторы, которые противодействуют крупному пододвиганию, препятствуют и непрерывности этого процесса. Поэтому этот процесс идет медленно и с перерывами. Возникающее при этом трение между континентальными блоками приводит к сильному разогреванию.

Термодинамика процесса этой фазы была описана Бэрдом и его соавторами [12], а геологические ситуации, возникающие при этом, показаны разными авторами, хотя обычно эти объяснения исходят из классических позиций.

Важными событиями в ходе этого периода являются: тектоническое «отслаивание» близповерхностного, в основном осадочного горизонта от более глубоких частей континентальной плиты и дивергентное отжимание этих разобщенных приповерхностных горизонтов; сильное трение вдоль контакта между глубокими частями континентальных блоков, которое приводит к интенсивному разогреву и даже образованию гранитных магм; интенсивное поднятие утолщенных частей континентальной коры; ускоренная эрозия образующихся поднятий, сопровождаемая сносом и гравитационным скольжением обломочного материала в депрессии.

При столкновении двух блоков с континентальным типом коры (микроконтинента или континента) и пододвигании одного из них под другой происходит как бы растягивание литосферы и вследствие этого отрыв блока континентальной коры от более глубоких частей литосферы. Это отслаивание в первую очередь захватывает осадочный покров, а если он был тонок или отсутствовал, то и слабометаморфизованные или даже высокометаморфизованные комплексы. Эти отслоенные части отжимаются назад по отношению к направлению движения (сближения) континентальных блоков, от которых они отрываются. При этом они формируют складки (изоклинальные, наклонные, лежачие и перевернутые) или даже дивергентные надвиги.

Вследствие сильного трения между глубинными частями соприкасающихся континентальных плит движение идет импульсивно, т. е. фазы относительного покоя сменяются фазами относительно быстрого движения (в момент преодоления сил трения). Вышеописанные процессы могут повторяться много раз, что приводит к проявлению так называемых орогенных фаз.

Эти процессы описаны и объяснены в общих чертах в Альпах, Загросе и Динаридах [7, 8, 9, 12]. Значение этих постколлизийных процессов для образования горных цепей подчеркивает в общем обзоре динамики Альпийско-Средиземноморской системы и Рёдер [36].

Величина трения при дифференциальном движении глубинных частей континентальных плит очень велика, что связано со сжатием блоков

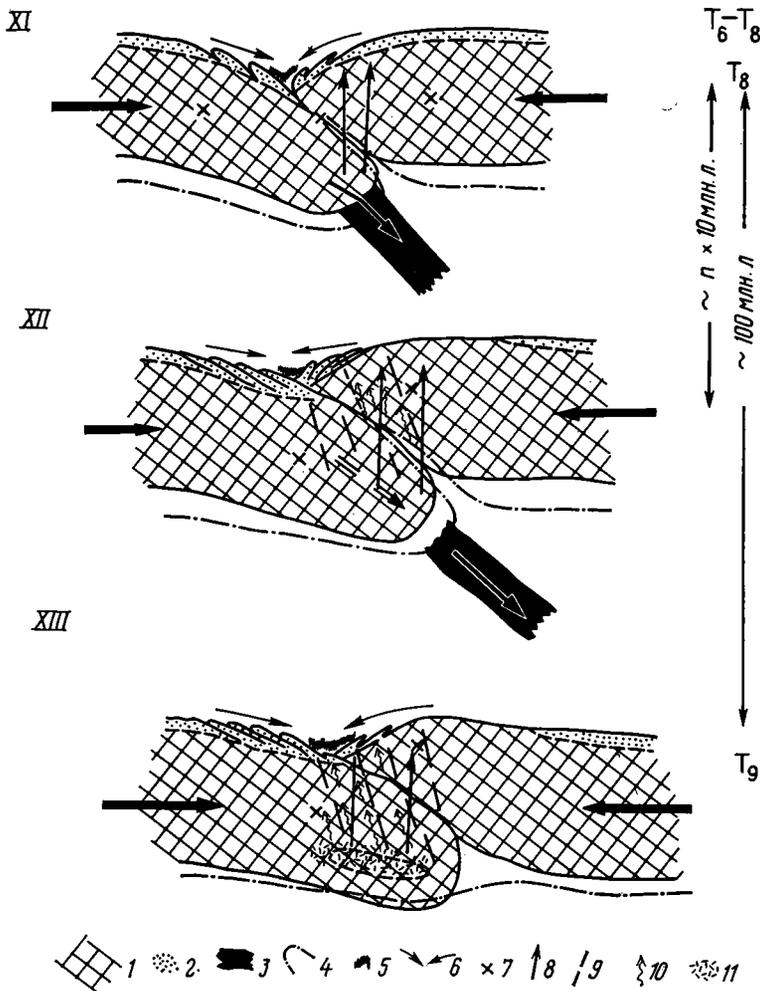


Рис. 4. Развитие областей типа Тетиса: завершающие фазы  
 $T$  — время в млн. лет;  $T_8$  — начало компрессии;  $T_9$  — время образования  
 гранитоидных коровых магм.

1 — континентальная кора; 2 — близповерхностный слой континентальной  
 коры; 3 — океаническая кора; 4 — изотерма  $700^\circ\text{C}$ ; 5 — меланж в желобе;  
 6 — снос обломочного материала в осадочный бассейн; 7 — реперные точки;  
 8 — поднятие блоков; 9 — разломы; 10 — поднятие магм; 11 — зона разогрева  
 и образования гранитных расплавов. Остальные объяснения в тексте

и стремлением пододвинутого (опущенного) блока к поднятию. По этой причине всякое движение вдоль этого контакта должно преодолеть очень сильное сопротивление. Поэтому температуры, которые развиваются здесь, достигают [12] температур образования гранитных магм [41]. Это плавление уменьшает трение и облегчает движение, что отражается в интенсивном ретрошарьировании близповерхностных слоев. Таким образом, вслед за замыканием океанических пространств формируются граниты, которые располагаются вдоль сутур. Если процесс образования гранитных магм не сопровождается их подъемом, то происходит формирование гранитов, гранито-гнейсов, мигматитовых зон, сопровождаемое метаморфизмом окружающих пород на расстоянии от 10 км до несколько десятков. При подъеме гранитных магм контакты их с окружающими породами носят резкий характер и сопровождаются контактовым метаморфизмом. Часть этих магм может излиться на поверхность в виде риолитов. При отрыве пододвигающейся океанической части плиты происходит замедление скорости пододвигания и уменьшение трения, что прекращает образование гранитных магм.

Интервал времени между замыканием океанических областей (а точнее, между коллизией континентальных блоков) и образованием гранитных магм, их поднятием и затвердеванием составляет от 10 до нескольких десятков миллионов лет в зависимости от скорости поднятия гранитных магм и глубины, на которой они затвердевают.

На Балканском полуострове в этот этап возникли нижнемеловые граниты и риолиты Вардарской зоны между Лояном и Халжидикой. Здесь с ними связаны гранито-гнейсы и высокометаморфизованные породы. Тектоническая фаза, которая здесь следует за образованием гранитов, проявила себя в конце раннего мела.

Там, где континентальная кора утолщена вследствие пододвигания одного континентального блока под другой, изостатическое равновесие устанавливается после отрыва океанической части субдуцированной плиты во время замедления пододвигания, а вернее, прекращения действия направленных вниз сил. Наступает быстрое поднятие и разламывание этой утолщенной части, возникшей в зоне сжатия. Поднятие сопровождается интенсивным размывом, гравитационным оползанием, образованием турбидитов и др. Этот обломочный материал заполняет депрессии между образующимися поднятиями. В результате эрозии могут быть вскрыты достаточно глубокие горизонты поднятого блока (например, мигматиты рядом с нижнемеловыми гранитами в южной части Вардарской зоны или высокометаморфизованные породы Сербско-Македонского массива). В это же время в депрессиях формируются флиш, флишеподобные образования, а позже и моласса. В Вардарской зоне в эту стадию происходит формирование нижнемелового, верхнемелового и эоценового флиша, а затем и палеоген-неогеновой молассы.

#### **9. Период образования и консолидации гранитных магм в пододвинутых частях континентальной коры (см. рис. 4, XIII)**

При пододвигании происходит разогрев части континентальной коры. В то время как разогрев вдоль верхней поверхности (на контакте с верхним блоком) осуществляется быстро, в более глубоких частях этот процесс идет очень медленно. Причинами этого разогрева является принос тепла из верхней мантии и тепло, обусловленное радиоактивным распадом. При этом важное значение имеет мощность коры, поскольку перенос тепла вверх затрудняется при ее большой толщине. Последствием этих факторов является медленное разогревание глубоких частей сдвоенной или утолщенной коры. Это медленное разогревание примерно через 100 млн. лет [12] приводит к частичному расплавлению глубоких частей земной коры и возникновению гранитных и гранодиоритовых расплавов. Эти магмы постепенно, в течение миллионов лет, продвигаются к поверхности и образуют граниты, кварцевые монциты и гранодиориты, а также их вулканические эквиваленты: риолиты, риодациты (кварцлатиты) и дациты (возможно, и андезиты со значительным содержанием нормативного кварца). Все эти породы имеют коровое материковое происхождение.

Эта магматическая активность может длиться очень долго, свыше десятков миллионов лет, и зависит от быстроты поднятия континентальных блоков и соответственно охлаждения зон магмообразования в континентальной коре. В центральных частях Балканского полуострова (Динариды и Сербско-Македонский массив) этот магматизм [2, 3, 27] начинается в эоцене — олигоцене, т. е. через 100—110 млн. лет после замыкания океанических пространств и длится до плиоцена или плейстоцена, т. е. около 30 млн. лет.

Эта фаза магматической активности может частично совпадать с поздним периодом фазы сжатия, но может продолжаться и после нее. Важно отметить, что в областях, где океанические пространства сохраняются длительное время, андезитовый магматизм может запаздывать и быть синхронным с этим коровым магматизмом соседних областей (например, область Эгейской дуги и южная часть Вардарской зоны).

При рассмотрении этой модели необходимо иметь в виду, что предлагаемая схема значительно упрощена: замыкание океанических пространств не является одновременным, оно может идти и по типу Анд, и с образованием островных дуг и т. д.

Следует отметить, что существование микроконтинентов при замыкании океанических пространств часто обуславливает локальные столкновения и как следствие ротацию блоков, сохранение микроокеанических пространств между стыкующимися блоками, местные растяжения континентальной коры вследствие столкновения и сжатия в соседних областях. Принимая во внимание существование высокого теплового потока, можно предположить, что в эти пространства могут внедряться базальтоидные магмы, вслед за которыми могут возникать и перидотитовые диапиры. Так формируются новые бассейны с океанической корой.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В областях типа Тетиса процессы тектогенеза обладают целым рядом специфических черт по сравнению с аналогичными процессами в краевых областях больших океанических пространств.

В областях типа Тетиса за фазой повышенного теплового потока и рифтогенеза следует фаза расширения океанического пространства и образование океанической коры. Этот процесс, однако, прекращается довольно рано и сменяется замыканием океанического пространства. Океаническая литосфера при этом пододвигается под континентальную и тогда, когда она попадает на глубину 100—150 км, образуются андезитовые магмы, которые после определенного промежутка времени (несколько десятков миллионов лет) изливаются на поверхность.

После замыкания океанического пространства и столкновения континентальных блоков, которое не происходит одновременно, следует фаза сжатия. Во время этой фазы близповерхностные части континентальных блоков отделяются, собираются в складки и образуют дивергентные надвиги. Глубинные части блоков в незначительной мере испытывают процесс субдукции. Вследствие сильного трения вдоль контакта этих блоков формируются гранитные магмы, которые сравнительно быстро — через несколько десятков миллионов лет после коллизии затвердевают. Утолщенная континентальная кора поднимается в результате изостазии, происходит ее быстрая эрозия, отрыв глубоких частей верхней плиты и формирование больших количеств обломочных осадков в бассейнах: сначала флиш, а затем и моласса. Из-за сопротивления процессу пододвигания континентальной коры движение идет с перерывами, каждому из которых отвечает тектоническая фаза.

В результате накопления тепла в глубоких частях коры возникают гранитоидные магмы корового происхождения. Эти магмы, для формирования которых необходимо около 100 млн. лет, медленно поднимаются и в течение длительного времени дают интрузивные и эффузивные породы.

В заключение мне хотелось бы выразить благодарность В. Джорджевич-Кнежевич, А. Л. Книпперу, Е. Обрадович, В. Майеру, Я. Памичу и А. Попевичу за консультации и ценные указания.

Данное исследование выполнено по проекту 69 МПГК «Тектоника и металлогения северо-восточного Средиземноморья», при финансовой поддержке по проекту «Геодинамика» Сербской Академии наук и искусства.

#### Литература

1. *Димитријевић М. Д., Димитријевић М. Н.* «Дијабазрожначка формација» офиолитског појаса и Вардарске зоне: Генетско упоређење — *Acta Geologica*, 1975, v. VIII, ЈАЗУ, Загреб, с. 347—358.
2. *Карамата С.* Геолошка еволуција нашег подручја од триаса до квартара. — *Радови института за геол.-руд. истраживања и др. минералних сировина*. 1975, св. 10. Београд, с. 1—15.
3. *Карамата С.* Происхождение изверженных пород Югославии и их металлогения. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1977, № 12, с. 44—54.
4. *Кнежевић В.* Триаске магматске стене Црне Горе. — *Acta Geologica*, 1975, v. VIII, ЈАЗУ, Загреб, с. 107—147.
5. *Памич Ј.* Средтриаски магматизам у Динариду. — *I кол. геол. Динарида*. 1968. Загреб, с. 117—185.

6. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
7. *Херак М.* Сустав навлака изме у Врбовског и Делница у Горском котару (Хрватска).— Ибид, 1980, v. X, ЈАЗУ, Загреб, с. 35—61.
8. *Ampferer O.* Uber das Bewegungsbild von Faltengebirgen.— Jahrb. Geol. R. A. Wien, 1906, p. 539—622.
9. *Amstutz A.* Sur l'evolution des structures alpines.— Archives Sci., 1951, v. 4.
10. *Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure, additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, p. 385—400.
11. *Boettcher A. L.* Volcanism and Orogenic Belts — the origin of andesites.— Tectonophysics, 1973, v. 17, p. 223—240.
12. *Bird P., Toksöz M. N., Sleep N. H.* Thermal and Mechanical Models of Continent — Continent Convergence Zones.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 4405—4416.
13. *Delaloye M., Desmons J.* Ophiolites and Melange Terranes in Iran: A Geochronological Study and its Paleotectonic implications.— Tectonophysics, 1980, v. 68, p. 83—111.
14. *DeLong S. E., Fox P. J.* Geological Consequences of Ridge Subduction.— Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Series, 1977, v. 1. Amer. Geoph. Union, p. 221—228.
15. *Dercourt J.* The Canadian Cordillera, the Hellenides and the Sea Floor Spreading Theory.— Canad. J. Earth Sci., 1972, v. 9, p. 709—743.
16. *Dewey J. F.* Continental margins: A Model for the Transition from Atlantic-type to Pacific-type.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 6, p. 189—197.
17. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain Belts and New Global Tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 2625—2647.
18. *Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J.* Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 3137—3180.
19. *Dickinson M. W.* Widths of Modern Arc-Trench Gaps Proportional to Past Duration of Igneous Activity in Associated Magmatic Arcs.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 3376.
20. *Dietz R. S.* Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor.— Nature, 1961, v. 190, p. 854—857.
21. *Dimitrijević M. D., Dimitrijević M. N.* Olistrostrom Melange in the Yugoslavia Dinarides and Late Mesozoic Plate Tectonics.— J. Geol., 1973, v. 81, p. 328—340.
22. *Dimitrijević M. D., Dimitrijević M. N.* Internal Fabric of Mesozoic Bodies in the Melange around Nova Varos: a Case for Gravity Tectonics.— Bull. Sci., Sec. A, Zagreb, 1974, v. 19, № 3—4, p. 70—72.
23. *Hess H. H.* History of Ocean Basins.— Petrologic studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington, Geol. Soc. of America, 1962, p. 599—620.
24. *Isacks B., Oliver J., Sykes L.* Seismology and the New Global Tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 5855—5899.
25. *Karamata E.* Tethyan Ophiolites: A Short Review and the Main Problems.— Ophiolites, Proceeding Int. Ophiolite Symposium, 1980, Nicosia, p. 257—260.
26. *Karamata S.* Time and Space in Plate Tectonic Modelling of tectonic, magmatic and metamorphic processes in Tethys-Type orogenic belts.— Bull. de l'Acad. serbe des Sci. et Arts, Classe des Sci. math. et nat., 1981, № 21, p. 28—46.
27. *Karamata S., Djordjević P.* Origin of the Upper Cretaceous and Tertiary magmas in the Eastern parts of Yugoslavia.— Ibid, 1980, № 20. Beograd, p. 99—108.
28. *Karamata S., Lovrić A.* The Age of Metamorphic Rocks of Brezovica and its Importance for the Explanation of Ophiolite Emplacement.— Ibid, 1978, № 17. Beograd.
29. *Karamata S., Majer V., Pamić J.* Ophiolite of Yugoslavia.— Ophioliti, Special issue: Tethyan Ophiolites. 1980, v. 1. Bologna, p. 105—125.
30. *Kushiro I.* Origin of some Magmas in Oceanic and Circumoceanic Regions.— Tectonophysics, 1973, v. 17, p. 211—222.
31. *Le Pichon X.* Sea-floor Spreading and Continental Drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 3661—3697.
32. *Le Pichon X., Francheton J., Bonnin J.* Plate Tectonics. Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1973, p. 1—300.
33. *Miner J. W., Toksöz M. N.* Thermal regime of downgoing slab.— Tectonophysics, 1970, v. 10, p. 307—390.
34. *Pamić J.* Middle Triassic Spilitite-Keratophyre Association of the Dinarides and its Position in Alpine Magmatic Tectonic Cycle.— Spilitites and Spilitic Rocks, Springer — Verlag, 1974. Berlin, p. 161—179.
35. *Ringwood A. E.* Petrogenesis in Island Arc System.— Island Arcs. Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. Maurice Ewing Series I, Amer. Geoph. Union, 1977, p. 311.
36. *Roeder D.* Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system — a synthesis.— Eclogae geol. Helv., 1980, v. 73, № 2, p. 353—378.
37. *Scrutton A. R.* Microcontinents and their significance. Geodynamics: Progres and Prospects, Amer. Geoph. Union, 1976, p. 177—189.
38. *Sugimura A., Uyeda S.* Island Arcs, Japan and its Environs. Developments in Geotectonics, V. 3. Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1973, p. 1—246.
39. *Toksöz M. N., Miner J. W., Julian B. R.* Temperature field and Geophysical effects of downgoing slab.— J. Geophys. Res., 1972, v. 76, p. 1113—1138.
40. *Uyeda S.* The New View of the Earth. San Francisco: Freeman and Co., 1978.
41. *Wyllie P. J.* Experimental petrology and Global Tectonics — a prereview.— Tectonophysics, 1973, v. 17, p. 189—210.

Белградский университет  
СФРЮ

Поступила в редакцию  
30.III.1982г.

УДК 551.242 : 553.981/982(571.1)

НАУМОВ А. Л., ОНИЩУК Т. М., ДЯДЮК Н. П., ИВАЩЕНКО А. Е.,  
КИРГИНЦЕВА Г. А., РОМАНЕНКОВ В. А.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ И ГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

При помощи корреляционного анализа мощностей на территории Западной Сибири выделены крупные тектонические элементы, испытывавшие воздымание в постсенноманское время. К ним приурочены практически все газоносные районы Западной Сибири.

Внимание многих исследователей привлекает дифференциация нефтегазоносных территорий на преимущественно нефтеносные и преимущественно газоносные земли. В этом свете не является исключением и Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн, где также имеются газоносные (Березовский, Танамский), преимущественно газоносные (север Западной Сибири, Васюганское Приобье), нефтеносные (Красноленинский, Салымский, Каймысовский) и преимущественно нефтеносные (Шанмский, Сургутский, Вартовский и др.) районы. Границы между нефте- и газоносными районами в одних случаях имеют расплывчатый характер, в других — довольно резкие и иногда секут четко выраженные структуры первого порядка.

Часто, объясняя природу территориальной дифференциации углеводородов по фазовому состоянию, исследователи указывают на многообразие процессов, приводящих к ней, и пытаются решить проблему путем математической обработки всех более или менее информативных параметров. Не отрицая возможности синтеза, отметим, что необходимо искать и аналитические пути решения. В этом плане нас должны интересовать в первую очередь наиболее значимые параметры.

Из критериев, привлекаемых для решения рассматриваемой проблемы, самым существенным, на наш взгляд, является тектонический фактор.

Многие исследователи подчеркивают, что газовые месторождения приурочены к более молодым структурам, чем нефтяные [4, 11 и др.]. В качестве положительного примера следует отметить зону распространения молодых структур на севере Западной Сибири, выделенную на «Тектонической карте мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты» [5]. Она фактически совпадает с газоносной территорией. Однако для Западной Сибири в целом удовлетворительного районирования земель по этому признаку достигнуть не удается из-за далеко не единичных исключений из правила — есть немало древних газоносных и молодых нефтеносных структур.

По другим данным, газоносность обусловлена молодым воздыманием целых районов [4, 10, 14 и др.]. Но само выделение таких районов представляет значительные трудности из-за отсутствия прямых методов, позволяющих однозначно выделять воздымавшиеся территории. Широко применяемые карты изопакит для этой цели явно не подходят, так как сокращение мощности отложений может быть вызвано не только воздыманием территории, но и замедлением ее погружения или некомпенсированным осадконакоплением. Единственным и однозначным свидетельством воздымания какой-либо территории в прошлом могли бы служить региональные размывы зафиксированных в разрезе отложений. Амплитуда размывов в первом приближении должна равняться амплитуде воздымания. Но картировать территории с однозначно доказанным проявлением региональных размывов на данном этапе из-за недостаточ-

ности материалов не представляется возможным. Кроме того, региональные размывы мы вправе ожидать на воздымавшихся территориях лишь при условии компенсированного осадконакопления. Между тем, как было показано нами ранее, почти вся территория Западной Сибири в турон-палеоценовое время представляла собой область резко выраженного некомпенсированного осадконакопления. В центральных районах Западной Сибири величина недокомпенсации превышала 500 м [8].

Изложенное свидетельствует, что рассматриваемый тектонический фактор полностью не исчерпан и следует продолжить поиски более эффективных методов выделения воздымавшихся в молодое время обширных или ограниченных (локальные структуры) территорий.

Сравнительно недавно появился новый метод тектонических исследований, в определенных условиях позволяющий решать эту задачу. Имеется в виду корреляционный анализ мощностей, рассматриваемый в

последнее время во многих работах [1, 7, 9, 12, 15 и др.]. С его помощью уверенно выделяются районы, тектоника которых отличается от унаследованного тектонического развития региона. Именно к таким и должны быть приурочены территории, испытавшие воздымание в молодое время.

Рассмотрим суть метода. На рис. 1, а дана модель осадочного чехла с двумя изохронными поверхностями. Осадочный чехол во время своего формирования испытывал унаследованную пликативную складчатость, нарушенную в районе А древней, а в районе В молодой блоковой складчатостью. В районе В изохронность нижней поверхности нарушена влиянием эрозионного выступа фундамента. На рис. 2, б показан график зависимости абсолютной глубины залегания верхней поверхности ( $h$ ) от нижней ( $H$ ). Унаследованная пликативная складчатость определяет прямолинейный характер зависимости. Угол наклона прямой, называемой нами «прямой тектонического развития», указывает, какая доля пликативной складчатости во время формирования всей толщи приходится на время формирования верхней. Древняя блоковая тектоника проявляется на графике движением точек по горизонтали. Точки воздымавшегося блока займут положение А, опускавшегося — А'. Молодая блоковая тектоника проявляется движением точек под углом 45°. Точки воздымавшегося (или воздымающегося) блока окажутся ниже прямой (положение В), опускавшегося — выше. Эрозионный выступ фундамента обусловит движение точек влево (положение В).

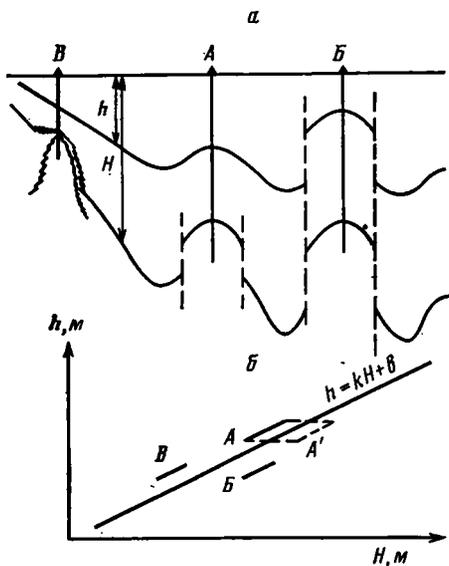


Рис. 1. Модель разреза осадочного чехла (а) и соответствующий график зависимости абсолютных глубин залегания первично горизонтальных поверхностей (б)

Уравнение прямой тектонического развития выражается формулой  $h = kH + b$ . Свободный член  $b$  из уравнения и является относительным показателем величины тектонических перестроек для каждой точки наблюдения. Он выражается в метрах. Линии равных значений  $b$  близки «изотектам» А. А. Геодекяна, Ю. М. Берлина и др. [2]. Однако используемый нами метод анализа тектонического развития носит более универсальный характер [7, 9], чем метод этих исследователей, взявших за основу формулу Хейтса или правило Ершова.

При построениях из анализа должны быть исключены районы, подобные району В, а используемые поверхности в своем первичном залегании должны быть максимально приближены к горизонтальным плоскостям. Последнему требованию обычно удовлетворяют границы между

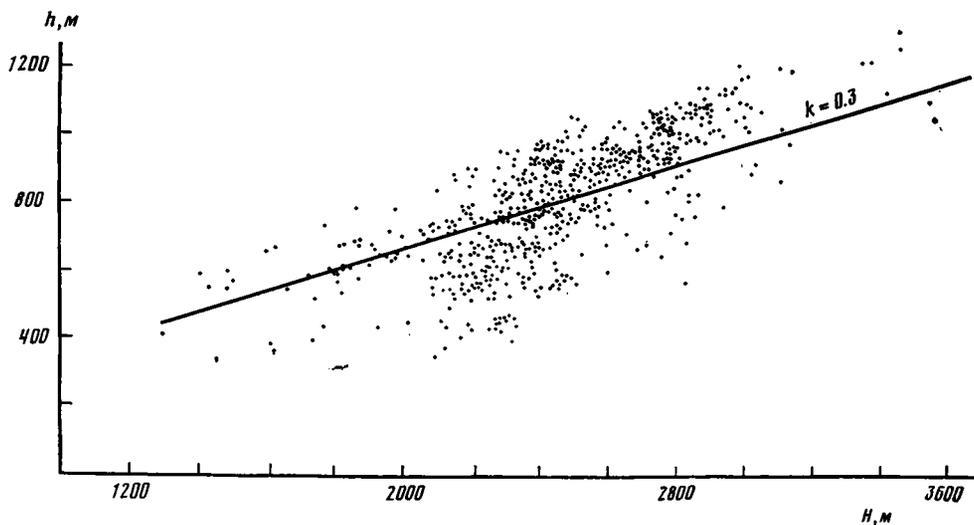


Рис. 2. Зависимость абсолютных глубин залегания кровли сеноманских ( $h$ ) и кимериджских ( $H$ ) отложений в Западно-Сибирском седиментационном бассейне

региональными трансгрессивными комплексами морских глинистых отложений и залегающими ниже континентальными образованиями.

В Западно-Сибирском седиментационном бассейне для региональных построений пригодны подошвы полудинской и дербышинской серий, соответствующие началу наиболее обширных трансгрессий моря в позднеюрское и туронское время. Подошва полудинской серии несколько разновозрастна. На востоке она приходится на низы кимериджского, на западе — на низы келловейского ярусов. Из практических соображений для основной территории бассейна нами использован надежный региональный репер — подошва битуминозных отложений баженовской свиты (низы волжского яруса). Некоторое возрастное несоответствие использованных поверхностей в нижней части разреза не могло сказаться на региональных построениях из-за небольшой мощности келловей-кимериджских отложений. Чтобы исключить влияние выступов фундамента в Березовском и Шаимском районах, нами использовались только разрезы, где мощность ниже- и среднеюрских континентальных отложений тюменской свиты превышала 100 м.

На рис. 2 показана зависимость абсолютной глубины залегания кровли сеноманских отложений от абсолютной глубины залегания кровли кимериджских (с указанными отступлениями) отложений. График свидетельствует о преимущественно унаследованном тектоническом развитии чехла Западно-Сибирской плиты. Отметим, что на графике анализируется каждая конкретная точка наблюдения, и поэтому применение здесь статистического анализа не является необходимым. Равномерная разбуренность и равномерное распределение районов с тектоническими перестройками на территории Западной Сибири обусловили бы соответствие усредняющей прямой и прямой тектонического развития. Понимая, что это не так, мы должны вычислять величину тектонических перестроек, задаваясь несколько различными от усредняющей прямой значениями наклона прямой тектонического развития. Нами строились карты равных значений  $b$  при изменении величины  $k$  от 0,3 до 0,6. На всех картах четко вырисовывается региональный тектонический элемент, пересекающий с юга на север всю Западно-Сибирскую плиту. Отдельным очень резко выраженным тектоническим элементом выглядит Ярудейский мегавал. Березовский газоносный район начинает выделяться на общем поле нефтеносных земель при уменьшении значений  $k$  до 0,3.

Рассмотрим подробнее карту равных значений  $b$  при  $k$  равном 0,3 (рис. 3). На карту нанесены нефтяные, газовые (или газоконденсатные),

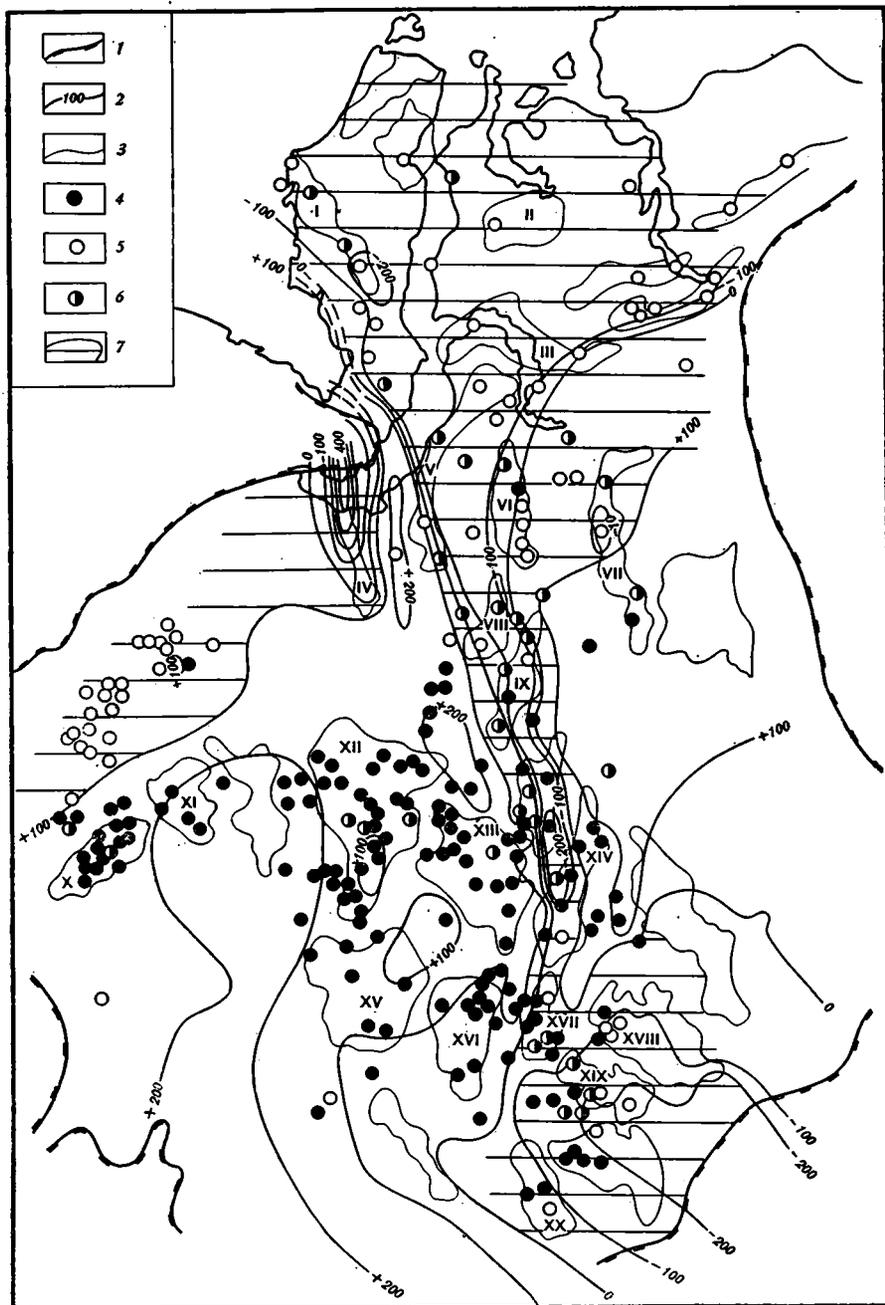


Рис. 3. Схематическая карта региональных тектонических перестроек Западной Сибири I — границы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции; 2 — изолинии  $b$  (при  $k=0,3$ ), м; 3 — структура первого порядка (мегавалы: I — Нурминский, III — Нижне-месояхский, IV — Ярудейский, V — Медвежий, VI — Нижнепурский, VII — Часельский, IX — Верхнепурский, X — Шаймский, XIV — Александровский; XVII — Средне-васюганский, XVIII — Парабельский, XIX — Пудинский; своды: II — Гыданский, VIII — Северный, XI — Красноленинский, XII — Сургутский, XIII — Нижневартовский, XV — Демьянский, XVI — Каймысовский, XX — Межовский); месторождения: 4 — нефтяные, 5 — газовые, 6 — газонефтяные; 7 — преимущественно газоносные территории

газонефтяные месторождения и полупромышленные залежи нефти и газа. Прежде всего бросается в глаза наличие резко выраженной и довольно узкой меридиональной зоны тектонических перестроек в центральной части равнины. Она приблизительно совпадает с Колтогорско-

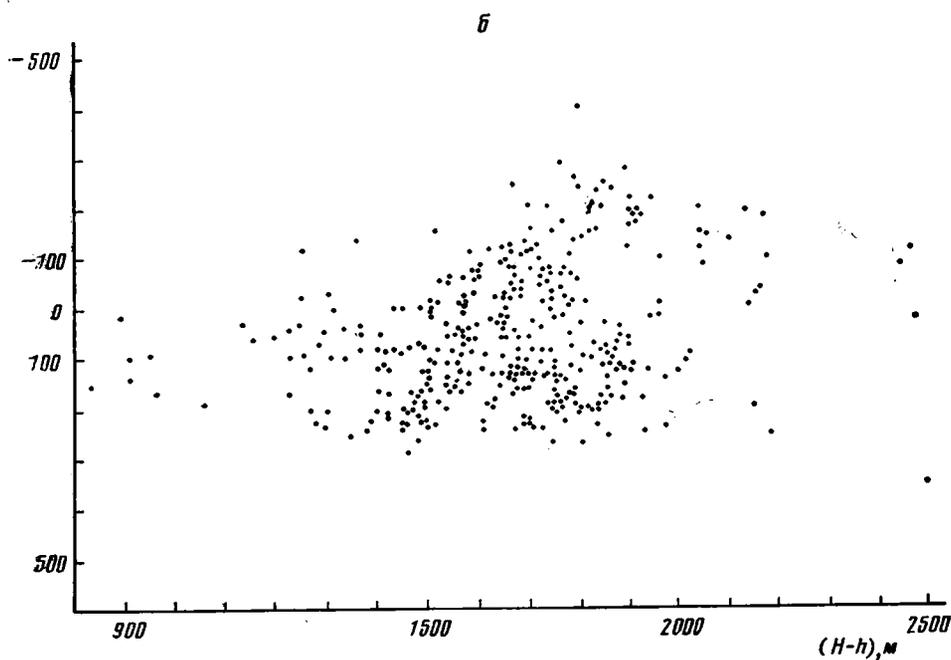
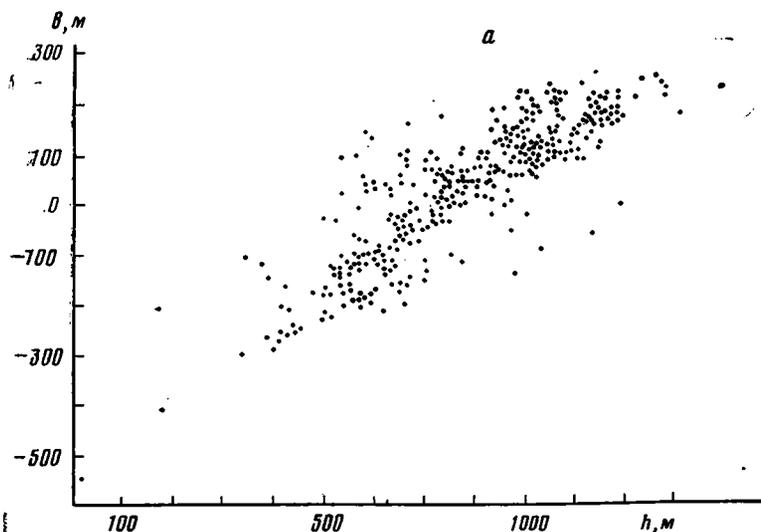


Рис. 4. Зависимость значений  $b$  от мощности постсеноманских (а) и волжско-сеноманских (б) отложений

Уренгойским грабеном. Расширяясь к северу, но несколько теряя резкость границ, зона охватывает обширную территорию, совпадая с упомянутой выше зоной проявления молодой пликативной складчатости. Южная часть зоны, расширяясь и опять же теряя резкость границ, охватывает Васюганское Приобье. Зона тектонических перестроек и на севере и на юге не замыкается, а, наоборот, расширяется. По-видимому, она является трансрегиональным тектоническим элементом и причины ее проявления следует искать за пределами Западно-Сибирской плиты. Кроме рассмотренной зоны на карте инородным тектоническим элементом выглядит Ярудейский мегавал. Тектонические перестройки этих элементов по сравнению с фоном в отдельных случаях превышают 500 м.

Величина перестроек для Березовского района составляет лишь 50—100 м.

Преимущественно нефтеносные районы попадают в зону значений  $b$  от +100 до +200 м и больше. Преимущественно газоносные районы характеризуются значениями от +100 до —200 м и меньше. (Подчеркнем, что знак перед значениями  $b$  не имеет геологического смысла, как не имеет его и сама величина  $b$ , без сравнения с другими значениями.) Некоторые несоответствия наблюдаются в юго-восточных районах, где нефтеносный Қаймысовский район полностью попадает в зону от 0 до +100 м. Здесь нефтеносные районы отделяются от газонефтеносных изолинией  $b$ , равной примерно —50 м. Отмеченные несоответствия имеют локальный характер и нисколько не мешают сделать однозначный вывод, что газоносные земли приурочены к районам, испытавшим тектоническую перестройку. Соответствующие им минимальные значения  $b$  свидетельствуют или о воздымании в постсеноманское, или о блоковом погружении в волжско-сеноманское время (см. рис. 1, б). Но нам важно знать, что же имеет отношение к газоносности. Неоднозначность устраняется путем анализа взаимоотношений значений  $b$  и мощности отложений. Очевидно, что при молодой блоковой тектонике величина  $b$  будет иметь связь с мощностью постсеноманских отложений, при древней — с мощностью волжско-сеноманских. Соответствующие графики (рис. 4) свидетельствуют в пользу постсеноманского воздымания газоносных районов.

Полученные результаты позволяют сделать в отношении нефтегазоносности следующие выводы.

1. Газоносные районы Западной Сибири приурочены к зонам молодых тектонических перестроек, к территориям, испытавшим воздымание в постсеноманское время.

2. Газовые месторождения моложе нефтяных, что отмечается рядом исследователей [4, 6, 13 и др.]. На это указывает наложенность газоносности на поле нефтеносности (см. рис. 3). О последнем свидетельствует и сам характер нефтегазоносности — в газоносных районах количество нефтяных месторождений, залежей и оторочек намного превышает количество газовых месторождений, залежей и шапок в нефтеносных районах.

3. На севере Западной Сибири помимо преимущественно газоносной территории, где наложенный характер газоносности обусловил снижение перспектив на жидкие углеводороды [3, 4], имеются потенциально нефтеносные земли. К ним относятся мало разбуренные районы, сопредельные с юга и востока с Ярудейским мегавалом; на Ямале — юго-западнее Нурминского мегавала; на востоке — южнее и восточнее Часельского мегавала.

Таким образом, предлагаемый метод изучения региональной тектоники, использующий общедоступные, легко проверяемые исходные геологические параметры, позволяет в отдельных случаях получать достоверные, имеющие теоретическое и практическое значение выводы.

#### Литература

1. Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Чарыгин М. М. Опыт применения математических методов в геологии. М.: Недра, 1969, с. 18—55.
2. Геодекан А. А., Берлин Ю. М., Пиляк В. Л., Троцюк В. Л., Ульмишек Г. Ф. К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 109—117.
3. Дедеев В. А., Куликов П. К. Основы процессов нефтегазоаккумуляции (на примере Западной Сибири). Л.: Недра, 1977, с. 142.
4. Евсеев Г. П., Кузин И. Л. Неотектонические показатели распределения нефти и газа в Западной Сибири.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1973, вып. 70, с. 137—141.
5. Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975, с. 680.
6. Ласточкин А. Н. Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. Л.: Недра, 1974, с. 64.
7. Наумов А. Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемолового бассейна.— Геол. и геофизика, 1977, № 10, с. 38—47.

8. *Наумов А. Л., Онищук Г. М., Иващенко А. Е., Романенков В. А.* Условия формирования морских турон-палеоценовых отложений севера Западной Сибири.— Геол. и геофизика, 1979, № 5, с. 87—92.
9. *Нестеров И. И.* Вопросы теории структурообразования конседиментационных поднятий и условий осадконакопления платформенных отложений.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1968, вып. 19, с. 45—52.
10. *Нестеров И. И., Кулахметов Н. Х., Рыльков А. В., Потеряев А. Г., Потеряева В. В., Щепеткин Ю. В.* Время формирования месторождений газа на севере Западной Сибири.— В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М.: Недра, 1976, с. 30—35.
11. *Нестеров И. И., Потеряев А. Г., Потеряева В. В., Кулахметов Н. Х., Рыльков А. В.* Региональные факторы, контролирующие формирование и пространственное обособление преимущественно газо- и нефтенакпления в седиментационных бассейнах.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1978, вып. 137, с. 29—37.
12. *Рихтер В. Г.* Методы изучения современной тектоники морского дна. М.: Недра, 1965, с. 244.
13. *Розанов Л. И.* Геотектонические факторы формирования зон нефтегазонакопления.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 14—24.
14. *Рудкевич М. Я.* Закономерности в размещении преимущественно нефтеносных и газоносных районов на севере Западно-Сибирской провинции.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1973, вып. 70, с. 117—131.
15. *Хафизов Ф. З.* Изучение истории развития локальных структур по данным корреляционного анализа мощностей.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1972, вып. 58, с. 247—256.

Тюменская тематическая  
экспедиция

Поступила в редакцию  
18.I.1981

УДК 551.254 : 551.242(924.76)

ГАСАНОВ Т. АБ.

## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В юго-восточной части Малого Кавказа на основании палеонтологических данных устанавливается присутствие конгломерато-брекчиевых и флишoidных отложений нижнего олигоцена. В этих отложениях в нижней и средней частях разреза впервые доказывается присутствие олистострома, являющегося продуктом разрушения фронтальной части аллохтонных и паравтохтонных тектонических покровов и пластин, а также процессом поднятия Лачинской и Кафанской подзон, имевших место на раннеорогенной стадии.

Делается вывод, что генетически олистостромы нижнего олигоцена образовались в результате тектоно-оползневой процесса.

## ВВЕДЕНИЕ

Олистостромы поздне мелового возраста, связанные с породами офиолитовой ассоциации, широко распространены в офиолитовом поясе Малого Кавказа [1—6, 10], где породы сложного осадочного комплекса (олистостромы) связаны главным образом с дезинтеграцией пород офиолитовой ассоциации во фронтальной части тектонических покровов и пластин. Олистостромы подобного рода известны во многих районах Альпийского пояса Евразии: Динаридах, Турции, Загросе, Омане, Гималаях, Иране и др. Однако олистостромы, являющиеся продуктами разрушения образований раннеорогенной стадии, не были известны на Малом Кавказе. Восполнению этого пробела посвящена настоящая работа.

Как известно, орогенный этап в альпийском цикле развития геосинклинального пояса Тетиса выражен наиболее ярко: он начался здесь в конце палеогена и характеризуется тектоно-магматическими явлениями, типичными для орогенных этапов. В этом этапе альпийского цикла выделяются две стадии: ранне- и позднеорогенная. Согласно воззрениям Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского [9], в раннеорогенную стадию на месте отмирающих геосинклинальных прогибов и растущих геотантиклинальных поднятий формируются складчатые или складчато-надвигопокрывные сооружения, начинающие испытывать общее, хотя и дифференцированное, воздымание.

Именно на начальном периоде такого поднятия в южной и юго-восточной частях Малого Кавказа накапливались мощные (920 м) флишoidные толщи нижнего олигоцена с некоторыми олистостромовыми горизонтами, внутреннее строение и возраст которых рассматриваются ниже.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОЛИСТОСТРОМОВ

В южной и юго-восточной частях Малого Кавказа отложения палеогена пользуются широким распространением и выступают на дневную поверхность на юго-восточном погружении Гочасской и Кафанской подзон Мисхано-Кафанской зоны (среднее и нижнее течения рек Акерачай, Базарчай, Баргюшадчай и др.), в районах сел. Махмудлу, Алигулиушаги, Черели, Агбис, Искендербейли, Карагоюнлу, Ходжахан, Мурадханлы, Ишыхлы и др. (рис. 1).

Отложения верхнего эоцена здесь представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и глинистыми известняками (10—160 м), которые залегают полого (5—20°) и характеризуются следующей микрофауной: *Globigerina inflatiformis* Mjatl., *G. eocaenica eocaenica* Terq, *G. eocaenica irregularis* Subb., *Uvigerina jacksonensis delicatula* Krajeva, *Lenticulina cf. inornata* (d'Orb.), *Anomalina subacuta* Chal., *Cibicidoides ungerianus* (d'Orb.) (определения Р. М. Алиевой).

У сел. Черели и Агбис в самой верхней части разреза в глинах и аргиллитах были обнаружены *Catapsydrax* (?) *dissimilis* (Cushm. et Berm.), *Globigerapsis index* (Finlay), *Globigerina frontosa* Subb., *G. eocae-nica irregularis* Subb., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Nonionella caspia* Chal., *Cibicides costatus* (Hantk.), *Bolivina caucasensis* Chal., *Bulimina aksuatica* Moroz., *Cibicides perlucides* Nutt., *Anomalina affinis* (Hantk.), *Eponides parasubumbonatus* Mjatl., *Pullenia coryellina* White, *Glomospira charoides* (Jon et Park.), *Lenticulina inornata* (d'Orb.), *Gyroidina soldanii* d'Orb., которые, по определению Р. М. Алиевой, датируют возраст вмещающих пород как самые верхи верхнего эоцена.

Рис. 1. Схема распространения отложений олигоцена в юго-восточной части Малого Кавказа (обозначено точками)



Отложения верхнего эоцена повсюду в юго-восточной части Малого Кавказа с конгломератами в основании перекрываются конгломератобрекчиями и аргиллитами нижнего олигоцена (рис. 2). Последние, как правило, выполняют ядро средне- и верхнеэоценовой синклинали складки северо-западного простирания, а также юго-западное крыло этой складки, погружающейся к югу, в сторону Нижнеараксинской впадины.

Отложения нижнего олигоцена представлены конгломератами, конгломератобрекчиями, песчаниками, гравелитами, аргиллитами, алевролитами и различными известняками (920 м). Повсюду в вышеуказанных районах в нижней и средней частях разреза, в глинах, аргиллитах и алевролитах были обнаружены нижнеолигоценовые формы микрофауны: *Loxocochna tunicata* Mandelst., *Cytherura placida* Mandelst., *Trachyleberis nativa* Mandelst., *Nonionella azerbaijanica plana* Chal., *Rotalia beccariformis* Chal., *Globorotalia cf. denseconnexa* Subb., *Valvulineria sp. indet.*, *Clitrocytheridea nimia* Mandelst. (определения Р. М. Алиевой). Нижнеолигоценовый возраст отложений характеризуется также следующей макрофауной: *Lentidium donaciforme* (Nyst.), *Corbula (Lenticorbula) sokolovi slussarevi* Merklin, *Astarte trigonelloides* Merklin et Gontschar., *Cardium cingulatum* Goldf., *Arca sandbergeri* Desh., которые были собраны у сел. Черели, Агбис, Искендербейли и Ишыхлы из аргиллитов и алевролитов (определения Ш. А. Бабаева).

Характерной особенностью отложений нижнего олигоцена является то, что в нижней части разреза имеет место переслаивание конгломератов, конгломератобрекчий с аргиллитами и песчаниками, а в верхней части — с песчано-алевролитовой литофацией (см. рис. 2). Наиболее мощная конгломератобрекчиевая толща (700 м) выделяется между с. Ишыхлы и зимовкой Дамламадж (левобережье нижнего течения р. Акера), а песчано-алевролитовая толща (220 м) — в районе сел. Черели, Агбис, Искендербейли и Кияслы, горы Беянов и др. Наряду с такими выдержанными литофациями весьма важными являются горизонты олистостромов, впервые установленные нами. Они распространены в нижней и средней частях разреза нижнего олигоцена и простираются в субширотном и северо-западном (300—320°) направлениях. Причем эти олистостромовые горизонты в зависимости от состава и размера обломочных образований различаются между собой. С этой целью ниже приводится краткая характеристика двух разрезов.

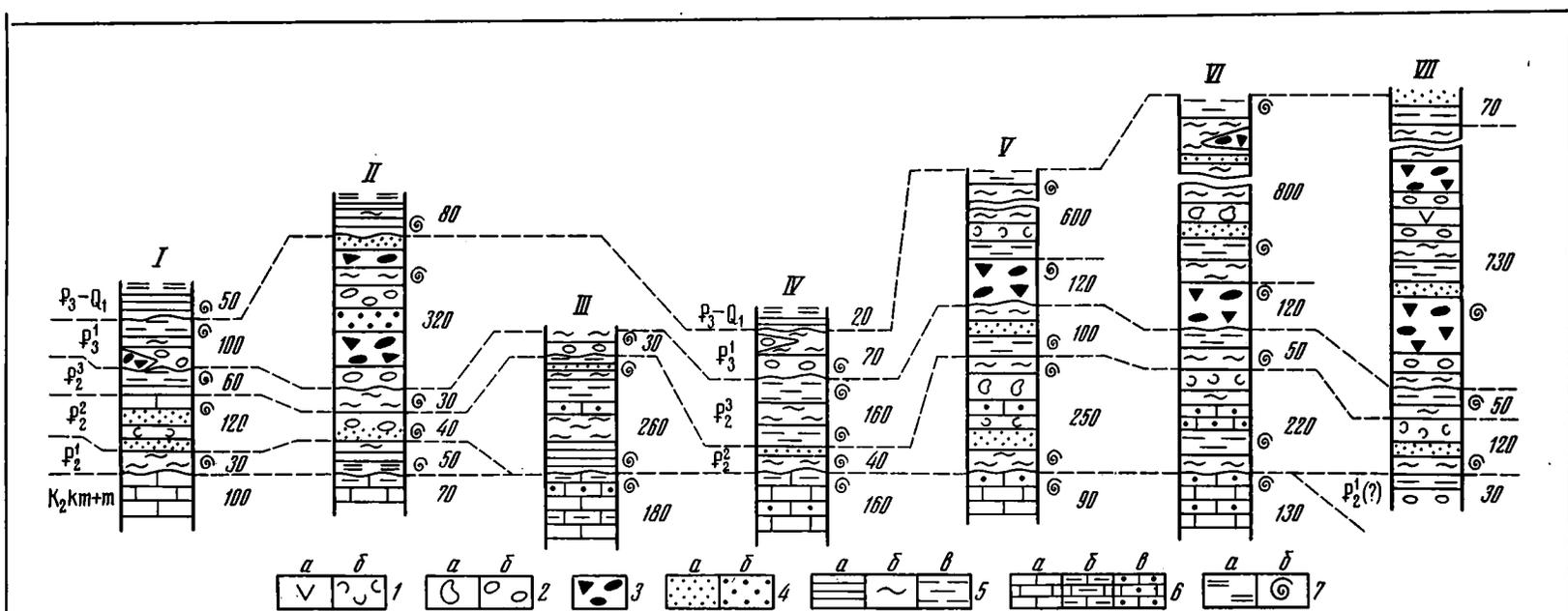
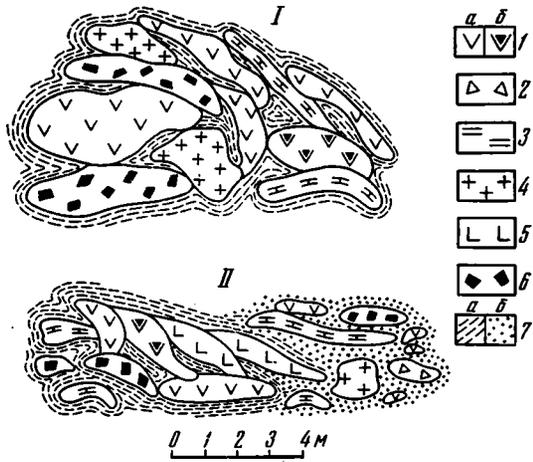


Рис. 2. Сопоставление разрезов отложений палеогена в юго-восточной части Малого Кавказа  
 I — сел. Алигули-ушаги; II — пос. Кубатлы; III — сел. Дагумас; IV — сел. Черели; V — ссл. Агбис; VI — сел. Искендербейли; VII — от сел. Ишхлы до кочевки Дамламадж  
 1 — андезиты (а) и туффиты (б); 2 — туфоконгломераты (а) и конгломераты (б); 3 — олистостромы; 4 — песчаники (а) и гравелиты (б); 5 — глины, глинистые сланцы (а), аргиллиты (б) и алевролиты (в); 6 — известняки; мелоподобные и среднеслонстые (а); глинистые (б) и песчаные (в); 7 — мергели (а) и место отбора фауны (б)

Рис. 3. Зарисовка притертых и чешуйчатых олистолитов в олистостроме у сел. Агбис (I) и зимовья Дамламадж (II)

I — андезиты (а) и андезито-базальты (б); 2 — лавобрекчии; 3 — известняки; 4 — кварцевые диориты и гранодиориты; 5 — габбро-диабазы; 6 — тектонические брекчии; 7 — цементный материал: аргиллиты, алевролиты (а) и песчаники (б)



Первый разрез отложений нижнего олигоцена расположен между сел. Агбис и горой Билянов. Направление разреза СВ 40—60°, азимут падения пород СВ 40—50° под углом 10—15°. Здесь флишоидные отложения верхнего эоцена трансгрессивно перекрываются конгломерато-брекчиями нижнего олигоцена. Среди последних выделяются отдельные неокатанные обломки, блоки (1,5—3,0 м в поперечнике) и линзы, состоящие из обломков андезитов, андезито-базальтов, базальтов, трахибазальтов, лавобрекчий, тектонических брекчий, различных известняков, габбро-пироксенитов, габбро-диабазов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и др. Все эти включения захоронены в аргиллитах, алевролитах и реже в песчаниках, причем местами обломки непосредственно примыкают друг к другу. При этом цементирующий материал — аргиллиты и алевролиты — практически исчезает и играет лишь роль смазочного материала (рис. 3). На таких участках, как правило, преобладают глыбы и обломки андезитов, гранитоидов и тектонических брекчий. Протяженность описываемых образований обычно не превышает 30 м при мощности 8 м. Показательно, что такие хаотически нагроможденные образования резко обрываются по простиранию и сменяются аргиллитами и алевролитами, в которых как бы плавают рассеянные небольшие обломки (до 30 см в поперечнике) андезитов и андезито-базальтов. Аргиллиты и алевролиты обладают четко выраженной слоистостью (с падением слоев пород на северо-восток 40° под углом 10—15°).

В этих аргиллитах и алевролитах была обнаружена нижнеолигоценая фауна: *Corbula (Lenticorbula) sokolovi slussarevi* Merklin, *Astarte trigonelloides* Merkl. et Gontschar., *Cardium cingulatum* Goldf., *Arca sandbergeri* Desh. (определения Ш. А. Бабаева), *Cytherura placida* Mandelst., *Trachyleberis nativa* Mandelst., *Rotalia beccarifoemis* Chal., *Clitocytheridea nimia* Mandelst. (определения Р. М. Алиевой).

Выше по разрезу хаотически нагроможденные конгломерато-брекчии (2—6 м) чередуются с аргиллитами и алевролитами (0,3—0,7 м). Здесь из состава включений практически исчезают обломки и валуны интрузивных образований, появляются многочисленные глыбы миндалевидных андезитов (1—6 м в поперечнике) и олистоплаки известняков кампана — маастрихта с *Inoceramus balticus* Böhm, *In. regularis* Orb. (определения О. Б. Алиева), протяженностью 600 м и мощностью 5—6 м. По простиранию прослой аргиллитов и алевролитов на контакте с олистолитами образуют мелкие складки. Часто глинистый материал в процессе тектонической деформации проникает в трещины олистолитов. Мощность этой части разреза 65 м.

В верхней части разреза происходит резкое изменение как состава, так и мощности обломочных образований, о чем свидетельствует широкое развитие обломков и валунов андезито-базальтов и туфоконгломератов коньяка — сантона и песчаников коньяка с *Globotruncana coronata*

Bolli, *G. tricarinata tricarinata* (Quer.), *G. linneiana* (d'Orb.), *G. lapparenti* Brotz., *G. lulloides bulloides* Voге, *Heterohelix abnormalis* (Agal.), *Gyroidina nitida* Reuss, *G. turgida obliquaseptata* Mjatl., *Paleopolimorphina rara* Vass. (определения Р. М. Алиевой), песчаных и кремнистых известняков коньяка с *Protocardia hillana* Sow., *Trigonoarca quadrans* Renng., *T. cf. maileana* Orb., *Caucasella acanthophora* (Müll.) (определения О. Б. Алиева) и андезито-дацитов, размеры которых не превышают 1,2 м в поперечнике. Состав и размеры этих включений необычайно изменчивы по простиранию. Так, например, на расстоянии 2 км обломки андезито-базальтов и кремнистых известняков то, исчезая, заменяются габбро-диабазами и диабазами, то опять появляются. Общая мощность этой части разреза составляет 47 м. Размеры включений к верхам разреза уменьшаются до 30 см. Таким образом, общая мощность разреза отложений олистостромового горизонта составляет 120 м.

Далее происходит переслаивание типичных нижнеолигоценых флишоидных отложений (глины, песчаники и глинистые известняки) с редкими пачками и прослойками достаточно хорошо окатанных конгломератов, состоящих исключительно из эффузивных и карбонатных пород (см. рис. 2).

Указанные литофации широко распространены в правобережье нижнего течения р. Базарчай (между сел. Агбис, Искендербейли и Кияслы). Однако изредка в средней части этой флишоидной толщи захоронены крупные глыбы (5—8 м в поперечнике) андезитов и туфокогломератов на протяжении 300 м, мощностью 20—25 м (в 2 км к СЗ от с. Карагюнюлу). Аналогичные выходы этих отложений, расположенные среди четвертичных образований, в виде изолированных обнажений наблюдаются в левобережье р. Аракс (между сел. Агбенд, Гумлак и Худафирим). Мощность данной части разреза 350 м.

Выше по разрезу имеет место переслаивание глин, аргиллитов и среднезернистых песчаников светло-голубоватого цвета, мощностью 220 м. В аргиллитах были обнаружены *Cytherura placida* Mandelst., *Trachyleberis nativa* Mandelst., *Rotalia beccariformis* Chal., *Clitocytheridea nimia* Mandelst., которые, по определению Р. М. Алиевой, датируют возраст вмещающих пород как нижний олигоцен.

Далее наблюдается ритмичное чередование аргиллитов с песчаниками и глинистыми известняками, с линзами и пропластками гравелитов. Мощность этой части разреза 230 м.

Таким образом, из приведенного разреза видно, что олистостромовый горизонт (120 м) распространен только в нижней части разреза и прослеживается на расстоянии 10 км, начиная от русла р. Майдандараси на северо-западе через сел. Агбис, Искендербейли до сел. Карагюнюлу на юго-востоке (рис. 4).

Второй разрез отложений нижнего олигоцена описан, начиная от сел. Ишыхлы (левобережье р. Акера) до зимовки Дамламадж. Направление разреза СВ 10—40°, азимут падения слоев пород СВ 20—40°, углы падения — 10—45°.

Здесь, в левобережье р. Акера, обнажается средний эоцен: песчаники, аргиллиты и алевролиты светло-зеленоватого цвета, которые чередуются с песчанистыми известняками, мелкообломочными конгломератами и гравелитами. Конгломераты по простиранию фациально переходят в туфогравелиты, а песчанистые известняки в песчаники. Среди последних, а также в аргиллитах были обнаружены следующие фораминиферы: *Asterigerina trümpyi* (Nuttall), *Turborotalia centralia* (Cushman, Et Bermud.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *G. inaequispira* Subb. transversa Chal., *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* Subb., *G. frontaosa* Subb., *Robulus cf. inornatus* (d'Orb.), *Eponides subumbonatus* Mjatl., которые, по заключению Р. М. Алиевой, датируют возраст вмещающих пород как верхи среднего эоцена. Общая мощность этой части разреза 120 м.

Песчаники среднего эоцена согласно перекрываются аргиллитами и глинами светло-голубоватого цвета мощностью 15 м. Выше по разрезу

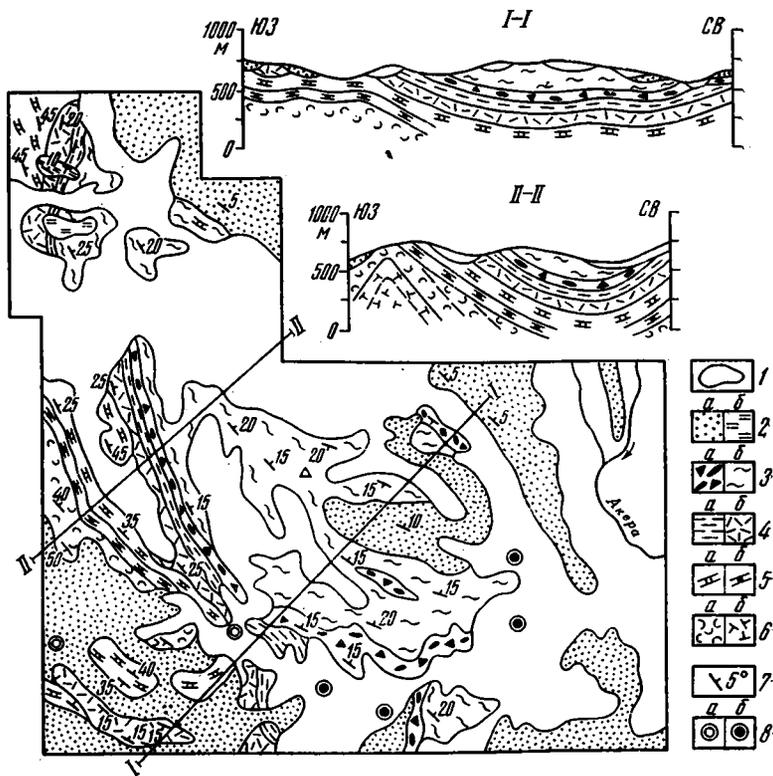


Рис. 4. Геологическая карта и разрезы района сел. Искендербейли  
 1 — современные отложения, нерасчлененные; 2 — верхний плиоцен — нижнечетвертичный отдел, акеринская свита: песчаники, гравий, галечники, суглинки, пепловые туфы и др. (а); верхний олигоцен — нижний миоцен: глины, мергели и мелоподобные отложения (б); 3 — нижний олигоцен: олистостромовая толща (а) и аргиллиты (б); 4 — верхний эоцен (а): аргиллиты и глины, средний эоцен (б): песчаники, гравелиты и известняки различные; 5 — кампан — маастрихт (а): известняки мелоподобные, глинистые и песчанистые, верхний сантон (б); известняки гравелитистые и известковистые туффиты; 6 — коньяк (а): туффиты, туфогравелиты, песчанки, аргиллиты, известняки песчанистые и глинистые, апт (б): песчано-глинистые сланцы, аргиллиты и глинистые известняки, 7 — углы падения слоев; 8 — скважины, вошедшие в: отложения верхнего эоцена (а) и нижнего олигоцена (б)

наблюдается ритмичное чередование аргиллитов и алевролитов с глинистыми известняками и тонко отсортированными песчаниками. Здесь аргиллиты содержат обильные фораминиферы верхнего эоцена: *Globigerina inflatiformis* Mjatl., *G. eocaenica eocaenica* Terq., *G. eocaenica irregularis* Subb., *Uvigerina jacksonensis delicatula* Krajeva, *Cibicides costatus* (Hantk.), *Bolivina caucasensis* Chal., *Anomalina affinis* (Hantk.) (определения Р. М. Алиевой). Мощность 35 м.

Отложения верхнего эоцена трансгрессивно, с конгломератами в основании перекрываются образованиями нижнего олигоцена, разрез которых представлен в следующем виде: ритмичное чередование грубообломочных образований с прослоями аргиллитов (0,2—0,6 м). Обломочный материал состоит из андезитов, андезито-базальтов, известняков, мраморов, диабазов, габбро-диабазов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и др. Размеры их колеблются от 1,2 до 30 см (в поперечнике). Снизу вверх окатанность их увеличивается, а размеры уменьшаются. В прослоях аргиллитов были обнаружены руководящие формы нижнеолигоценых фораминифер: *Loxocochna tunicata* Mandelst., *Nonionelleta azerbaidjanica plana* Chal., *Rotalia beccariformis* Chal., *Clitrocytheridea nimia* Mandelst. (определения Р. М. Алиевой). Мощность данной пачки 40 м. Далее следует ритмичное переслаивание аргиллитов (0,4—1,0 м), алевро-

литов (0,5—0,8 м) и песчаников (0,5—1,5 м) с достаточно хорошо окатанными среднеобломочными конгломератами (0,8—1,5 м). Среди конгломератов часто выделяются линзы известняков протяженностью 6—10 м и гравелитов голубоватого цвета. Из аргиллитов впервые собрана макрофауна: *Lentidium donaciforme* (Nyst.), *Corbula (Lenticorbula) sokolovi slussarevi* Merklin, *Arca sandbergeri* Desh., которые, по определению Ш. А. Бабаева, датируют возраст вмещающих пород как нижний олигоцен. Общая мощность этой пачки 180 м. Выше наблюдаются достаточно хорошо окатанные конгломераты, состоящие из обломков различных известняков (размеры галек от 1 до 10 см в поперечнике), чередующиеся с гравелитами и реже песчаниками. Мощность 30 м.

Выше по разрезу выделяется типичный олистостромовый горизонт. Здесь над мелкообломочными конгломератами согласно залегают пачки аргиллитов, песчаников и гравелитов, содержащие обломки, глыбы (от 50 см до 10 м в поперечнике) и линзы (длиной 2—30 м), состоящие из андезитов, андезито-базальтов, лавобрекчий, туфобрекчий андезитового состава, известняков кампана и верхнего сантона, дацитов, габбро-диабазов, диабазов, гранитоидов, вторичных кварцитов и др. Все эти включения обладают хаотическим расположением, местами образуют сплошное нагромождение, в котором практически отсутствует цемент. Такие участки протяженностью до 150 м, мощностью до 25 выделяются внутри мощного олистостромового горизонта.

Хаотически расположенные включения, как правило, приурочены к отдельным пачкам (мощностью около 40 м) и образуют чередование с песчано-гравийным материалом (мощностью 0,8—2,0 м). Общая мощность этой части разреза 220 м. Выше по разрезу выделяется горизонт с ритмичным чередованием тонко отсортированных песчаников с гравелитами и мелкообломочными конгломератами светло-серого цвета. Протяженность этого горизонта до 2 км, мощность 10—30 м, с падением на СВ под углом 15—20°.

Выше по разрезу выделяются валуны и глыбы андезитов, андезито-базальтов и их пирокластолитов, тектонические брекчии мраморов и мраморизованных известняков, которые захоронены в аргиллитах и песчаниках.

В аргиллитах была обнаружена микрофауна: *Loxococoncha tunicata* Mandelst., *Nonionelleta azerbaijanica plana* Chal., *Rotalia beccariformis* Chal., *Globorotalia denseconvexa* Subb., *Clitocythere nimia* Mandelst., которая, по заключению Р. М. Алиевой, датирует возраст вмещающих пород как нижний олигоцен.

Местами глыбы эффузивных пород прорезаны прожилками кварца и дайками габбро-диабазов, следы воздействия которых отсутствуют в цементе. Олистолиды по простиранию резко обрываются и появляются туфоконгломераты, линзы известняков и яшмовидные аргиллиты светло-розоватого цвета. Линзы эти расположены кулисообразно и обычно также обрываются по простиранию. Такой изменчивый характер олистолидов в олистостроме наблюдается по простиранию на расстоянии 7 км. Общая мощность этого горизонта 200 м.

Олистостромовый горизонт согласно перекрывается аргиллитами, которые чередуются с песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность данного горизонта 70 м. Причем повсюду в левобережье р. Акера на эти породы нижнего олигоцена надвинуты пирокластолиты нижнего сантона.

Таким образом, из приведенного материала видно, что олистостромовые горизонты распространены в нижней части разреза нижнего олигоцена в междуречье рек Базарчая и Аракса, а в бассейне р. Акеры они выделяются в нижней и средней частях разреза.

В исследованном регионе для олистостромов характерно то, что среди обломочных образований, как правило, всегда преобладают андезиты и андезито-базальты, а олистоплаки верхнемеловых известняков распространены в бассейне р. Акеры. Валуны гранитоидов и габброидов широко распространены в нижней части олистострома в междуречье

Базарчая и Аракса, где цементирующим материалом служат аргиллиты и алевролиты.

Второй горизонт олистостромов сформировался в средней части разреза нижнего олигоцена (бассейн р. Акеры).

Уместно отметить, что кроме охарактеризованных выше олистостромов имеются незначительные выходы их также в бассейнах рек Баргюшатчай, Хавыслычай и вдоль левобережья р. Аракс.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОЛИСТОСТРОМОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Изложенный выше фактический материал позволяет проследить историю тектонического развития рассматриваемого региона, начиная с раннего эоцена.

Обширная территория Малого Кавказа в конце позднего мела освобождается от моря и происходит дифференцированное поднятие, сопровождаемое складкообразующим процессом. В это время в юго-восточной части Малого Кавказа, с одной стороны, расширяют свои контуры области суши Лачинской и Кафанской подзон, сложенные средне-, верхнеюрскими и нижнемеловыми (доальбскими) образованиями [11], а с другой — временно освобождается от моря Гочасская подзона. Это поднятие охватывает интервал времени от дания до раннего эоцена, и, видимо, в это время происходило раскалывание пород мелового фундамента Гочасской подзоны на отдельные блоки (Языдюзинский, Акеринский, Башаратский и др.), из которых самый приподнятый, Башаратский блок, расположен в северной части подзоны (к северу от сел. Дагмашанлы, Дагтумас, Мурадханлы и др.), что подтверждается как геологическими данными, так и результатами комплексных геофизических исследований (электро-, магнито-, грави- и сейсморазведка; рис. 5, а).

Размыв пород приподнятых Лачинской и Кафанской подзон продолжался и в эоценовое время. Однако в эту эпоху юго-восточное окончание Гочасской подзоны вместе с Нижнеараксинским прогибом погружается под воду, где отлагаются (270 м) глины, алевролиты, глинистые известняки и др. Мощность прослоев глин резко увеличивается в южном направлении, в сторону Нижнеараксинской депрессии. Очевидно, в это время в южной части Башаратского блока, в подводных условиях позднемеловые отложения, будучи подняты по взбросо-надвику, были сильно раздроблены, вследствие чего интенсивно размывались, о чем свидетельствует отсутствие отложений эоцена и известняков позднего сенона. По-видимому, поэтому мощные отложения эоцена (270 м) накапливались в основном в пределах Акеринского и, незначительного, Языдюзинского блоков (бассейны рек Акерачай, Базарчай, Баргюшатчай и др.) и в Араксинской впадине. Однако не исключено, что в северной части Башаратского блока накапливались маломощные отложения эоцена, впоследствии размываемые в олигоцен-раннемиоценовое время. Местами в пределах данного поднятия размывались отложения до нижнего горизонта нижнего сантона, о чем говорит трансгрессивное перекрытие пирокластолитов последнего терригенными отложениями нижнего олигоцена в левобережье р. Акера (между сел. Гулабирт и Казыдара).

В конце позднего эоцена — начале олигоцена мощные складкообразовательные движения (пиренейская фаза складчатости) вновь охватывают рассматриваемый район Малого Кавказа. Именно в этот период окончательно оформляется сложная покровно-складчатая структура Севано-Акеринской зоны [2, 5, 10]. В это время происходит надвигание Сомхето-Карабахской зоны на Севано-Акеринскую, а под последнюю в свою очередь пододвигается Мисхано-Кафанская зона. Следовательно, процесс сжатия двух литосферных плит (микроплит), Сомхето-Карабахской на севере и Мисхано-Кафанской на юге, достигает своего максимума, вследствие чего в северной части Мисхано-Кафанской зоны (Лачинская подзона), которая надвигалась на Гочасскую подзону, были созданы чешуйчатые структуры. Значительно южнее, в Гочасской подзо-

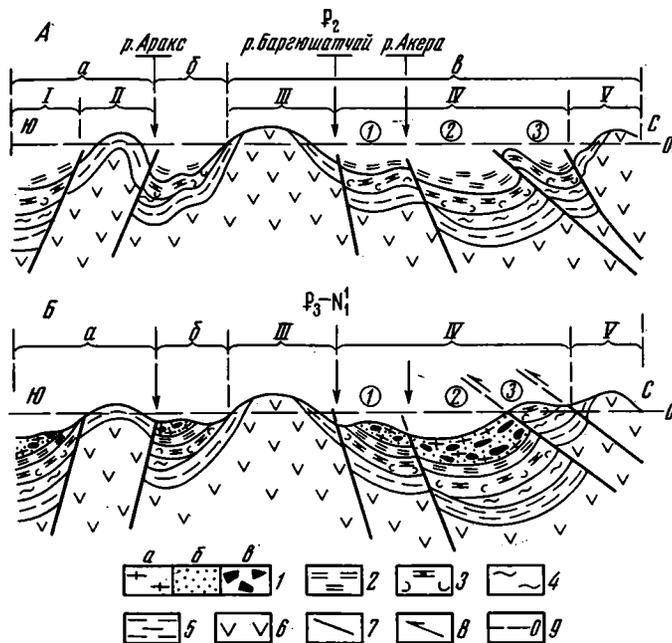


Рис. 5. Палеотектонические профили юго-восточной части Малого Кавказа (через юго-восточное окончание Мисхано-Кафанской зоны)

Периоды: эоценовый (А) и олигоцен — нижний миоценовый (Б).

а — Северо-иранский опущенный (I) и приподнятый (II) блоки; б — Нижнеараксинский прогиб; в — Мисхано-Кафанская зона: подзоны: Кафанская (III), Гочасская (IV) и Лачинская (V), блоки: Языдюзинский (1), Акеринский (2) и Башаратский (3)

1 — нижний олигоцен: аргиллиты, алевролиты и редко глины (а), песчаники и гравелиты (б), олистостромовый комплекс (в); 2 — эоцен: глинисто-песчаные и терригенно-конгломератные отложения; 3 — коньяк — верхний сенон: пирокластическо-осадочные отложения и известняки; 4 — альб — турон: песчано-глинистые сланцы и глинистые известняки; 5 — верхняя юра — нижний мел (апт): терригенно-карбонатные отложения и известняки; 6 — средняя юра: вулканогенно-осадочные отложения; 7 — разрывные нарушения; 8 — направление движения масс; 9 — уровень моря

не, на площади Башаратского блока, возникают незначительные покровы и паравтохтонные пластины. В ходе движения последних отложения мела (терригенные, известняковые, вулканогенные и интрузивные), разрушаясь во фронтальной части, в виде обломков, глыб и линз скатываются под воздействием гравитации и захороняются в аргиллитах и песчаниках нижнего олигоцена (рис. 5, б).

В образовании олистостромов кроме тектонического фактора важную роль сыграли также оползни, имевшие место в пределах Языдюзинского и в южной части Башаратского блоков. Об этом свидетельствует большое количество включений отложений средней и верхней юры, а также неокома в олистостроме, что, по всей вероятности, связано с общим воздыманием Кафанского блока в период пиренейской складчатости. Причем размеры обломков и глыб, связанных с процессом оползней, всегда уступают подобным включениям, сформировавшимся в результате тектонического фактора, о чем свидетельствуют олистостромы, распространенные в южной части Гочасской подзоны (Языдюзинский блок) и в Нижнеараксинской впадине.

Уместно отметить, что олистостромовые образования подобного типа известны также на южном склоне Большого Кавказа [7], в Болгарии, в Судетах [8], Сицилии, Северных Апеннингах (в Лигурийской и Тоскано-Умбрийской областях) [12], а также во многих других районах Альпийской складчатой зоны Евразии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ изложенного выше материала позволяет сделать следующие выводы:

1. На Малом Кавказе формирование олистостромов в раннеорогенную стадию развития тесно связано с накоплением флишеидной толщи; их мощные горизонты прослеживаются на большом расстоянии.

2. Механизм формирования олистостромов связан с разрушением пород фронтальной части тектонических покровов и пластин и процессом поднятия Лачинской и Кафанской подзон и отдельных их блоков. Генетически же олистостромы образовались в результате тектоно-оползневых процессов.

3. Возраст олистолитов датируется, начиная со средней юры до среднего эоцена включительно: более древние образования пока не обнаружены.

4. После формирования олистостромов флишеидное осадконакопление не прекращается и осаждаются алевритито-песчанистые породы.

Сформированные олистостромы в позднеорогенную стадию вновь перекрываются аллохтонными и паравтохтонными тектоническими пластинами, сложенными отложениями мела, продукты разрушения которых явились основным материалом для образования олистостромов.

### Литература

1. Гасанов Т. Аб. Тиллоидные фации Малого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 131—135.
2. Гасанов Т. Аб. Тектоническое положение и история формирования офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа: Автореф. докт. дис. Тбилиси: Ин-т геол. наук АН ГССР, 1980, с. 52.
3. Григорьев Р. Н., Книппер А. Л., Соколов С. Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыльчлинской синклинали (Северо-Акеринская зона Малого Кавказа).— Сов. геология, 1975, № 7, с. 62—73.
4. Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 74—80.
5. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 208.
6. Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.
7. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
8. Леонов М. Г., Соколов С. Д., Щерба И. Г. Олистостромы Альпийского складчатого пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 79—87.
9. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973, с. 279.
10. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, с. 94.
11. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967, с. 237.
12. Эльтер П., Тревизон Л. Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 183—195.

Комплексная геологическая  
экспедиция Управления геологии  
АзССР

Поступила в редакцию  
1.XI.1981

УДК 551.248.2(235.216+497.2)

МАКАРОВ В. И., СПИРИДОНОВ Х. Б.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА НОВЕЙШЕЙ  
ТЕКТОНИКИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ЮЖНОЙ БОЛГАРИИ

Разноречивые представления, высказываемые в современной геологической литературе о природе новейших орогенов, требуют выполнения систематического сравнительного анализа горных стран, развивающихся в существенно различных тектонических условиях. Сравнительный анализ двух горных сооружений, находящихся в существенно различных частях Альпийско-Центрально-Азиатского горного пояса — гор Южной Болгарии и Тянь-Шаня, показал значительное их генетическое и морфологическое сходство, однотипность и близкую по времени стадийность их деформирования. Имеющиеся структурные и формационные различия предопределены рядом принципиальных отличий их предыстории и общего регионального положения.

Проблема новейшего горообразования вызывала и продолжает вызывать большой интерес, о чем свидетельствует обширная литература, посвященная связанным с нею вопросам. Этот интерес особенно возрос в последние годы в связи с попытками построения глобальных или по крайней мере панрегиональных моделей тектонических процессов, в свете которых и многие вопросы региональной геологии нередко приобретают принципиально новое решение.

В ряде обобщающих работ последних лет допускается упрощенное объединение и генетическое толкование весьма различных горных сооружений. Так, например, весь обширный горный пояс, включающий Памир, Тянь-Шань, Джунгарские горы, Алтай, Саяны и нагорья Байкальской области, некоторыми исследователями рассматривается как единая рифтогенная структура [18]. Основными источниками такого представления являются территориальное единство указанных областей («пояс Наливкина», по В. И. Попову) и, очевидно, популярные идеи глобального рифтогенеза, который достаточно хорошо проявлен лишь на восточном фланге этого пояса.

Одновременно с этим развиваются и противоположные представления, что Центрально-Азиатский горный пояс образован и развивается в условиях активного сжатия, в том числе вызванного столкновением Индостанской и Евразийской литосферных плит [11, 14, 19—24]. Следует при этом отметить, что широкий комплекс геолого-геофизических доказательств такого общего сжатия имеется лишь для Памиро-Тянь-Шанской области и далее для Копетдага и Кавказа.

Основываясь на результатах анализа неотектоники юга Азии, В. И. Николаев и А. А. Наймарк [16] пришли к выводу, что горообразование обусловлено неравномерными сводово-глыбовыми движениями «особой природы» (? — В. М., Х. С.), которые связаны, возможно, с процессами частичного плавления астеносферы и подчиняются сети планетарной трещиноватости. Несколько раньше Н. И. Николаев высказал более определенное убеждение, что «в области рассмотрения механизма горообразования концепция тектоники литосферных плит является скорее шагом назад, так как мало чем отличается от взглядов контракционистов и не дает ничего нового... В настоящее время установлено, что источники сил, приводящие к горообразованию, находятся внутри горных поясов» [15, с. 39]. Противопоставляя зоны материкового рифтогенеза платформенным и орогеническим областям, Н. И. Николаев и А. А. Наймарк [16] считают, в частности, что Байкальский рифт заложился вне связи с ростом окружающего сводового поднятия.

Аналогичного типа разногласия имеются в представлениях о природе современной орогенной структуры Родопских гор и смежных об-

ластей, в общем отвечающих древнему Родопскому массиву и находящимся в другой части Альпийско-Центрально-Азиатского горного пояса. Эта структура объяснялась с разных позиций, начиная с контракционной концепции развития Альпийской геосинклинали, затем с фиксистских построений сводово-глыбовых деформаций земной коры, с позиций регмагенеза или линейной глубинной тектоники [1—3, 6, 9 и др.], а в последние годы с точки зрения различных неомобилистических идей [5—7, 17].

Указанные примеры, как и ряд аналогичных примеров по другим горным областям и поясам, показывают, что вопрос о причинах, механизме и формах новейшего горообразования (по крайней мере в рамках глобальной модели), несмотря на богатый фактический материал, имеющийся в настоящее время по многим областям, далек от своего определенного решения. Одной из причин такого положения является, очевидно, определенное отставание от общих построений их основы — многосторонних межрегиональных корреляций последовательного ряда орогенных областей.

Задачей настоящей работы является сравнительный анализ новейшей тектоники двух весьма удаленных друг от друга орогенов, которые находятся в существенно различных частях в общем единого горного пояса.

Родопский горный массив со смежными орогенными структурами представляет сравнительно небольшой блок докембрийской континентальной коры в теле альпийского эпигеосинклинального горно-складчатого сооружения, находящийся, по мнению А. В. Пейве [17], в аллохтонном залегании. Частично он преобразован наложенными тектоническими структурами и интрузиями палеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возраста. Массив сложен разнообразными метаморфическими породами и гранитоидами докембрия, частично перекрытыми маломощными осадочными и вулканогенными комплексами палеозоя и мезозоя.

Другой важной особенностью этого массива является то, что он непосредственно сопряжен с глубоководными впадинами Эгейского и Черного морей.

Тянь-Шань — эпиплатформенное горное сооружение, развивающееся в центральной части обширнейшего Евразийского континентального массива вдали от океанических областей. Формирование континентальной коры в различных его зонах происходило в разное время, начиная с докембрия, и завершилось в общем к концу палеозоя. В дальнейшем до конца эоцена эта территория развивалась в режиме, близком к платформенному, представляя область преобладающей денудации. Таким образом, новейшие деформации охватили более или менее глубоко эродированный неоднородный массив смятых в складки, пронизанных интрузиями и в различной степени метаморфизованных пород широкого возрастного диапазона.

Сравнительный анализ новейшей тектоники указанных областей осуществлен по следующим характеристикам: начало и этапность развития новейшего орогенеза; особенности распространения, состава, мощностей и расчленения отложений новейшего орогенического комплекса; новейший магматизм; неотектонический структурный план и морфология структурных элементов; некоторые геофизические и другие характеристики.

В основу анализа положены данные, опубликованные весьма большим количеством исследователей, а также специальных полевых и камеральных работ авторов данной статьи [10—14, 21]. Особо следует указать статью о новейшей тектонической структуре Родопского массива [13], которая непосредственно предваряет данное сообщение и выполнена в связи с ним.

Очень важным моментом, с нашей точки зрения, является то, что один из основных элементов анализа — исследование неотектонического структурного плана и морфологии обеих областей — было выполнено

на основе единых принципов и методов. Это позволило получить действительно сопоставимый материал и выявить черты сходства и различия, не являющиеся следствием всего лишь разных подходов, точек зрения и других субъективных факторов. Не имея возможности в кратком сообщении повторить различные характеристики новейшей тектоники рассматриваемых областей, остановимся лишь на выводах произведенного сравнения.

Обе рассмотренные области относятся к орогенам, которые были образованы в результате деформации более или менее глубоко денудированных древних (допалеозой-палеозойских) складчатых континентальных массивов. Эти деформации начались практически одновременно — в позднем эоцене — и в своем развитии прошли четыре разновозрастные и в общем сходные стадии: позднеэоцен-раннемиоценовую, миоцен-плиоценовую, позднеплиоцен-раннеплейстоценовую, четвертичную. Это подтверждает представление о единстве и глобальности новейшей тектонической активизации [19].

В той и другой областях начало новейшей тектонической активизации характеризуется проявлением магматизма. Однако его масштабы, продолжительность и состав были весьма различными. В Тянь-Шане это очень незначительные локальные излияния щелочных базальтов, которые произошли главным образом в эоцене, по существу накануне орогенеза, и не создали сколько-нибудь заметных самостоятельных структурных форм. В Родопском же массиве это были весьма обильные внедрения и излияния преимущественно кислых магм, которые продолжались в течение всего раннеорогенного этапа (а в некоторых местах и позже) и привели к формированию самостоятельных структурных форм.

Широкое развитие кислого вулканизма в Родопском массиве связано, вероятно, с возникновением магматических очагов в земной коре в результате интенсификации ее скупивания, наступившего в позднем эоцене в смежных геосинклинальных системах и охватившего, естественно, разделяющие их (и тем более наложенные на них в случае аллохтонного залегания) древние массивы континентальной коры. Благоприятным обстоятельством для этого можно считать также то, что эта магматическая активизация была как бы подготовлена сравнительно близким по времени, поздне меловым и палеоценовым, магматизмом, который проявился, в частности, формированием массивов так называемой Марицкой неинтрузивной зоны в северо-западной части Родопского массива.

В связи с этим интересными представляются результаты сравнения общего характера отложений орогенического комплекса рассматриваемых областей. Судя по большим мощностям отложений раннего этапа и в целом большей их грубости в пределах Родопского массива, его неотектонические деформации на раннем этапе были более значительны по сравнению с Тянь-Шанем. Это различие подчеркивается также наличием в Родопах раннеорогенных надвигов и покровов [1, 4, 8 и др.], которые совершенно не были характерны для этого времени в Тянь-Шане, проявившись там значительно позже.

Более поздние этапы на Тянь-Шане были практически амагматичны, в Родопском же массиве еще отмечались вспышки магматизма в плиоцене. Это — средне-кислые лавы в Струмском грабене и базальтовые — в Восточной Фракии. Первые можно считать позднейшими (постумными) фазами затухающего корового магматизма, а вторые связаны, вероятно, с глубинными расколами коры, вызванными развитием впадины Эгейского моря. Кстати, и приурочены они к районам с пониженной мощностью земной коры и «гранитного» слоя.

Сравнение отложений орогенического комплекса показывает, что на позднеорогенных этапах развития более энергичными стали деформации на Тянь-Шане, что отразилось в соответствующих различиях амплитуд этих двух областей и в мощностях отложений — 4000—5000 м на Тянь-Шане, 100—2000 м в пределах Родопского массива. При этом необхо-

димо отметить, что и в той, и в другой области неоген в целом отличается более тонким составом и содержанием солей и углей. Сходные тенденции изменения характера разреза сохраняются в конце плиоцена и в четвертичном периоде, причем Тянь-Шань по-прежнему деформируется значительно более активно.

И на Тянь-Шане и в Родопском массиве новейшие тектонические деформации проявились главным образом в виде сопряженных положительных и отрицательных складок основания и флексур большого радиуса кривизны, в той или иной мере осложненных разрывными нарушениями разных порядков. Размеры этих складок, изменяясь в достаточно широких пределах, в общем близки для обеих областей. Для них одинаково характерно закономерное группирование частных складок основания в линейные весьма протяженные зоны поднятий и зоны впадин, которые в свою очередь развиваются на фоне более обширных систем поднятий или систем прогибов.

Для обеих областей характерно активное развитие транзитных (трансзональных) зон секущих нарушений разрывно-флексурного типа. В общем новейшая структура и Тянь-Шаня, и Родопского массива имеет отчетливо выраженный перекрестный характер, который заключается в одновременном развитии и взаимном наложении (интерференции) структурных зон разных направлений, активность и форма проявления которых по их простиранию и во времени изменяется.

Своеобразием Родопского массива является наложение на линейную тектоническую зональность крупного вулкано-тектонического свода с характерными овально-концентрическими контурами и относительно опущенной центральной частью.

В пределах Родопского массива и Тянь-Шаня отмечается в общем однотипная унаследованность новейшей тектоники древних структурных элементов. Это прежде всего качественное наследование основных простираний, а также некоторых тенденций и особенностей развития древних форм или отдельных участков орогенов. В ряде мест происходит наследование отдельных крупных форм (крупных антиклиналей, синклиналей, антиклинорий или синклинорий в целом).

Общий рисунок и парагенез различных элементов неотектонической структуры, особенности и закономерности унаследованного развития некоторых древних элементов, особенности сейсмичности и некоторые другие характеристики Родопского массива и Тянь-Шаня показывают, что и в том и в другом случае неотектоническая структура сформировалась в поле сжатия. Некоторую аномалию представляет, очевидно, южный склон Родопского массива, дробление которого на блоки с развитием грабенов и другими признаками растяжения вызвано влиянием впадины Эгейского моря.

Генетическое и морфологическое сходство, однотипность и близкая по времени ритмичность или стадийность формирования неотектонической структуры Родопского массива и Тянь-Шаня предопределили и значительное принципиальное сходство основных черт их рельефа. Это повсеместное развитие более или менее высоких поднятий со ступенями орогенных поверхностей выравнивания на крыльях, а также широких депрессий впадин межгорного типа или сравнительно узких долинообразных впадин внутригорного типа с приуроченными к ним террасированными речными долинами. Эти и другие особенности, которые в полной мере невозможно было охарактеризовать в рамках статьи, существенно отличают рассмотренные области от ряда других, где активно развиваются структуры растяжения (Провинция Хребтов и Бассейнов в Северной Америке, Северная и Центральная Монголия, Забайкалье и, в частности, южные склоны Родопского массива).

Таким образом, сравниваемые области новейшего континентального орогенеза при множестве сходных и типичных черт характеризуются и весьма существенными различиями. Не считая различий в амплитудах деформаций, особенностях фаций и мощностей отложений новейшего орогенического комплекса и некоторых других черт, не имеющих прин-

ципиального значения, отметим, что остальные значительные различия этих двух генетически сходных областей связаны, очевидно, с их весьма различным региональным положением и геологической предисторией.

Родопский массив — обширная область высокого, возможно, аллохтонного залегания кристаллического докембрийского основания, в значительной своей части лишенного покрова более молодых образований и лишь частично переработанного палеозой-мезозой-раннекайнозойскими тектоническими процессами. На Тянь-Шане докембрийский кристаллический фундамент погребен под значительной мощности покровом более молодых формаций разного типа и вскрыт лишь на отдельных участках.

Родопский массив развивается в пределах альпийской геосинклинально-складчатой области Балканид, а с другой стороны непосредственно сопряжен с активно развивающимися впадинами Эгейского и Черного морей. Тянь-Шанский ороген формируется во внутренней части обширнейшего континентального массива Евразии, не будучи связанным непосредственно с альпийскими геосинклиналями Тетиса и весьма далеко от впадин океанического типа. Этим, по-видимому, обусловлены прежде всего и значительные различия магматизма рассмотренных орогенов.

Таким образом, два достаточно консолидированных континентальных массива, удаленные друг от друга на весьма значительное расстояние, в эпоху новейшей тектонической активизации испытали принципиально сходные и одновозрастные деформации орогенного типа. Учитывая данные о структуре и условиях формирования Крымско-Кавказского и Копетдагского звеньев, разделяющих сравниваемые области рассматриваемого пояса новейшего горообразования, можно сделать вывод о генетическом единстве этого пояса и поддержать представления о его формировании в условиях и в результате общего сжатия. Однако определенные структурные различия исторического порядка (предопределенные предисторией развития) и общерегионального положения («окружающей среды») предопределили целый ряд существенных особенностей их развития, внутренней структуры и морфологии. Иначе говоря, процесс горообразования на всем рассматриваемом участке Альпийско-Центрально-Азиатского пояса един, но формы его реализации в разных областях различны.

#### Литература

1. *Бончев Е.* Проблеми на българската геотектоника. София: Техника, 1971. 204 с.
2. *Бончев Е.* Криптолинеаменти, мегаблокове и линеаментни възли в източната част на Балканския полуостров.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. София, 1976, кн. 5, с. 3—28.
3. *Бончев Е.* Подвижна област Балканид и разрывающие ее транзитные криптолинеаменти.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 93—106.
4. *Вълков В.* Олисторомни явления в приаона южно от Крумъвград.— Спис. на бълг. геол. дружества, 1967, т. 28, кн. 3, с. 17—24.
5. *Гергелчев В. Н., Петков И. Н., Панов Г. Б.* Эгейско-Дунайский рифт — новая глобальная структура Балканского полуострова.— Докл. БАН, 1975, т. 28, № 6, с. 115—117.
6. *Гочев П. М.* Новые данные о разломной тектонике Болгарии и части Балканского полуострова по космическим снимкам ERTS.— Geol. Balcanica, 1976, t. 6, № 4, Sofia, p. 57—76.
7. *Гочев П. М.* Местото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров.— Списание на Българското геологическо дружество, 1979, год. XL, кн. 1, с. 27—46.
8. *Иванов Ж., Московски С., Колчева К.* Основные черты строения центральных частей Родопского массива.— Geol. Balcanica, 1979, v. 9, № 1, Sofia, p. 3—50.
9. *Йосифов Д.* Първоразрядни дълбочинни разломи и земекорни блокове в нагънатите зони и активизираните области на България по геофизични данни.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 1977, № 6, с. 48—65.
10. *Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И.* Новейшая тектоника [Киргизской ССР].— В кн.: Геология СССР. Т. XXV, кн. 2. М.: Недра, 1972, с. 249—271.
11. *Макаров В. И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

12. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М.: ВИНТИ, 1976, с. 18—41.
13. Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 65—79.
14. Макаров В. И., Шукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 96—109.
15. Николаев Н. И. Структурные черты рельефа Земли в свете новых тектонических представлений.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 2, с. 29—42.
16. Николаев Н. И., Наймарк А. А. Некоторые общие вопросы неотектоники юга Азии и сопредельных областей.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 4, с. 3—11.
17. Лейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
18. Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
19. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 340).
20. Расцветаев Л. М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация.— В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 145—200 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 340).
21. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 359).
22. Чедия О. К. Механизм новейшего горообразования в Средней Азии в свете современных фактов и представлений.— В кн.: Новейшая тектоника восточной части горного обрамления Ферганской впадины. Фрунзе: Илим, 1981, с. 3—14.
23. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Sci., 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
24. Trifonov V. G. Late quaternary tectonic movements of western and central Asia.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, p. 1059—1072.

Геологический институт АН СССР  
 Центральная лаборатория по  
 космическим исследованиям  
 Болгарской академии наук

Поступила в редакцию  
 30.III.1982

УДК 551.263.036 : 551.77

ЩЕРБА И. Г.

КАИНОЗОЙСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ АЛЬПИЙСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Показана приуроченность кайнозойских олистостромов к 6 возрастным уровням: концу эоцена, концу олигоцена, концу нижнего миоцена, началу верхнего миоцена, концу верхнего миоцена — началу плиоцена и началу плейстоцена. Эпохи олистостромообразования совпадают во времени с эпохами активизации тектонических движений, связанных либо с общим сжатием, либо горообразованием. Все они совпадают с тектоническими фазами Г. Штилле: пиренейской, савской, штирийской, аттической, роданской и валахской, но фиксируются не только угловыми несогласиями, а целым комплексом явлений.

В ряде работ последнего времени, как советских [2, 8, 9, 19], так и зарубежных исследователей [10, 13, 16], было показано, что появление олистостромов в большинстве случаев является показателем активных тектонических движений. Их образование связано главным образом с перемещением тектонических покровов и отчасти с вертикальным расплющиванием горных массивов, сложенных аллохтонными массаами. Исходя из этого, автор делает попытку использовать олистостромы в качестве инструмента, который позволил бы исследовать издавна интересующий геологов вопрос об эпизодичности или непрерывности тектонических движений, об их одновременности или разновременности на больших пространствах. Для доорогенного этапа развития Альпийской области (мел — эоцен) эпизодичность и одновременность движений, порождающих олистостромы, была показана М. Г. Леоновым [9]. Автор ставит своей задачей проследить историю формирования олистостромовых комплексов в эоцене — квартере, т. е. в период превращения Альпийской складчатой области в горную систему.

Анализ строился таким образом, что на территории отдельных отрезков Альпийского пояса, характеризующихся общностью строения (рис. 1), изучался весь разрез кайнозойских отложений и отмечалось появление в них олистостромов, следов перерывов, несогласий и других признаков проявления тектонических движений, а также признаков трансгрессивности или регрессивности осадочных серий с целью выявления общей ритмичности в осадконакоплении.

При описании олистостромов — хаотических осадочных брекчий с обломками от первых сантиметров до сотен метров, переместившихся в седиментационный бассейн путем оползания и захороненных среди его отложений в виде пластов различной мощности, — анализировались источники обломочного материала, способы его образования (тектоническая дезинтеграция пород в питающей провинции или влияние внешних чисто гравитационных факторов<sup>1</sup>) структурная позиция олистострома.

Затем региональные разрезы сравнивались между собой. Их возрастная корреляция проводилась на основании схемы сопоставления эталонных шкал Тетиса и Паратетиса, принятой на совещании Неогено-

<sup>1</sup> Тектоническая дезинтеграция пород и образование тектоно-гравитационных микститов, по М. Г. Леонову [9], может происходить как в процессе движения покровов, так и при вертикальном раздавливании ранее расчешуенных поднятий [20]. Разрушение и последующее сползание пород вследствие чисто гравитационной неустойчивости чаще происходит вследствие вертикальных перемещений блоков, но возникающие таким образом гравитационные микститы участвуют и в строении олистостромовых толщ, сопровождающих покровы. Поэтому на рис. 3 не произведено разделение олистостромов по типу образования обломочного материала, а введен специальный знак, характеризующий форму тектонических движений.

вой комиссии в 1977 г. в Братиславе (рис. 2). Таким образом, в кайнозой Альпийской области были выделены и прослежены по всей ее территории 6 возрастных уровней, на которых наиболее часто и повсеместно встречаются олистостромы — уровней регионального, а не локального олистостромообразования. Автор отдает себе отчет в условности границ и неточности определения возраста этих уровней, связанной как с неполнотой фаунистической охарактеризованности разрезов, так и с недостаточной разработанностью стратиграфии кайнозоя. Но даже при условии стохастического распределения олистостромов на территории Альпийской области очевидна общая ритмичность в чередовании толщ с олистостромами и без них.

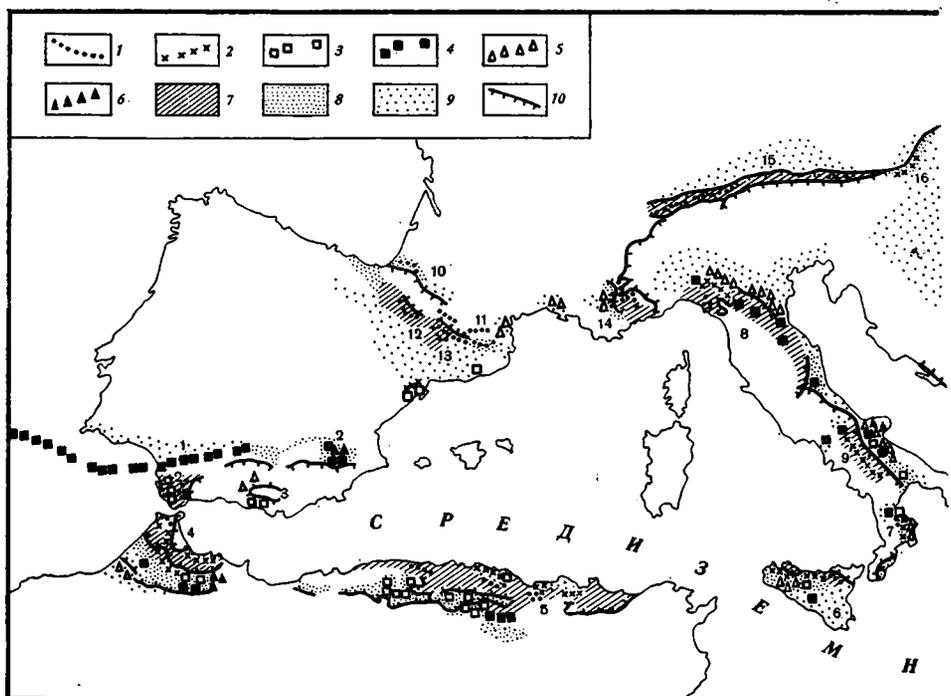
Объем журнальной статьи позволяет рассмотреть лишь примеры областей с разным стилем альпийской тектоники (Марокканский Риф, Северные Апеннины, Карпаты, Кавказ и Памир) и показать возможность их корреляции между собой, а затем и с другими районами, описание которых не приводится.

1. **Складчатые сооружения Эр-Рифа** (рис. 1, 3, разрез 4), изучавшиеся Ю. Шубертом и А. Фор-Мюре [10, 17], Ж. Сютером [18] и рядом других французских геологов, подразделяются на три крупные тектонические зоны, разделенные надвигами: внутреннюю геоантиклинальную, расположенную южнее зону флишевых Ультрарифских прогибов и внешний прогиб, подразделяющийся с севера на юг на две части: Мезориф и Предриф.

Геоантиклинальная зона представляет собой выступ варисского и доварисского основания, с южного края обрамленный поднятиями Известнякового кряжа. Известняковый кряж сложен платформенными толщами триаса, юры, мела и палеоцена, выше которого с крупным несогласием залегает песчано-глинистый, местами конгломератовый комплекс верхнего эоцена — олигоцена. В нижней части разреза комплекса обнаруживаются оползшие глыбы мезозойских пород, представляющие собой первые позднекайнозойские олистостромы, связанные с разрушением поднятий и фронтальных частей позднеэоценовых покровов [17]. Отложения олигоцена и нижнего миоцена перекрывают не только Известняковый кряж, но и палеозойские породы геоантиклинальной зоны. Они представлены нумидийским флишем — широко распространенной формацией, отражающей этап крупных олигоценовых погружений Средиземноморья. Олигоценовые отложения вместе с подстилающими толщами участвуют в строении крупных покровов, которые запечатываются формацией фнидек верхнего олигоцена — нижнего миоцена [10] и сопровождаются олистостромами (см. ниже). Однако в современной структуре этот аллохтонный комплекс, включивший и среднемиоценовые толщи с орбулинами, располагается в пределах Ультрарифской зоны, куда был целиком надвинут в конце среднего миоцена. На обнажившихся в результате этого надвигания мезозойских и палеозойских комплексах внутренней зоны с резким несогласием залегают мессинские отложения, образующие ее неавтохтон.

В Ультрарифской зоне все мезозойские и третичные породы, значительная масса которых представлена флишем, залегают в виде крупных аллохтонных масс, сформированных в миоцене. Отложения олигоцена, представленные многокилометровой толщей нумидийского флиша, сосредоточены в покровах Сугна и Бени-Индер. В этих покровах среди пород верхов нумидия (верхний олигоцен — аквитан) заключены клиппы мергелей верхнего эоцена и юрских известняков Известнякового кряжа, а также обломки меловых и олигоценовых пород Ультрарифской зоны, образующие хаотическую смесь с перемьятами, оплывшими аргиллитами (комплекс Селюи-ен) [30]. Эти олистостромы образовались во внутренней части Ультрарифской зоны, прилегающей к Известняковому кряжу, и были связаны с позднеолигоценовыми движениями покровов геоантиклинальной зоны Эр-Рифа.

Внешний прогиб, заложившийся в юре на палеозойской платформе и в значительной мере перекрытый флишевыми покровами, только в



своей южной непокрытой части достигает ширины 150 км. В современной структуре прогиба все мезозойско-кайнозойские толщи участвуют в строении сложных тектоно-гравитационных комплексов, сформированных в течение несколько фаз конца олигоцена — позднего миоцена. В области Мезорифа, образующего антиклинальную зону между внутренней (северной) и внешней (южной) частями прогиба, первые перемещения покровов, фиксирующиеся по появлению олистостромов перед фронтом покрова Луккос, отмечаются в конце олигоцена [42]. Здесь среди белых мергелей верхнего олигоцена — нижнего миоцена содержатся крупные оползневые блоки сенонских мергелей из покрова Луккос. Толщу с позднеолигоценowymi олистостромами трансгрессивно перекрывают чередующиеся песчаники и песчаные мергели аквитана, запечатывающие покров. На них с несогласием налегает песчано-глинистая толща среднего бурдигала, переполненная телами олистостромов, в обломки которых попадают не только породы покрова Луккос, но и более внутреннего покрова Танжер. Возникновение этих олистостромов связано с мощными тектоническими движениями конца раннего миоцена, породившими несогласие в подошве комплекса с олистостромами.

В конце среднего миоцена внутренняя часть прогиба испытала общее воздымание, вызвавшее гравитационный срыв покровов Сенхаджа, Уэззан и надвигание их на Мезориф, а также формирование собственно мезорифских покровов. Эти покровы запечатываются трансгрессивно залегающими мергелями тортона, на которые также трансгрессивно ложатся породы мессиния. Обе толщи в конце мессиния были сильно деформированы. Олистостромы, связанные со средне- и позднемиоценовыми движениями мезорифских покровов, обнаруживаются в южной части прогиба — Предриффе.

В Предриффе среди мергельных толщ кайнозоя олистостромы впервые появляются на уровне бурдигальского яруса нижнего миоцена и низов среднего. Они распространены в северной части Предриффа и образованы из материала покровов Кетама, Танжер и Акнуль. Олистостромы, описанные [32] перед фронтом покрова Акнуль, сосредоточены в основании трансгрессивно залегающих молассоидных отложений серии Бинет с фауной лангия — серравалия и сложены обломками нумидия,

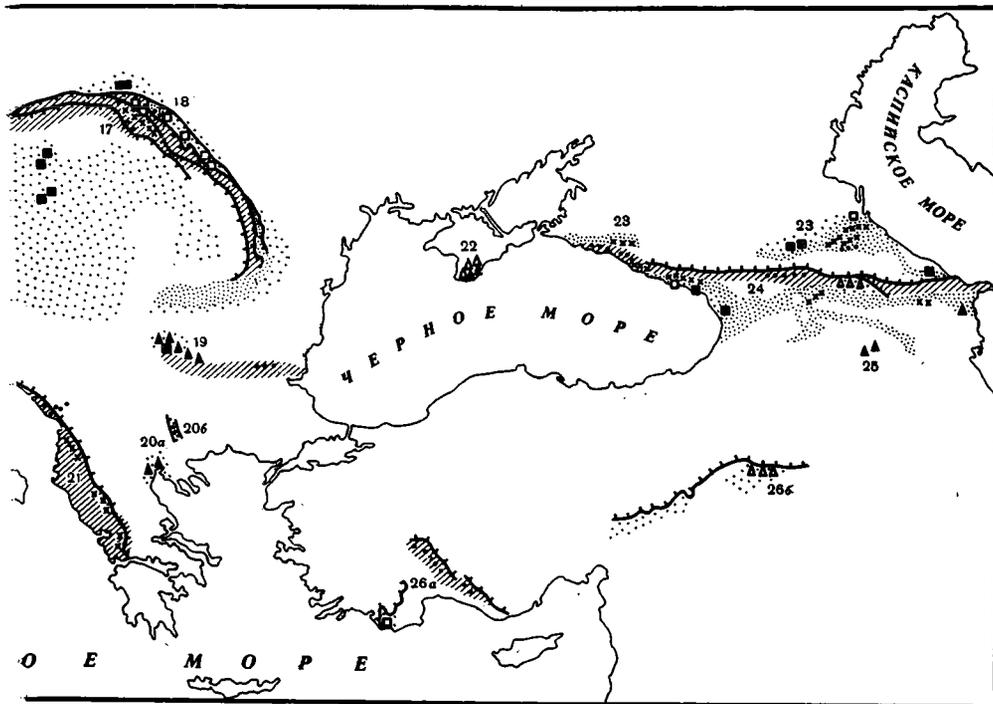


Рис. 1. Площадное распространение кайнозойских олистостромов в Альпийском складчатом поясе  
 Олистостромы: 1 — конца эоцена; 2 — конца олигоцена; 3 — конца нижнего миоцена; 4 — конца среднего — начала верхнего миоцена; 5 — конца верхнего миоцена — начала плиоцена; 6 — начала плейстоцена. Вмещающие толщи: 7 — флиш; 8 — нижняя моласса; 9 — верхняя моласса; 10 — разломы. Цифры соответствуют номерам разрезов на рис. 1

переместившимися в осадок сразу вслед за бурдигальскими подвижками покрова.

В южном Предриффе, испытывавшем интенсивное прогибание в начале среднего миоцена, все слагающие его мергельно-глинистые породы миоцена и соленосные толщи триаса и юры подверглись оползанию и представляют собой гигантские олистостромы, захороненные в отложениях конца среднего миоцена, трансгрессивно перекрытых тортонскими слепокровными мергелями. По данным Ю. Шуберта [17], образование гигантской тектоно-гравитационной смеси Предрифа произошло в течение 1 млн. лет. В начале тортона произошло новое погружение Предрифа, продвинувшегося далеко в пределы форланда. На мергелях тортона с местным несогласием залегают известковистые песчаники мессиния. В пределах Южно-Рифского «коридора» на верхнемиоценовые породы тектонически надвинута фронтальная часть среднемиоценового олистострома. В районе Гарба этот олистостром вторично перетолжен среди мергелей тортона, а юго-западнее, около Рабата, обнаруживается [31] переслаивание его крупных отторженцев с песчаниками мессиния и низов плиоцена. Локально распространенные отложения плиоцена с несогласием залегают на мессинии и с несогласием же перекрываются недеформированными толщами виллафранка.

Таким образом, в сложной покровной структуре Эр-Рифа олистостромы последовательно появляются во все более внешних зонах по мере перемещения туда тектонических покровов. Во внешнем прогибе тектоно-гравитационную смесь образуют не только отторженцы покровов, но и все автохтонные и перемещенные туда массы. Связь олистостромов с движениями покровов здесь очевидна. По времени они приурочены к концу эоцена, концу олигоцена, бурдигалу, концу среднего миоцена, концу мессиния — началу плиоцена. Это были периоды актив-

Млн. лет	Плей-стоцен	Средиземноморье		Центральный Паратетис		Восточный Паратетис		
		Сицилий				Даку		
		Калабрий				Апшерон		
	5	Верхний	Пьяченций				Акчаевый	
			Занкий		Дакий		Киммерий	
			Мессиний		Понт		Понт	
			Тортон		Паннон		Мэотис	
							Терсиа	
	10	Средний	Серраваллий		Сармат		Сармат	
					Бессараб			
					Лангий		Волын	
	15	Нижний	Бурдигал		Бадений		Конка	
					Карпатий		Караган	
							Чокрак	
	20	Олигоцен	Аквитан		Морадий		Тарзан ?	
					Отнангий		Коцатур	
	25	Олигоцен	Затт		Зегенбургий		Сакараул	
					Зегрий		Кадказий	
	30							

Рис. 2. Сопоставление эталонных шкал Тетиса и Паратетиса по GCP, 1977

ного перемещения покровов, формирования несогласий и общего воздымания, которые разделялись периодами трансгрессий. Олигоценовая трансгрессия проявлена во всех зонах, аквитанская, лангийская, тортонская и мессинская трансгрессии развивались во внешних зонах, последовательно вовлекая в погружение все новые участки форланды эпипалеозойской платформы и формируя обширный краевой прогиб. Накатывающаяся волна вновь формирующихся прогибов и перемещающихся в них покровов, в которые вовлекаются отложения все более внешних зон — характерная черта позднеальпийской тектоники Эр-Рифского складчатого сооружения.

Подобно Эр-Рифу в позднем кайнозое развивалась вся область Альпийских цепей южного Средиземноморья: Бетская Кордильера, Телья, Сицилия, Кабилия, Южные Апеннины (рис. 1, 3, разрезы 1, 2, 3, 5, 6, 7, 9). Помимо олистостромов, приуроченных к тем же возрастным интервалам, что и в Эр-Рифе [2, 16, 22, 23, 26, 33, 37, 38, 41, 44, 45], в ряде мест Южного Средиземноморья последние олистостромы появляются в начале плейстоцена. В краевых прогибах Калабрии и Сицилии они связаны с формированием гравитационных покровов во внешних впадинах [18, 54], в Пребетике — с гравитационным растеканием ранних покровов [37].

II. Северные Апеннины (рис. 1, 3, разрез 8) отличаются от районов Южного Средиземноморья появлением внутренней (Лигурийской) флишево-офиолитовой зоны, являющейся реликтом юрского Тетиса. Восточнее ее располагаются: Тосканская геоантиклинальная зона, зона внешнего миогеосинклинального прогиба Марке и Паданский передовой прогиб [10]. Это область широкого развития разновозрастных олистостромов, прекрасная сводка по которым дана в работе П. Эльтера и Л. Тревизана [16].

В Лигурийской зоне первые позднекайнозойские олистостромы появляются в третичном молассовом бассейне, заполненном олигоценовыми песчаниками Ронзано. Эти песчаники трансгрессивно перекрывают позднеэоценовый аллохтон, сложенный мел-палеогеновым (включая и средний эоцен) флишем и офиолитами, и являются продуктом его раз-

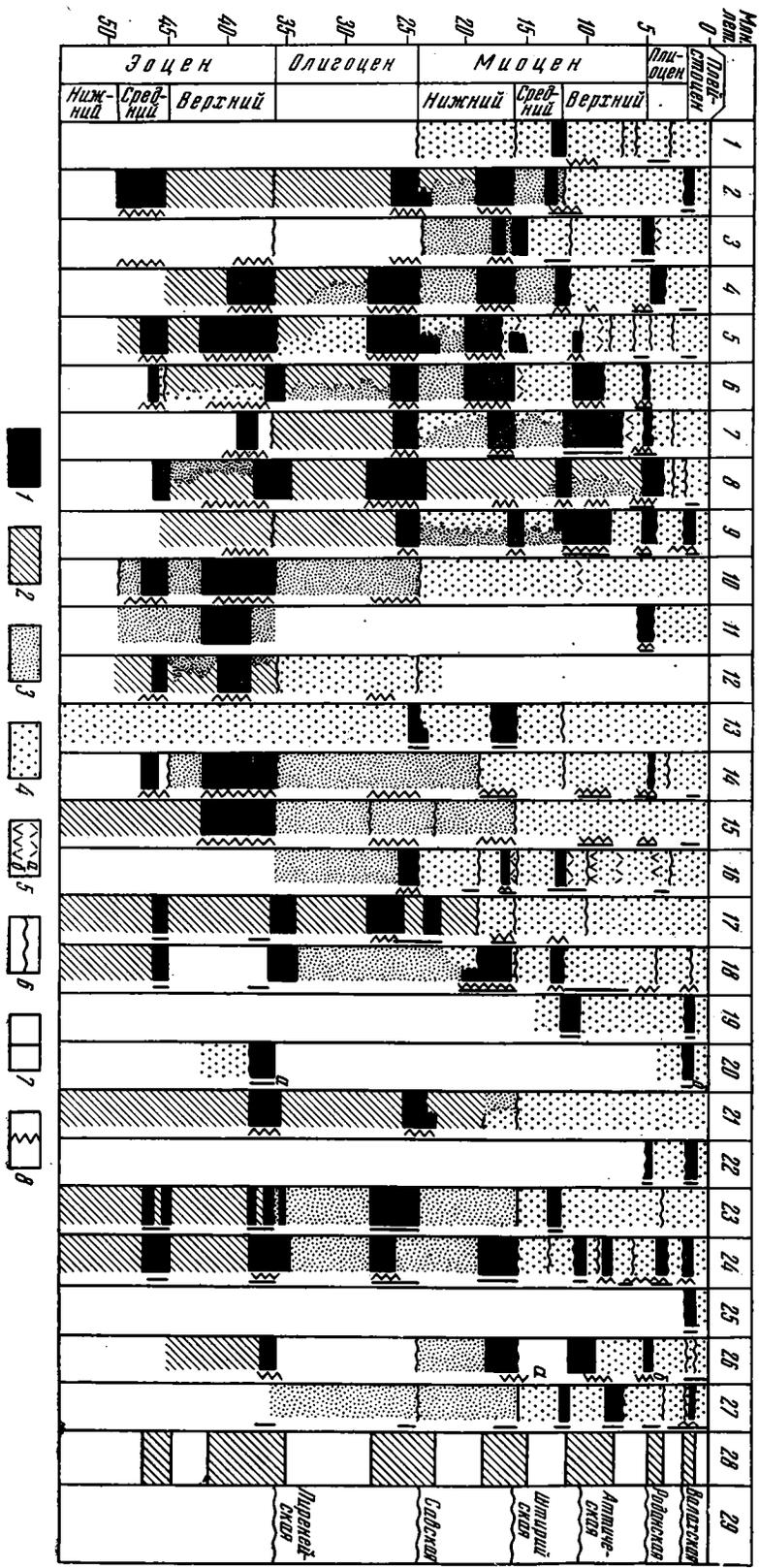
рушения. В их основании встречается несколько тел оползневых брекчий, содержащих крупные блоки офиолитов и метаморфических пород [16], отторгнутых от аллохтона при погружении молассового бассейна. На песчаники Ронзано надвинут тектонический покров, сложенный палеоцен-олигоценным комплексом Канетоло, перед фронтом которого появляются следующие олистостромы, захороненные в толще верхнего олигоцена — нижнего миоцена [10].

В Тосканской геоантиклинальной зоне в олигоцене также формируется интенсивно погружающийся прогиб, в котором накапливалась мощная толща песчаников Мачиньо, сходная с песчаниками Ронзано. В верхней части толщи песчаников и низах перекрывающей их мергельно-песчаной толщи Черварола (аквитан), образовавшейся при возобновившемся погружении Тосканского прогиба, встречаются многочисленные тела олистостромов, сложенные отторженцами Сублигурийского покрова, продвинувшегося в конце олигоцена — начале миоцена в Тосканскую область. В течение раннего миоцена по мере перемещения покрова олистостромы распространялись во все более внешние части прогиба, а в конце раннего миоцена толща с олистостромами (около 1500 м) была тектонически перекрыта этим покровом.

Внешняя впадина Марке, сложенная миогеосинклинальными отложениями юры — олигоцена, испытывала интенсивное погружение в раннем и среднем миоцене, когда в ней начинает накапливаться флиш. В отложениях конца среднего миоцена здесь появляются тела олистостромов, сложенных и мелкими, и гигантскими отторженцами Тосканских и Лигурийских покровов, которые переместились сюда в тосканскую фазу среднего миоцена.

Паданский прогиб и Адриатический склон в начале позднего миоцена испытали погружение, в процессе которого здесь образовалась мощная турбидитная серия — флиш Пичено, перекрывающая медленно погружавшуюся внешнюю окраину впадины Марке [18] с располагавшимися там среднемиоценовыми покровами. В верхнетортонских отложениях прогиба появляются олистостромы, представляющие собой фронтальные оползни и пластины — отторженцы этих покровов, переместившиеся в прогибы под действием гравитации. Отложения верхов мессиния — низов плиоцена, с несогласием залегающие на верхнетортонских олистостромах, представлены мелководными карбонатно-глинистыми, иногда соленосными толщами. Среди них в низких предгорьях Апеннин, в складках реки По появляются олистостромы, являющиеся продуктами разрушения покровов, переместившихся из впадины Марке во время верхнемессинского обмеления [10]. Олистостромовую толщу мессиния — нижнего плиоцена перекрывают верхние молассы нижнего — среднего плиоцена, слабо дислоцированные в конце среднего плиоцена. Весь комплекс в целом трансгрессивно перекрывается морскими глинами и алевролитами верхнего плиоцена.

Таким образом, в Северных Апеннинах в течение олигоцена, миоцена и плиоцена происходило смещение флишевых и молассовых прогибов к северу и востоку. В тех же направлениях перемещались крупные аллохтонные массы, сопровождавшиеся олистостромами, которые приурочены к определенным интервалам времени: в Лигурийской зоне к началу олигоцена, в Тосканской — к концу олигоцена — началу миоцена, во впадине Марке — к концу среднего миоцена, в Паданской — к началу верхнего миоцена и к концу миоцена — началу плиоцена. Олистостромы начала олигоцена, конца олигоцена — начала миоцена и конца среднего миоцена связаны с лигурийской, тосканской и среднемиоценовой фазами движения тектонических покровов. Фронтальные оползни конца тортоня отделяются от среднемиоценовых покровов в результате резкого погружения прогиба Пичено. Олистостромы конца мессиния — начала плиоцена связаны с завершающими горизонтальными движениями в Маркейской части Северных Апеннин, происходившими в обстановке общего воздымания. Периоды интенсивных перемещений покровов здесь, как и в Южном Средиземноморье, разделяются этапами погру-



жений и формирования новых прогибов, по времени совпадающими с южносредиземноморскими, что указывает на наличие общих крупных ритмов движений во всей области Западного Средиземноморья.

Эта область является уникальной по грандиозности проявления гравитационной тектоники и масштабам олистостромообразования. Вероятно, это связано с тем, что в позднеальпийский этап здесь происходит не только закрытие и смятие остаточных геосинклинальных прогибов, но и возникают новые прогибы, распространяющиеся в пределы форланда. Постоянное сосуществование глубоких и широких прогибов с зонами поднятия и скупивания аллохтонных масс создавало условия для развития тектоно-гравитационных процессов. Северная ветвь Альпийского пояса характеризуется значительно меньшими масштабами их проявления на позднеальпийском этапе развития.

III. Характерным примером северных альпид является **Карпатская орогеническая дуга**, протягивающаяся более чем на 1,5 тыс. км. Ее главными структурными элементами являются [18]: интерниды, образованные комплексами, деформированными на протяжении мела; экстерниды, занимающие область карпатского флиша и деформированные в олигоцене и миоцене; разделяющие их пьениды, структура которых формировалась в позднем мелу и начале миоцена; краевой прогиб, наложенный во внешней части на форланд и деформированный в миоцене; межгорные и внутренние молассовые впадины, наложенные на разные части интернид. Все они, за исключением внутренних впадин, характеризуются сложным покровным строением. Участвующие в покровах осадочные породы, за редким исключением, образуют сложные многоярусные нагромождения в пределах собственных седиментационных ванн, испытывающих значительные сокращения. Отсутствием больших шарьяжных перемещений в позднем кайнозое Карпаты существенно отличаются от орогенических цепей Северной Африки и Апеннин. Олистостромы в кайнозойских толщах Карпат известны автору по личным наблюдениям и описаниям Я. О. Кульчицкого [7], А. А. Глушченко, З. Ф. Жигуновой, В. В. Кузовенко, П. Ю. Лозыняка и Ф. П. Темнюка [5], Ф. Шимаковской [53] и М. Штефанеску [51] (рис. 1, 3, разрезы 16, 17, 18).

Во всех элементах Карпат однообразные отложения мела сменяются пестрыми по составу отложениями эоцена, что указывает на формирование в это время сложного тектонического рельефа. В Скибовой и

Рис. 3. Положение олистостромов в разрезах кайнозойских отложений Альпийского складчатого пояса

1 — олистостромовые толщи (заштрихован весь интервал времени, в котором в данном районе встречаются олистостромы); 2 — флиш; 3 — нижняя моласса (сероцветные, реже красноцветные глины, алевролиты, песчаники с подчиненными, иногда преобладающими мергелями и конгломератами, часто гипсоносные и соленосные с характерной крупной ритмичностью и механоглифами, подстилающиеся известняковой или флишевой формациями и перекрывающиеся верхней молассой); 4 — верхняя моласса (конгломераты, песчаники, алевролиты и глины часто красноцветные, наземные, угленосные, с крупной ритмичностью, косослойные); 5 — проявления вулканизма (а — кислого, б — основного); 6 — несогласия в разрезе; 7—9 — знаки, отражающие тектоническую обстановку: 7 — общее поднятие (олистостромы образуются при вертикальных движениях), 8 — общее сжатие (образование покровов, смятие, олистостромы образуются при горизонтальных движениях).

Цифры на рисунке: 1 — Гвадалквивирский прогиб; 2—3 — Бетская кордильера: 2 — Пребетик, 3 — Центральный Бетик; 4—6 — Северная Африка: 4 — Эр-Риф, 5 — Тельль; 6 — Сицилия; 7 — Калабрия, 8—10 — Апеннины: 8 — Северные, 9 — Южные; 10—12 — Пиренеи: 10 — северный склон и Предгорный прогиб, 11 — Центральный массив и Русильонская впадина, 12 — южные; 13 — бассейн Эбро; 14—15 — Альпы: 14 — Приморские (Прованс), 15 — Преальпы и Предгорный прогиб; 16—18 — Карпаты: 16 — северный борт Венской впадины, 17 — флишевые зоны Восточных Карпат, 18 — Скибовая зона Восточных Карпат, Предгорный прогиб; 19—20 — Балканы: 19 — Валахская впадина, 20 — Родопский (а), Македонский (б) массивы; 21 — Динариды; 22 — Крым; 23—24 — Большой Кавказ: 23 — северный склон, Предгорный прогиб, 24 — южный склон и межгорные впадины; 25 — Малый Кавказ, северная часть Кафанской зоны; 26 — Лкийский (а), Восточный (б) Тавр; 27 — Афгано-Таджикская впадина, краевая зона Памира; 28 — фазы (эпохи) олистостромообразования; 29 — фазы (эпохи) тектогенеза по Г. Штилле

Бориславо-Покутской зонах (рис. 3, разрез 18) во второй половине эоцена появляются подводно-оползневые горизонты, содержащие обломки филлитов и карбонатных пород форланда. Олигоценые отложения без несогласия налегают на отложения эоцена и повсеместно содержат в основании глубоководный горизонт силицитов, выше которых лежит пачка менилитовых сланцев с фауной глубоководных рыб нижнего олигоцена. Кремнистый горизонт осложнен оползневой складчатостью, образованной в результате быстрого погружения бассейна. На его восточной окраине в Покутии и восточных Скибах среди оползневых складок обнаруживаются обломки филлитов, связанных с оползанием пород форланда. В лежащем выше регрессивном комплексе олигоценых отложений различается несколько фациальных разновидностей. В песчаном флише Силезской зоны в среднем и начале позднего олигоцена появляются мощные тела тектоно-гравитационных микститов, обломочный материал которых (мергели эоцена, песчаники мела) отделен отторженцами покрова, перемещавшегося с запада через Субсилезскую кордильеру. В более внешних частях Силезской зоны, перед фронтом покрова Аудиа на территории Румынии и перед Магурским покровом на территории Польши мощные олистостромы обнаруживаются [50, 53] в верхах песчаного флиша и перекрывающих его слоях Венитишу, возраст которых по наннопланктону определяется как низы миоцена [50] (рис. 3, разрез 17).

Регрессивная серия олигоцен-нижнемиоценового комплекса в восточной части флишевых Карпат вновь сменяется тонкими битуминозными сланцами верхнеменилитовой свиты, а в Силезской зоне — тонким песчано-глинистым флишем верхнего кросно, в которых обнаруживается фауна аквитана [1, 50]. Трансгрессивные отложения аквитана сменяются значительно более мелководными толщами бурдигальского возраста. В Предкарпатском прогибе этот переход сопровождается размытием и существенной сменой отложений на грубообломочные и соленосные. В регрессивной серии осадков широко распространены тектоно-гравитационные микститы, связанные как с оползанием фронта покровов Скибовой и Покутской зон (пластины менилитовых сланцев, мергелей и песчаников эоцена в отложениях поляницкой свиты на р. Рыбница и воротыщенской свиты в районе Слободы Рунгурской и Борислава), так и тектонического уступа на западном борту Сандомирского кряжа (крупные и мелкие блоки юрских известняков и филлитов, широко распространенные в Покутской зоне). Мощность толщ с олистостромами здесь достигает первых сотен метров. Завершается разрез бурдигальских отложений мощными (до 800 м) толщами мелководных, часто соленосных отложений молассового облика. Во внутренних частях центрального сектора флишевых Карпат, испытавших в это время интенсивное сжатие, олистостромовые толщи нижнего миоцена не известны. Лишь в западном секторе, где продолжалось пологое перемещение Магурского покрова, в нижнемиоценовых отложениях Силезской зоны обнаруживаются сопровождающие его олистостромы [53]. В Закарпатье, где на интернидах в начале миоцена заложился ряд внутренних впадин, заполнявшихся трансгрессивными толщами аквитана и регрессивными бурдигала, на восточном берегу Солотвинской впадины в осадках новации туфов и солей бурдигала распространены грубые свального облика терешульские «конгломераты». Они состоят из обломков пород Пьенинской зоны и, вероятно, представляют собой гравитационные микститы, связанные с разрушением уступов ретрошарьяжей, возникших при сильном сжатии этой зоны.

Среднемиоценовые отложения распространены лишь в Закарпатском и Передовом прогибах, испытавших в это время локальное погружение. В отложениях средней части бадения появляются регрессивные признаки, свидетельствующие об обмелении бассейнов, достигшего максимума в среднем сармате. С этими воздыманиями связаны тектонические подвижки по разломам южного борта Венгерского Среднегорья, где среди вулканогенных толщ бадения и сармата скважинами вскры-

ваются крупные блоки осадочных пород перми, триаса и палеоцена, представляющих тектоно-гравитационные образования [46]. В Предкарпатском прогибе, в начале карпатия мигрировавшего из пределов геосинклинали в область платформы, в нижнем сармате появляются грубовалунные пистынские конгломераты, представляющие отложения мощных конусов выноса, являющихся следами восходящих движений конца среднего — начала позднего миоцена. На территории Польши в начале воздымания произошло перемещение покровов внутренней зоны прогиба. В результате их разрушения в автохтонных молассах внешней зоны прогиба в низах бадения появляются олистостромы из обломков карпатских пород [49]. Вышележащие песчано-глинистые отложения сармата отделены от них поверхностью размыва. В конце воздымания перед поздним сарматом произошло надвигание внутренней зоны Предкарпатского прогиба на внешнюю, которое на территории Румынии фиксируется запечатыванием надвига толщей верхнесарматских — нижнеплиоценовых моласс [18].

С накопления верхнесарматских (паннонских) и нижнеплиоценовых моласс начинается новый этап локального погружения Предкарпатского и Закарпатского прогибов, в которых перед даkiem происходит надвигание и смятие молассового комплекса. Последние надвиги внутренней зоны Предкарпатского прогиба на внешнюю, отмечающиеся в Румынии, запечатываются отложениями эоплейстоцена [18].

Таким образом, в позднеальпийской истории Карпат выделяются шесть крупных тектоно-седиментационных циклов: олигоценый, раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый, позднемиоценовый — среднеплиоценовый, позднеплиоценовый и плейстоценовый. Каждый из циклов начинается с резкого погружения и образования седиментационных ванн, испытывавших во времени незначительное центробежное перемещение, и заканчивается общим воздыманием. В начальные моменты воздымания: в середине — конце олигоцена, конце раннего миоцена, в бадении и сармате происходят перемещения покровов, сопровождающиеся образованием олистостромов тектоно-гравитационного происхождения. Преддакийские и позднеплиоценовые воздымания и смятия, сопровождавшиеся слабым надвиганием в Предкарпатском прогибе и происходившие в обстановке общего сжатия, не сопровождались образованием олистостромов.

IV. Альпийская структура **Большого Кавказа** (рис. 1, 3, разрезы 23, 24) отличается от ранее рассмотренных районов значительно меньшими масштабами покровной тектоники. Северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, характеризующееся пологим наклоном к северу, и Передовой прогиб развиваются в пределах эпигерцинской платформы. Южное крыло, обладающее покровно-чешуйчатой структурой с южной вергентностью, развивается из серии мигрировавших к югу в течение юры — неогена флишевых и молассовых прогибов, развивавшихся на месте герцинского геосинклинального прогиба и в олигоцен-неогеновое время распространившихся в пределы эпипалеозойского Закавказского срединного массива [18]. Позднекайнозойские олистостромы распространены как на северном, так и на южном склонах антиклинория. Но если на юге они сопровождают покровы и надвиги, то на севере возникают на склоне растущего поднятия. Эти олистостромы известны автору как по личным наблюдениям [3], так и по работам В. В. Меннера и Б. М. Келлера [6], Н. Б. Вассоевича [4], М. М. Москвина и М. А. Семихатова [12], М. Г. Леонова [8], В. В. Тихомирова и В. Е. Хаина [19]. С олистостромами Куринской впадины автора познакомил М. Л. Копп во время полевых работ 1980 г.

На южном склоне антиклинория олистостромы широко распространены в полосе верхнеэоценового флиша, прилегающей к Грузинской глыбе, служившей в эоцене южным ограничением флишевого бассейна и поставлявшей в него оползневый материал [8]. На Западном Кавказе эоценовые олистостромы обнаруживаются во фронте Воронцовского флишевого покрова, переброшенного в плиоцене через зону Ахцу в

северную часть Абхазской зоны Грузинской глыбы. Олистостромы сосредоточены главным образом в средне-верхнеэоценовой части мамынской свиты. Обломочный материал в них принадлежит породам Абхазской зоны [3, 6].

Олигоценые отложения в ряде мест с несогласием залегают на мезозойско-кайнозойских толщах, дислоцированных в позднем эоцене [18]. Эти отложения, выделяемые под названием майкопской серии (к олигоцену относятся ее нижняя и средняя подсвиты), очень напоминающей минелитовую серию Карпат, отличаются большим однообразием на всей территории Большого Кавказа, испытавшей, видимо, в начале олигоцена значительное общее погружение. Средняя позднеолигоценая относительно грубообломочная часть майкопской серии носит регрессивный характер [3]. В основании майкопской серии (хадумского горизонта нижнего миоцена) и в среднемайкопской подсвите распространены горизонты олистостромов. Они известны в Адлерской и Гудаутской депрессиях Рионской впадины и на северном склоне Куринской впадины. Весь комплекс хаотических осадков в позднеолигоценых отложениях на Западном Кавказе связан как с оползанием неконсолидированных осадков майкопского бассейна, так и с захоронением обрушивавшихся на его дно глыб пород основания молассовых впадин, подвергшихся интенсивной тектонической дезинтеграции, типа той, что наблюдается на Гагринском поднятии, в процессе вовлечения их в надвиги Кавказской складчатой системы. На Восточном Кавказе, где отмечается значительное надвигание Кахетино-Вандамской зоны на молассы Куринского прогиба, в районе Шемахи в отложениях средней части майкопской свиты обнаруживаются горизонты олистостромов, состоящих из глыб верхнемеловых пород аллохтона и связанных с начальными фазами его надвигания.

Отложения нижнего миоцена, завершающие разрез майкопской серии, с угловым несогласием ложатся на среднемайкопские толщи. Их основание характеризуется значительно более тонким составом пород, чем подстилающие регрессивные осадки олигоцена, а верхняя часть вновь становится более песчаной. Именно в этих регрессивных отложениях, содержащих фауну коцахурского горизонта, в Гудаутской депрессии обнаруживаются тела олистостромов. Они представлены пакетами нарушенных оползневыми складочками автохтонных глин и песчаников, среди которых разбросаны угловатые и несогласные со слоистостью глыбы известняков, песчаников, порфиритов и кремней, происходящих из зоны Ахцу и Грузинской глыбы. Отдельные глыбы, выступающие в виде «утесов», тянутся более чем на 500 м.

В начале среднего миоцена на всей территории Кавказа отмечается значительная трансгрессия, захватывающая ранее поднятые участки Грузинской глыбы, где отмечается налегание толщ среднего миоцена на меловые известняки. В подошве чокрака в абхазских молассах отмечается несогласие, вызванное небольшими подвижками, прервавшими накопление трансгрессивной серии осадков. В Азербайджане в толще чокрака появляются небольшие горизонты олистостромов, связанных с переотложением карбонатных пород бассейна седиментации. Накопление песчано-глинистых осадков продолжается вплоть до нижнего сармата, после чего начинается обмеление бассейна. В разрезе абхазских моласс на уровне среднего сармата, представленного мощной регрессивной толщей конгломератов и песчаников, лежащих с размывом на различных породах от нижнего сармата до коцахурского горизонта, появляются линзы хаотических конгломерато-брекчий с крупными глыбами мергелей эоцена и песчаников коцахура. В образовании этих пород помимо интенсивного размыва существенная роль принадлежала оползневым процессам, усилившимся в связи с ростом поднятий. На южном борту Рионской впадины и в Прикаспийско-Кубинской зоне подобные образования встречаются и в верхнесарматских отложениях [3, 19].

В позднем миоцене внутренние зоны Большого Кавказа были дефор-

мированы, после чего произошла понтическая трансгрессия [18], которая устанавливается на всей территории Кавказа. На Восточном Кавказе накопление мощной продуктивной песчано-глинистой толщи нижнего плиоцена завершается мощными покровно-складчатыми деформациями и воздыманиями. В связи с этими воздыманиями в отложениях киммерия (свите перерыва) на северо-востоке Куринской впадины появляются многочисленные оползневые горизонты, имеющие гравитационное происхождение. Вдоль всего южного склона Кавказа в это время происходит надвигание флишевых зон на молассовые впадины, которое местами сопровождается образованием олистостромов (Цители Цхаро). Эти надвиги и покровы перекрывают отложения до нижнего плиоцена включительно и запечатываются породами акчагыльского яруса верхнего плиоцена.

Акчагыльская трансгрессия вовлекает в погружение ранее приподнятые части межгорных впадин, значительно расширяя к югу Куриンスкую впадину. Она завершается проявленными преимущественно в прикаспийской части впадины покровно-складчатыми деформациями, сопровождающимися образованием олистостромов в толщах апшерона и баку.

Итак, основная масса эоценовых, олигоценых, нижнемиоценовых, плиоценовых и плейстоценовых олистостромов на южном склоне Большого Кавказа является тектоно-гравитационным образованием и фиксирует эпохи усиления тангенциального сжатия. Среди олистостромовых толщ большое место занимают и чисто гравитационные микститы, образованные из автохтонного материала, но также связанные с эпохами активизации движений в этом регионе. Массовое появление конгломератов и глыбовых образований в сарматских толщах Рионской впадины отражает орогенические движения конца миоцена и связано главным образом с обвальными-оползновыми процессами на склонах растущих поднятий.

На северном склоне Большого Кавказа олистостромы наиболее распространены в Терско-Каспийском передовом прогибе (рис. 3, разрез 23), на южном борту которого в позднем кайнозое продолжается начавшееся в юре [18] конседиментационное развитие складок Передового хребта и Известнякового Дагестана, также сопровождавшееся образованием олистостромов [12]. В пестрых мергелях эоцена сменяющих платформенные известняки мела, олистостромы появляются на уровне среднего и верхнего эоцена. Они состоят как из хаотически перемешанных обломков автохтонных пород, так и известняков дания. При этом в верхней части склонов антиклиналей, на которых они залегают, наблюдается срезание слоев известняков и мергелей, а в нижней — сгруживание обломков. Подобные же оползни залегают в основании шоколадных глин майкопа, трансгрессивно перекрывающих мергели, и в сменяющей их регрессивной серии верхов олигоцена. В вышележащей тонкой глинистой толще верхнего майкопа оползневые горизонты отсутствуют. Они появляются вновь в верхней части майкопа, несущей регрессивные признаки (зурамакентская свита нижнего миоцена). Выше оползни из автохтонного материала появляются в чокракских отложениях [4], прорванных также многочисленными кластическими дайками, свидетельствующими о нарушении спокойной седиментации в это время.

Исследования М. М. Москвина и М. А. Семихатова [12] показали, что подводно-оползневые нарушения на северном склоне Известнякового Дагестана возникали в периоды наиболее активного роста частных поднятий. Тот факт, что оползни в разных частях Терско-Кубанского прогиба появляются на близких стратиграфических уровнях, по их мнению, «свидетельствует о геологически одновременном усилении восходящих движений на северо-восточном Кавказе» [12, с. 83].

Вместе с тем олистостромы северного склона Кавказа, связанные с оползанием растущих поднятий, образуются в те же отрезки времени, что и олистостромы южного склона, связанные с движениями тектониче-

ских покровов и надвигов. И те, и другие приурочены к регрессивным сериям крупных седиментационных циклов. Все это указывает на одновременность проявления на Большом Кавказе тангенциальных сжатий и восходящих движений позднего кайнозоя.

Таким образом, на Большом Кавказе в позднем кайнозое выделяется пять тектоно-седиментационных циклов: олигоценовый, раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый, раннеплиоценовый, позднеплиоценово-плейстоценовый. Они начинаются с общих погружений и завершаются воздыманием и сжатием, находящим структурное выражение на южном склоне горного сооружения. Периоды воздыманий и сжатий сопровождаются образованием олистостромов, появляющихся в середине и конце эоцена, конце олигоцена, конце раннего миоцена, в чокракском ярусе среднего миоцена и сарматском верхнего, в середине плиоцена и плейстоцене. В нижнеолигоценовых отложениях появляются также олистостромы, связанные с резким погружением майкопского бассейна.

V. **Афгано-Таджикская впадина** и окружающие ее горные массивы (рис. 3, разрез 27) представляют собой неотектонические сооружения в эпипалеозойской орогенической области Средней и Восточной Азии. На Тянь-Шане и Памире покровно-складчатая структура была сформирована в герцинскую и раннекиммерийскую фазы тектогенеза: Орогеническое воздымание этих сооружений привело к тому, что Афгано-Таджикская межгорная впадина, образовавшаяся на месте отрицательной платформенной структуры, в олигоцен-четвертичное время заполнялась мощными континентальными молассами. Из-за недостаточной фаунистической охарактеризованности этих моласс определение возраста отдельных геологических событий и их корреляция проводятся здесь с большой долей условности. В работе использованы стратиграфические схемы Я. Р. Меламеда, Г. П. Крейденкова, Д. Д. Бузурукова и А. В. Пенькова [15] с некоторыми дополнениями и изменениями автора и Л. М. Расцветаева [14], внесенными при сравнении континентальных таджикских и морских копетдагских моласс.

Во впадине маломощные соленосные и песчано-карбонатные отложения юры — эоцена в олигоцене сменяются столь же маломощными красноцветными лагунными и континентальными толщами ханабадских, ифаринских и сумсарских слоев, которые, возможно, соответствуют нижним молассом. В конце накопления этих толщ, вероятно в хатте, произошли тектонические подвижки, приведшие к воздыманию западной части впадины. Песчано-глинистые отложения верхов олигоцена (?) — низов миоцена (шурьсайская свита) трансгрессивно ложатся на размытую поверхность пород эоцена и олигоцена. В среднем миоцене или конце раннего миоцена их сменяют мощные толщи грубых континентальных моласс, которые подразделяются на ряд свит, лежащих с местными несогласиями на нижележащие комплексы. В верхней части бальджуанской и низах хингоуской свит, вероятно, на уровне чокракского яруса, в Придарвазье появляются первые олистостромы, связанные с усилением дифференцированных движений на границе горного сооружения и впадины. В верхней части хингоуской свиты (караганконка?) и низах тавильдаринской свиты (низы верхнего миоцена) горизонты олистостромов не выявлены. Они появляются в толще грубых конгломератов верхов тавильдаринской свиты как в Придарвазье, так и по южной окраине Тянь-Шаня [20]. Это мощные (до 100—400 м) протяженные линзы хаотических конгломерато-брекчий, переслаивающихся с конгломератами. Они состоят из угловатых разновеликих обломков мезозойских и палеозойских пород, выступающих по краю поднятия и участвующих в строении крупных раннекиммерийских аллохтонов или крутых зон разломов. Среди них встречаются гигантские отторженцы отдельных тектонических пластин. Устанавливается, что значительная часть брекчий и пластин-отторженцев образовалась путем выжимания из внутренних частей тектонически дезинтегрированных поднятий [20]. В целом вся толща с олистостромами, относящаяся, вероятно, к позд-

нему сармату, образовалась в обстановке активных орогенических движений. Выше нее с несогласием залегает толща горного аллювия низов плиоцена.

Ложась на подстилающие толщи трансгрессивно позднеплиоценовый кулябский комплекс снизу ограничен несогласием, коррелирующимся со среднеплиоценовым размывом Прикаспия [14]. Эоплейстоценовая часть комплекса также отделена несогласием, связанным с началом проявления предплейстоценовых движений. В предплейстоценовой части комплекса появляются горизонты олистостромов. В Придарвазье они представлены гигантскими клиппами пермских известняков, отчленившихся, вероятно, от того же аллохтонного комплекса, что и позднемиоценовые олистостромы. Во внутренней части впадины горизонты хаотических брекчий из обломков пород аллохтона образуются перед фронтом Бабатагского надвига. Возникновение этих олистостромов связано с завершающими орогеническими движениями, сформировавшими сложную складчато-надвиговую структуру Афгано-Таджикской впадины. Лежащий выше плейстоценовый комплекс террасовых отложений практически не дислоцирован.

Таким образом, в Афгано-Таджикской впадине, где орогенный режим пришел на смену платформенному и где в окружающих ее поднятиях складчатая структура была сформирована в более ранние фазы тектогенеза, олистостромы распространены главным образом по ее краям. Их возникновение в значительной мере связано с выдавливанием брекчий и крупных пластин-олистоплак из ранее расчешуенных массивов. Возникновение этих тектоно-гравитационных образований предшествует или происходит одновременно с формированием несогласий, изменением режима седиментации, т. е. связано с периодами активных тектонических движений. Эти преимущественно вертикальные движения вызывают горизонтальное растекание горных массивов. Образование связанных с этим процессом олистостромов происходит в время — одновременно с рассмотренными ранее олистостромами. Примечательно, что устанавливаемая здесь тектоно-седиментационная ритмичность [14] по времени близка ритмичности, наблюдавшейся в классической Альпийской области.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в таких удаленных и по-разному построенных участках Альпийской области, как южное Средиземноморье, Северные Апеннины, Карпаты, Кавказ и Афгано-Таджикская впадина образование олистостромов тектоно-гравитационного происхождения носит прерывистый характер и приурочено к одним и тем же или близким интервалам времени (см. рис. 3). Для всех этих регионов можно говорить о существовании одинаковых по времени проявления фаз или эпох образования олистостромов, которые охватывают: поздний (иногда и средний) эоцен — ранний олигоцен (42—38 млн. лет), поздний олигоцен — низы раннего миоцена (30—24 млн. лет), конец раннего миоцена (16—19 млн. лет), конец среднего миоцена (бадений, чокрак) — тортонский (сарматский) ярус верхнего миоцена (15—9 млн. лет), конец позднего миоцена (миссиний) — ранний плиоцен (6—4 млн. лет), граница плиоцена и плейстоцена (2—1,5 млн. лет).

Олистостромы каждого из этих этапов распространены не повсеместно, но все крупные проявления олистостромов в рассмотренных отрезках Альпийского пояса приурочены именно к этим интервалам времени. Более того, именно к этим интервалам и приурочены все известные автору проявления тектоно-гравитационных олистостромов во многих других районах Альпийского пояса, что позволяет говорить о выдержанности фаз олистостромообразования на значительной территории Альпийской области от Пиренеев до Памира.

Действительно, помимо рассмотренных выше регионов позднеэоценовая — раннеолигоценная фаза проявляется в Центральных Пиренеях

и в сопряженных с ними Северном и Южном прогибах (рис. 3, разрезы 10, 11, 12) [16, 39, 43], в бассейне Динь Приморских Альп, в Ультрадофинейской и Ультрагельветской зонах Западных Альп (рис. 3, разрезы 14, 15) [8, 32], в Смолянском и Хвойненском бассейнах Центральных Родоп (рис. 3, разрез 20) [13], во внешнем флишевом прогибе Динарид (рис. 3, разрез 21) [2], во фронте покрова Бейшехир в Западном Тавре и в юго-восточной части зоны Загроса (рис. 3, разрез 26) [48, 52].

Позднеолигоценовые — раннемиоценовые олистостромы распространены в бассейне Эбро и на северном склоне Пиренеев (рис. 3, разрезы 13, 10) [16, 27], в Гавровской зоне Динарид (рис. 3, разрез 21) [47].

Олистостромы конца раннего миоцена распространены в бассейне Эбро и в окне Гёдик в Ликийском Тавре (рис. 3, разрезы 13, 26) [25, 36]. Олистостромы конца среднего миоцена — тортонского и сарматского ярусов верхнего миоцена известны в Старой Планине и в Западном Тавре (рис. 3, разрезы 19, 26) [11, 24].

Олистостромы конца мессиния — начала плиоцена описаны в Русильонской впадине Центральных Пиренеев и в Приморских Альпах (рис. 3, разрезы 11, 14) [28, 29, 35], в Крыму и в зоне краевых складок Восточного Тавра (рис. 3, разрезы 22, 26) [10, 21].

Плейстоценовые олистостромы известны в Предбалканье, в бассейне Сидирокастрон на Македонском массиве (рис. 3, разрезы 19, 20) [11, 49], и в Кафанской зоне Малого Кавказа (рис. 3, разрез 25).

Диапазон времени образования олистостромов одного этапа ограничен временем общих воздыманий, перемещения покровов и накопления регрессивных серий осадков одного тектоно-седиментационного цикла и началом погружения следующего цикла, когда вновь образующиеся уступы создают благоприятные условия для оползания фронтальных частей покровов и образования послепокровных олистостромов. В целом он шире времени образования конкретных олистостромовых толщ, одни из которых могут быть приурочены ко времени перемещения покровов, другие — включать и время перехода от одного цикла развития к другому. Этим объясняется стохастичность появления олистостромов как в пределах одного региона, так и во всей Альпийской области в целом. Установить принадлежность конкретных олистостромов к определенным фазам удастся с помощью анализа региональной тектоно-седиментационной ритмичности.

Продолжительность этапов олистостромообразования, складывающаяся из максимально удаленного времени появления олистостромов одного этапа и не всегда отвечающая продолжительности образования конкретных олистостромовых толщ, составляет от 1 до 6 млн. лет, а разделяющих их периодов — 3—9 млн. лет. С конца миоцена эти этапы складываются из серий мелких пульсаций, продолжительность этапов в целом сокращается. В процессе образования олистостромов одного этапа возникает целая гамма деформаций (общие воздымания, усиление роста поднятий, движение покровов, образование угловых несогласий, размылов, резкие погружения), некоторые из которых оказываются менее продолжительным событием, чем образование олистостромов. Все эти деформации характеризуют этапы олистостромообразования как этапы усиления тектонических движений определенного вида. Эти деформации не всегда сопровождаются образованием олистостромов, но примечательно, что в промежутках между этапами олистостромообразования, как правило, не возникают.

Весь комплекс геологических явлений, связанный с эпохами олистостромообразования, хорошо коррелируется с орогеническими фазами, выделенными Г. Штилле для западной части Альпийского пояса: пиренейской, савской, штирийской, аттической, роданской и валахской (см. рис. 3). Таким образом, в такой гетерогенной складчатой области, как Альпийская, орогенез и скупивание происходили импульсивно, а фазы их активизации были выдержаны по всей территории области от Пиренеев до Памира. Это указывает на то, что вертикальные и горизонтальные позднеальпийские движения имеют общую причину.

По развитию позднекайнозойских олистостромов и обусловивших их тектонических покровов северная и южная ветви альпид существенно различаются. Если в южной ветви продвижение покровов и сопровождающих их олистостромов в разрастающиеся прогибы шло в течение всего позднего кайнозоя вплоть до плейстоцена, то на севере олистостромы, сосредоточенные в основном в остаточных геосинклинальных прогибах, испытывавших интенсивное сжатие, приурочены преимущественно к позднеэоценовому, позднеолигоценному и в меньшей степени раннемиоценовому этапу развития. Олистостромы последующих этапов в северных альпидах связаны главным образом с гравитационным растеканием сформированных в этих или более ранних прогибах аллохтонных массивов в моменты усиления их антиизостатического воздымания. Эти различия, возможно, связаны с разным расположением ветвей Альпийского пояса по отношению к краю пододвигающихся под Евразийскую плиту Африканской и Аравийской плит.

#### Литература

1. *Андреева А. С., Грузман А. Д., Досин Г. Д.* К вопросу о границе олигоцена и миоцена в Покутско-Буковинских Карпатах. КБГА, резюме, XII конгресс. Бухарест: Изд. Ин-та геологии и геофизики, 1981, с. 57—58.
2. *Белостоцкий И. И.* Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн.: *Очерки структурной геологии и геологического картирования толщ. М.: Недра, 1970, с. 170—192.*
3. *Борукаев Ч. Б., Расцветов Л. М., Щерба И. Г.* Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, № 6, с. 32—44.
4. *Вассоевич Н. Б.* Подводно-оползневые явления в среднем миоцене Дагестана.— *Азербайдж. нефт. х-во, 1949, № 3, с. 13—17.*
5. *Глущенко Л. А., Жигунова З. Ф., Кузовенко В. В., Лозыняк П. Ю., Темнюк Ф. П.* Олистостромы в олигоценовых отложениях кросенской (Силезской) зоны Украинских Карпат.— Материалы XI конгресса КБГА (лятология). Киев: Наук. думка, 1980.
6. *Келлер Б. М., Меннер В. В.* Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, № 1—2, с. 30—45.
7. *Кульчицкий Я. О.* Олистостромы, олистолиты и другие подводно-оползневые явления во флише Восточных Карпат.— В кн.: *Геология и полезные ископ. Украинских Карпат. ч. 2. Львов: Вища школа, 1977, с. 44—54.*
8. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975, с. 138.
9. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.
10. *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977, с. 451.*
11. *Минчев Д.* Сарматски и квартернерни олистостроми в района на Предбалкана около Червен Бряг.— *Годишник на Софийския университет. биол.-геол.-геогр. ф-т. Т. III, кн. 2. Геология. София: Наука и Изкуство, 1960, с. 14—21.*
12. *Москвин М. М., Семихатов М. А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана.— *Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 67—84.*
13. *Московски Ст., Иванов Ж.* Олистостромы Централных Родоп.— В кн.: *Олистостромы в Централных Родопах, Централной и Восточной Старой Планине и в области Крайштид (путеводитель экскурсии). София, 1980, с. 27—58.*
14. *Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 213.*
15. *Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 265.*
16. *Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 500.*
17. *Тектоника Африки/Под ред. Шуберта Ю. и Фор-Мюре А. М.: Мир, 1973, с. 518.*
18. *Тектоника Европы и смежных областей (объяснительная записка к международной тект. карте Европы и смежных областей м-ба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1978.*
19. *Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана.— *Докл. АН Нов. сер., 1947, т. 58, № 1, с. 105—108.*
20. *Щерба И. Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта.— *Геотектоника, 1975, № 5.*
21. *Щерба И. Г.* Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 4, с. 23—34.
22. *Bouillin J.-P., Durand-Delga M., Gélard J.-P., Leikine M.* Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie.— *Bull. Soc. géol. France, 1973, ser. 7, t. XV, № 3—4, p. 340—344.*
23. *Bourgeois J., Chauve P.* Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les sierras du Lagarin et du Malaver (province de Cadix et Malaga, Espagne meridionale).— *Bull. Soc. géol. France, 1971, Ser. 7, t. XIII, № 3—4, p. 321—327.*
24. *Brunn J. H.* Le problème de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales.— *Bull. Soc. géol. France, 1974, ser. 7, t. XVI, № 2, p. 101—106.*
25. *Canérot J. F. M.-J., Fondécave M.-T. W.* Identification du Miocène infereur-moyen dans la basse vallée de l'Ebre. Conséquences sur l'âge de la tectogenèse alpine aux confins des chaines ibérique et catalane (Espagne).— *C. r. Acad. sci., 1975, D 280, № 17, p. 1951—1954.*

26. *Catalano R., Renda P., Slaczka A.* Redeposited gypsum in the evaporitic sequence of the Cimmina basin (Sicily).— Mem. Soc. geol. Ital., 1978, v. 16, p. 83—93.
27. *Cerdé M., Santanach P.* Deslizamientos gravitacionales y olistostomas miocenes en el bajo Gaiá y campo de Tarragona.— Acta geol. hisp., 1974, t. 9, № 4, p. 117—126.
28. *Clauzon G.* Sur la présence d'une brèche syntectonique d'âge miocène supérieur sur le flanc sud sud Petit Luberon (Vaucluse, France).— C. r. Acad. sci., 1972, D 275, № 18.
29. *Clauzon G.* La brèche d'Espira de l'Agly (Pyrénées-Orientales): une brèche synorogénique d'âge messinien.— Bull. Soc. geol. France, 1974, ser. 7, t. XVI, № 3, p. 273—280.
30. *Didon J.* Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise du matériel flych à la périphérie de l'arc Gibraltar.— Bull. Soc. géol. France, 1977 (1978), ser. 7, t. XIX, № 4, p. 765—771.
31. *Feinberg H.* Mise en place, au Pliocène, d'une nappe de glissement à l'extrémité sud-occidentale de la chaîne du Rif (Maroc).— Bull. Soc. géol. France, 1976 (1977), ser. 7, t. XVIII, № 6, p. 273—276.
32. *Feinberg H., Leblanc D.* Preuves de l'âge anté-langien de charriages dans le Rif oriental (Maroc).— C. r. Acad. sci., 1977, D 285, № 16, p. 1387—1390.
33. *Fenet B.* La phase lutétienne est une phase majeure dans les zones externes de l'orogène nordmaghrébin.— C. r. Acad. sci., 1977, D 285, № 4, p. 283—286.
34. *Gigot P.* Sur la présence de klippes sédimentaires et de mégabrèches dans la partie basale des formations continentales d'âge Eocène supérieur-Oligocène du bassin tertiaire de Digne, dans le région de Volonne (Alpes de Haute-Provence).— Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1973, Séc. 4, № 1, p. 17—25.
35. *Gigot P., Grandjacquet C., Haccard D.* Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène.— Bull. Soc. géol. France, 1974, sér. 7, t. XVI, N 2, p. 128—139.
36. *Graciansky P.-Ch., Lorenz C., Magné J.* Sur les étapes la transgression du miocène inférieure observée dans les fenêtres de Göcek (sud-ouest de la Turquie).— Bull. Soc. géol. France, 1970, ser. 7, t. XII, № 3, p. 557—564.
37. *Hoedemaeker Ph. I.* Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).— In: Scripta Geologica, 19 Reijk-museum van geologie en mineralogie. Lieden, 1973, p. 247.
38. *Iacobacci A.* Frane sottomarine nelle formazione geologiche.— Boll. Serv. geol. Ital., 1965, t. 86, p. 65—85.
39. *Kieken M., Winnock E.* Olistostromes dans le Lutétien du Bas-Adour à l'avant du Front nord-pyrénéen.— Bur. rech. géol. et minières, 1973, sec. 4, № 1, p. 5—15.
40. *Konior K.* Rola miocenu w budowie i tektogenezie brzeznej strefy Karpat obszaru Cieszyn-Wadowice.— Prz. geol., 1981, t. 29, № 1, p. 5—12.
41. *Langenberg C. W.* Gravitational gliding in the northern Sierra de los Filabres (SE Spain).— Geol. en mijnbouw, 1973, t. 52, № 4, p. 187—191.
42. *Lespinasse P.* Les marnes à blocs de la région de Zoumi: leur signification dans l'évolution structurale des zons externes du Rif (Maroc).— Bull. Soc. géol. France, 1977, ser. 7, t. XIX, № 4, p. 781—787.
43. *Meurisse M.* Sur les brèches vitrolliennes des Pyrénées centrales et orientales.— C. r. Acad. sci., 1974, D 278, № 12, p. 1545—1547.
44. *Perrone V., Torre M., Zeppetta A. II* Miocene della Catena costiera calabra. Primo contributo: zona Dimante — Bonifati — Sant' Agata d'Esaro (Cosenza).— Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1973, t. 79, № 2, p. 157—205.
45. *Raymond D.* Evolution sédimentaire et tectonique du nord-ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin.— Ann. sci. Univ. Besançon Geol., 1976, № 26.
46. *Regionálna geológia Za'padný Karpa't.* Geologický Ústav Dionýza Štúra. Br., 1978.
47. *Richter D.* Die Flyschzonen Griechenlands. III. Flysch sowie spät — und postorogee Serion in West Griechenland zwischen Albanien und dem Golf von Patras. Teil 2.— Neus Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1976, v. 151, № 2, p. 224—252.
48. *Ricou L., Argyriadis I., Lefèvre L.* Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie).— Bull. Soc. géol. France, 1974, ser. 7, t. XVI, № 2, p. 107—111.
49. *Sotiriadis L.* Über festländische Olisthostrome in Nord Makedonien (Griechenland).— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1973, № 1, p. 35—56.
50. *Stefănescu M., Gheta N. and Dicea M.* On the oligocene-miocene boundary in the external flysch zone of the Carpathian bend (between the Teleajen valley and the Dimbovita valley). A tentative solving by calcarous nannoplankton.— Rev. Roum. Géol., Geophys. et Géogr. Geologie, 1979, t. 23, № 1, p. 89—94.
51. *Stefănescu M.* Slon olistostrome: lithological composition, geometrical position, tectonic significance.— Marep. XI kongr. KBGA, 1977. Литология. Киев: Наук. думка, 1980.
52. *Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1968, v. 52, № 7, p. 61—89.
53. *Szymakowska P.* Olisthostromes in the Krosno beds (Polish Middle Carpathians).— Ann. Soc. geol., Pol., 1976, t. 46, № 1—2, p. 39—54.
54. *Zanzucchi G.* Frane pleistocenione nell' Alta vall dell'Ofanto.— Boll. serv. geol. Ital., 1959, v. 80, fasc. 2—3, p. 101—123.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.035

ЗАХАРОВ С. А.

## О ГЕНЕЗИСЕ СКЛАДЧАТОСТИ \*

Проблема происхождения складок слоистых толщ продолжает оставаться актуальной для геологов в течение более чем двух веков. Это вызвано как малопонятным изгибанием пластов и целых комплексов их, сложенных порой, казалось бы, чрезвычайно жесткими горными породами, так и чисто практической стороной проблемы — необходимостью прогноза структур земной коры, вмещающих различные полезные ископаемые и расположенных на недоступных для непосредственного изучения глубинах.

Трудность решения проблемы обусловлена рядом причин и прежде всего тем, что изгибы (здесь и ниже под «изгибами» и «складками» мы будем понимать изгибы и складки слоистых пачек и толщ) могут быть следствием разных процессов. Во-вторых, в геологии эти процессы, как правило, могут изучаться лишь по конечным их результатам. Исследователю недоступно ни непосредственное наблюдение за течением процессов, ни постановка полностью адекватных им экспериментов. Возможно лишь создание моделей — мысленных (в их числе математических) или физических на «эквивалентных» материалах. Но при этом, если воспользоваться афоризмом Лайеля, никогда нет уверенности, что в мельницу моделирования засыпается пшеничное зерно, а не лебеда.

Одним из примеров «лебеды», сыгравшей в свое время положительную роль в развитии тектонических представлений, было учение о слоях «компетентных» пород, способных передавать усилия на неограниченное расстояние. Предложенное Б. Виллисом в конце прошлого века это понятие позволило правильнее оценить значение горизонтальных напряжений. При этом принималось, что «некомпетентные» породы деформируются пассивно, подчиняясь упругим «продольным» изгибам жестких пород. Одним из обязательных компонентов деформации является течение пластичных пород между слоями жестких, вызываемое отжиманием из одних участков и нагнетанием в другие (в наибольшей мере — из крыльев в замки складок). Другим видом деформации пластичных пород является образование складок волочения. Эти представления противоречили некоторым фактам. Во-первых, все без исключения слои прочных пород в приповерхностных условиях, в том числе и в чехлах платформ, оказались разбитыми на блоки разной величины. При этом литоклазы также различны по характеру и ориентировке. Передачу усилий такими пластинами так же трудно себе представить, как по слою песка, хотя каждая песчинка может рассматриваться как жесткое несжимаемое тело. Во-вторых, накапливалось все больше доказательств активного начала именно пластичных пород, их течения между жесткими слоями, деформирующимися пассивно. Несмотря на эти свидетельства, представления о ведущей роли бокового, внешнего сжатия еще продолжают довлеть в трудах о происхождении складчатости.

В качестве другого примера можно привести посылку о доминирующей роли складок скальвания. «Вероятно, не будет преувеличением мнение, что громадное большинство складчатых форм в геосинклинальных областях в основе своей либо представляют складчатость скальвания, либо являются производными складчатости скальвания», — писал Г. Д. Ажгирей [1, с. 195]. Это мнение иногда распространяют и на складки покровов молодых платформ. Оно по существу является антиподом воззрениям, упомянутым в первом примере. Тангенциальное сжатие для формирования складок скальвания не обязательно. Различия физических свойств (жесткости — пластичности) разных пород не играют никакой роли. Соответственно исключается послынное течение пород. Мощности слоев в замках складок равны первоначальным их мощностям, а уменьшения мощностей в крыльях являются кажущимися: «если измерять толщину слоя не поперек его ограничениям, а в плоскости дифференциального скользяния, она оказывается одинаковой как в замках, так и на крыльях складок» [1, с. 129].

При всем том отдельно взятые складки волочения и скальвания порой неотличимы. Это объясняется наложением кливажа течения, параллельного осевым плоскостям развивающихся складок волочения, что возможно, впрочем, лишь при достаточно высоком метаморфизме пород.

Уже приведенные примеры показывают разнообразие взглядов на генезис складчатости. Всего же было предложено более 40 гипотез.

\* К выходу в свет книг М. А. Камалетдинова, Ю. В. Казанцева и Т. Т. Казанцевой «Происхождение складчатости» и Е. И. Паталахи «Генетические основы морфологической тектоники».

Труды, в которых рассматривается формирование складок, можно условно разделить на три категории. В одних книгах, к которым относится большинство сводок, руководств по структурному анализу, учебных пособий по общей тектонике и т. п., содержание обычно ограничивается коллекционированием гипотез. Иногда дается критический разбор разных взглядов или оценивается значение тех или иных генетических типов складок. Авторы других работ, отдавая свои симпатии какому-нибудь механизму складкообразования, не отрицают других. Обычно «объяснение» сводится к предположению, которому не противоречат известные факты. Если же такое противоречие наблюдается, начальное предположение заменяется другим, не более доказанным. Познавательное значение (имеется в виду выяснение генезиса складок) таких работ, разумеется, невелико. Наконец, к третьей категории относятся статьи и монографии, авторы которых пытаются свести все дислокации к одному типу. В таких трудах нередко приводятся обширный и интересный материал, но одностороннее его освещение всегда таит опасность некритического восприятия читателем и механического переноса воззрений автора на другие изучаемые объекты.

Положение, создавшееся в решении проблемы генезиса складчатости, настоятельно требовало осмысления накопившегося фактического материала и разбора различных его трактовок. Попытка такого рода завершилась выпуском книги [2]. В этой работе удалось показать несостоятельность многих гипотез, выявить различия между настоящими и ложными складками, разработать генетическую таксономию пликативных дислокаций, установить ограниченное количество и «удельный вес» элементов генетической классификации. При этом пришлось ограничиться характеристикой «чистых» типов, классов, разрядов, поскольку наложение их друг на друга может создать множество разновидностей изгибов.

Видно, проблема генезиса складчатости продолжает волновать умы тектонистов. Через два года вышли в свет две книги [3, 4], в которых этой проблеме вновь уделяется большое внимание.

Обе книги обладают неоспоримыми достоинствами. Они насыщены описаниями интересных наблюдений, проведенных авторами, в них помещены материалы сравнительного анализа и т. д. Однако я не ставил перед собой задачу дать исчерпывающие рецензии на эти книги. Отмечу лишь, что основные цели, к которым стремились авторы, безусловно, достигнуты. В одной из этих работ [3] устанавливается значение горизонтальных движений земной коры, в частности надвигов и шарьяжей, в формировании структуры Урала и некоторых иных регионов. В другой книге [4] выявлена роль пластического (правильнее было бы говорить о гомеопластическом) течения пород при деформациях, а также показано, что внешнее боковое сжатие не может сформировать складчатую зону.

В отношении складкообразования авторов объединяет стремление подчинить все многообразие изгибов слоистых толщ одному механизму — «приразломной складчатости», хотя и интерпретируемому различно. Обе книги относятся, таким образом, к третьей из намеченных выше категорий трудов.

Парафраз, приведенный в предыдущем абзаце, не является гиперболой. «Все пликативные дислокации образованы латеральными движениями пород либо по плоскостям послонных срывов, либо по поверхностям пологих надвигов» [3, с. 103]. «Возникновение разломов порождает складки как следствие эффекта приразломного смятия по схеме вязкого сдвигового течения» [4, с. 118].

Разумеется, уложить разнообразие изгибы в эти простые схемы невозможно. Поэтому авторы вынуждены неоднократно отступать от выбранных моделей и объяснять, не всегда убедительно, эти отступления. Такие разъяснения приводятся в подавляющем большинстве на примерах единичных изгибов, вне связи со всей их системой; связь же эта лишь домысливается.

Рассмотрим основные положения, защищаемые авторами.

В [3] за первооснову деформаций принимается латеральное перемещение «аллохтонных пластин». Признание движения тектонических пластин снимает одно из главных возражений против образования складчатости боковым сжатием: невозможность его передачи на большие расстояния (многие десятки километров). Действительно, дальняя «транспортировка» пликативных дислокаций от места приложения давления возможна лишь через достаточно жесткие плиты, способные передавать усилия сжатия» (с. 102). В приведенном отрывке авторы, очевидно, имели в виду «транспортировку» не дислокаций, а стресса, их порождающего. «Горизонтальное перемещение жестких массивных пород происходит в виде скольжения по пластичным и тонкослоистым отложениям, играющим роль смазки. При этом в жестких породах образуются пологие и обширные структуры, а в пластичных отложениях — мелкие складки волочения» (с. 10). К этому добавляется участие «соляной тектоники», влиянием которой не очень понятно объясняется образование надвигов в покрове выше соленосной толщи (с. 20).

В этой по первому впечатлению логичной концепции, относящейся к дислокациям платформенного чехла, сомнение вызывает возможность передачи напряжений по слоям жестких пород или «плит» на многие десятки и даже сотни километров (например, в Сибири). Расстояния, на которые, по авторам, должны передаваться упругие напряжения, превышают мощности пластов на 3—4 порядка и больше. Как отмечалось выше, пласты жестких пород рассечены трещинами, часто со следами скольжения по ним. При этом нет никаких данных, позволяющих утверждать, что эти разрывы являются «постскладчатыми» (с. 102). Блоки, ограниченные трещинами, скорее вдавливались бы в ниже- и вышележащие пластичные породы. Мелкие складки, трактуемые как складки волочения, в подавляющем большинстве таковыми не являются, о чем го-

ворит разнообразие наклонов осевых плоскостей и часто вертикальное их положение. Это очевидно и из приведенных в книге рисунков, например 10—15 и др.

Гипотеза становится еще менее правдоподобной, когда для ее подтверждения приводится строение не единичной подходящей к случаю складки, а целой зоны или ее значительной части, как, например, Непской зоны [3, рис. 7]. Роль жесткой пластины авторами, видимо, отводится покрову, т. е. верхней части чехла, сорванной по соленосной толще. Из рисунка совершенно очевидно, что покров не мог ни играть приписываемой ему роли, ни деформироваться действием внешнего бокового давления. Во-первых, он сложен пластичными породами (тонкослоистыми ангидридами, гипсами, аргиллитами и др.). Во-вторых, этот покров сам ничем не покрыт и, следовательно, образовавшиеся изгибы не могут быть складками волочения. В-третьих, складки и надвиги покрова не могли быть сформированы боковым давлением, так как напряжение разрешалось бы перемещением по ближайшему надвигу, а не деформировало бы однозначно покров на всем поперечнике зоны.

Отметим попутно еще одну несообразность. Длина профиля, судя по рисунку, равна приблизительно 92 км: длина подошвы покрова (известняки и доломиты литвинцевской свиты)—около 132 км. Откуда взялись лишние 40 км, т. е. почти  $\frac{1}{3}$  первоначальной (по авторам) длины покрова, непонятно. Поскольку образовавшиеся изгибы не являются складками волочения, избыток длины не мог возникнуть за счет растяжения слоев; при боковом давлении скорее произошло бы их укорочение вследствие латерального сплющивания. Этот избыток не мог быть результатом скольжения покрова (опять-таки вызванного боковым давлением), так как тогда должна быть обнажена соленосная толща на протяжении 40 км в тылу поверхности приложения давления. Авторы умалчивают о природе сил, вызывающих это давление. Но и без того понятно, что представить себе геологический процесс, настолько избирательно механически воздействующий только на покров, чрезвычайно трудно. И замена термина «боковое давление» на «одно- и двустороннее сжатие» (например, с. 103) сути дела отнюдь не проясняет.

Такие же недоуменные вопросы возникают при ознакомлении с другими примерами: с Таджикской депрессией и Южными Аппалачами (с. 22), со структурами Переднего Востока (с. 25—26).

Далее авторы переходят к описанию «сквозных складок» и структур краевых прогибов, авлакогенов и складчатых зон. Основное внимание в этих разделах, как и в следующем обобщающем отделе, отводится доказательствам широкого развития надвигов и шарьяжей. Что же касается происхождения складчатости, сюда лишь переносятся представления, изложенные в разделе «Платформенные структуры».

Вряд ли можно согласиться с пониманием авторами термина «складчатая система». На с. 100, приведя мое определение: «Под складчатой системой мы будем понимать именно систему складок и подчиненных им разрывных нарушений», авторы пишут: «Такое определение складчатой системы нельзя считать правильным, так как подобных систем реально не существует». Свое возражение авторы аргументируют собственным же мнением: «Планиктивные дислокации подчинены более крупным нарушениям: шарьяжам и надвигам... Под складчатой системой следует понимать именно шарьяжную структуру, состоящую из серии дислоцированных аллохтонных пластин». Не вдаваясь в полемику, так как вопрос и без того ясен, отмечу лишь отсутствие логики в цитированном опровержении: ведь «шарьяжные структуры» сами подчинены более крупным нарушениям, складчатым зонам, т. е. подвижным поясам и т. д. Вообще с понятийной и терминологической базой у авторов не все благополучно. Так, например, изгибы, образованные ледниками, «соляной тектоникой» и т. п., авторы не считают тектоническими (с. 33). Выдвигая новое понятие, они предлагают для него термин «полная складка» (с. 105). Между тем термин этот преокупирован и относится к совсем другому понятию. Однако подобных огрехов немного.

Считаю нужным отметить, что авторы, видимо, невнимательно прочли мою работу, поскольку обвинили меня в утверждениях, что «региональный метаморфизм вызывает появление инверсии плотностей в земной коре, всплывание более легких нижележащих толщ и как следствие этого процесса смятие пород в складки», а также, что «способы формирования складок бесконечно разнообразны». Нетрудно видеть, что в своей книге [2] я возражаю против обоих этих утверждений.

Во второй из рассматриваемых книг приразломная природа складчатости акцентируется еще более определенно. «Коротко говоря, дислокационный процесс автор... сводит к разломам как элементам тектонических потоков, а именно: основой дислокационного процесса в целом... служат разломы и именно явления приразломного сдвигового ламинарного течения, порождающие главную структурную триаду и стимулируемые относительным смещением и взаимным вязким трением блоков в плоскости разломов, родоначальных по отношению к кливажу и складкам» [4, с. 169].

Эта достаточно ясная и четкая формулировка главной идеи книги требует некоторых пояснений для тех, кто этой книги не читал. «Тектонический поток — это плоскостная (плитообразная) зона направленного сдвигового течения» (с. 48). «Мощность (ширина) тектонического потока в принципе определяется расставлением между блоками, не затронутыми родоначальным процессом деформации данной ориентировки по нормали к его (потока) плоскости» (с. 49). Это определение уже не отличается достаточной ясностью. Так, сразу же возникают вопросы: что вызывает течение, может ли течение быть ненаправленным? Какими методами устанавливается поток, особенно учитывая, что, судя по иллюстрациям, поперечник его может варьировать от нескольких сантиметров до сотен километров? Как нужно понимать данную ориентировку в приведенном выше выражении и т. д.? Между тем на понятие о тектоническом потоке автор

опирается на протяжении всей книги. Термин «сдвиг» автор употребляет везде не в тектоническом, а в механическом смысле. Под «ламинарным течением» понимается трансверсивное (т. е. поперечное к напластованию [2]), в отличие от послонного течения, которое часть тектонистов также называют ламинарным) движение вещества пород, которое «захватывает все толщи и носит, следовательно, отчетливо выраженный проникающий (сквозной) характер» [4, с. 19]. «Структурной триадой» автор называет парагенез разломов, кливажа и складок, в котором ведущая роль отводится разломам. «Соотношение... элементов триады сводится к следующему: движения по разломам — причина складкообразования, микроскопические смещения по кливажу... — средство, а складки — результат происшедших смещений» (с. 19).

Все многообразие складок в класс структур течения, к которым относятся и «складки скальвания» [2], уложить невозможно. Другие же типы и классы, судя по содержанию книги [4], автор не признает. Однако это противоречит его концепции. Например, делаются ссылки на близгоризонтальное положение зеркала складчатости (с. 14, 52 и др.), хотя именно «тектонический поток» должен был бы нарушить это положение зеркала. Вводится понятие об антитетичности разрывов, отнюдь не вносящее ясности в проблему (см. рис. 9—II, 10 и пояснения к ним на с. 14). И так далее, все перечислять нет ни возможности, ни нужды.

Замечу также, что восприятие книги местами затруднено своеобразным стилем изложения материала. Например, определение: «тектонифации — это отображение стадий зрелости каждого из генетических типов складчатости, коррелирующие степень деформированности и структурный парагенезис слоистых толщ для какой-то литологически (и термодинамически) определенной обстановки в развитии, что фации складчатости или складкообразования» (с. 86) требует расшифровки и, кроме того, не согласуется с концепцией автора, признающего лишь один тип складчатости. Мало понятны некоторые термины, например «горизонтальные аклинали» (с. 88), «трансформация» (с. 10; видимо, автор имел в виду деформацию) и т. д. Нельзя также сослаться (с. 164) на главу, в которой ничего о трактуемом предмете не говорится. Видимо, книге требовался, кроме ответственного и научных, еще один редактор — внимательный.

Если отвлечься от этих мелких недочетов книги, нужно сказать, что прочтение ее не создает убежденности в исключительном значении защищаемого механизма складчатости — «шовной», как ее называет автор. Даже приводимый им материал показывает обратное. Например, на рис. 20—III (а это фотография) по соотношениям мощностей в крыльях и замке разных слоев можно отчетливо видеть, что формирование складки сопровождалось послонным течением материала (что невозможно в складках скальвания), а кливаж наложился позднее. Кроме того, многие из приведенных профилей, вероятно, устарели. Это предположение возникло у меня при взгляде на рис. 60: такое представление о глубинной структуре Таджикской депрессии бытовало в первой половине нашего века, да и в то время принималось не всеми. По стилю эта структура в действительности гораздо ближе (хотя намного сложнее), к строению Непской зоны (см. выше). Приходится лишь сожалеть, что автор не успел просмотреть мою работу (хотя она и числится в списке литературы). Возможно, часть недочетов его книги, в их числе и рис. 60, можно было бы своевременно ликвидировать.

Сказанное выше могло создать ложное впечатление, что я руководствовался лишь стремлением охватить обе книги. Поэтому я вынужден повторить, что они несут много ценной информации, хотя и трактуемой местами несколько односторонне и предвзято. Недостатки же обеих книг, касающиеся представлений о генезисе складчатости, необходимо было подчеркнуть, чтобы у неискушенного читателя не создалось уверенности, что, например, представление о шарьяжной структуре может служить руководством при тектоническом анализе любой зоны или что складчатость может быть только «шовной». Такая уверенность грозит не только ошибками в отвлеченных суждениях, но и неверными рекомендациями к направлению глубокого поискового бурения. А это уже влечет за собой ненужные затраты крупных средств.

И складки волочения, и «складки скальвания», бесспорно, существуют. Но значение их среди других видов изгибов исчезающе мало. Может быть, авторы обеих книг так поверхностно рассматривают проблему складчатости потому, что в районах их исследований они не смогли увидеть настоящие складки и их системы в процессе становления. Вероятно, эти структуры замаскированы там наложенными процессами. Но в любом случае не рекомендуются заключения, составленные на материалах изучения одного района, распространять на другие без достаточных оснований.

#### Литература

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1956. 493 с.
2. Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
3. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
4. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма/Ата: Наука, 1981. 180 с.

Институт геологии  
АН ТаджССР  
Душанбе

Поступила в редакцию  
28.XII.1981

**ОТВЕТ НА КРИТИКУ С. А. ЗАХАРОВА КНИГИ «ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕКТОНИКИ», АЛМА-АТА: НАУКА, 1981. 180 с.**

Если отвлечься от эмоций, которыми так обильно окрашены замечания С. А. Захарова в мой адрес, то окажется, что научная подоплека критики довольно проста. Основных претензий ко мне, пожалуй, три. Вот они по степени важности.

1. С. А. Захаров приписывает мне однопричинность механизма складкообразования, или одноптипность складчатости. На самом деле в работе подчеркивается, что обосновываемая мной «шовная складчатость — важнейшая форма дислокационного процесса, по меньшей мере, в фанерозое» (с. 6), но там же оговаривается, правомерность и ряда других типов складчатости (с. 8) в соответствии с ранее предложенной мною классификацией [6], неоднократно развивавшейся впоследствии [7]. Последний вариант разработан для Евразии [8]<sup>1</sup>. Таким образом, основная посылка С. А. Захарова попросту не отвечает действительности.

2. С. А. Захаров утверждает, что якобы я рассматриваю шовную складчатость в качестве складчатости «скальвания». Это происходит потому, что рецензент пользуется случайно выхваченными цитатами из моей книги вне связи с контекстом, в котором он проявляет недостаточную осведомленность. Так, под огнем критики оказалась обобщающая фраза (даже фрагмент ее) со с. 169. Будь рецензент повнимательнее, он тремя страницами выше в специальном разделе «Проблема складок» (той же главы X) прочел бы: «Сам же процесс складкообразования мыслится как суммарный результат трех элементарных явлений: а) смещения блоков, б) поворота блоков вследствие кривизны граничных разломов, в) приразломного смятия. Открывающиеся при этом возможности реконструкций демонстрируются на примере Малого Каратау (см. рис. 4 и 78)». И этот главный лейтмотив книги подробно обосновывается уже в главе I и неоднократно повторяется специально (гл. III, с. 48 и др.). Таким образом, под шовной складчатостью на самом деле в книге понимаются разломно-блоковые сооружения в целом, а зоны приразломного смятия (которые рецензент почему-то упорно отождествляет со складками «скальвания») лишь элемент их, который отнюдь не исчерпывает шовной складчатости — явления неизмеримо более сложного. В этом кроется вторая «нечеткость» рецензента, отчего критика его бьет мимо цели.

3. Судя по всему, С. А. Захаров не желает видеть антитетического характера разрывов в складчатых системах, который (по опубликованным авторитетным литературным источникам) проиллюстрирован многочисленными геологическими разрезами самых различных регионов мира (рис. 4, 29—66), в достоверности которых кстати, вряд ли можно особенно усомниться<sup>2</sup>. Основанием для сомнений С. А. Захарова послужил приводимый мной геологический разрез, хорошо известный рецензенту по личному опыту изучения Таджикской депрессии (рис. 60). Могу лишь констатировать как факт, что рисунок 60 заимствован из «Геологии СССР. Т. 24, Таджикская ССР» [1] и мне не известны работы, в которых обосновывалась бы его недостоверность<sup>3</sup>. Напротив, к примеру, В. Е. Хаин дал недвусмысленно широкую тектоническую интерпретацию строения мезозойско-кайнозойского чехла Таджикской депрессии в недавней работе [9], склонив чашу весов в пользу критикуемого рецензентом варианта геологического разреза. Но пусть даже обсуждаемый разрез Таджикской депрессии, бесспорно устаревший, и ошибочен, — неужели же поэтому следует считать устаревшими разрезы остальных нескольких десятков регионов мира, как полагает С. А. Захаров? Таким образом, упрек С. А. Захарова в том, что якобы мной использовались иллюстрации, которые «вообще мало показательны», либо «вероятно, устарели», не выдерживает проверки. Тут он выдает желаемое за действительное. Если рецензент не видит антитетики на приводимых разрезах, где она составляет суть стиля складчатости, мне трудно помочь ему.

Анализируя другие высказывания рецензента, остается лишь удивляться, например, заключениям о том, что якобы в моей работе «показано, что внешнее боковое сжатие не может сформировать складчатую зону», что термин «сдвиг» якобы я использую не в тектоническом, а только в механическом смысле, что понятие тектонического потока противоречит пологому залеганию зеркала складчатости (см. с. 56 книги) и т. д.

Две основные черты отмечают критику С. А. Захарова.

1. От начала и до конца он сражается со «складками скальвания», о которых в моей работе почти ничего не говорится (поскольку складки скальвания — пройденный этап; даже приразломное сдвиговое течение бесконечно сложнее этого элементарного механизма). Подменив «складчатость» (шовную) «складками» (скальвания), рецензент не заметил, как постепенно его умозаключения в значительной степени утратили предметность.

<sup>1</sup> Ссылки на все эти работы имеются в книге.

<sup>2</sup> К примеру, разрезы А. Ирдли [5] по Северной Америке, судя по многим публикациям и в том числе переизданному атласу того же А. Ирдли [10], вполне сохранили свое значение. То же, впрочем, касается и других разрезов.

<sup>3</sup> Рукопись сдана в печать в 1979 г., так что автор не мог, при всем желании, учесть данные С. А. Захарова [3].

2. Как специалист по Таджикской депрессии (и именно ее чехлу) С. А. Захаров подходит с точки зрения заведомо «негеосинклинальной» эпизональной складчатости, отвечающей чехлу Таджикской депрессии (практически лишенной кливажа), тогда как в моей книге анализируется мезозона с ее цеолитовой и зеленосланцевой фациями метаморфизма («именно о шовной складчатости мезозоны идет речь в настоящей работе», с. 98). Для эпизоны характерны иные особенности, усиленно акцентированные, кстати, в моей книге (гл. 1, с. 20 и др.). Но С. А. Захаров этого не замечает, как не замечает многого из действительно главного в моей работе и достойного упоминания при любом критическом рассмотрении ее (структурно-парагенетический подход, тектонофации как метод изучения дислокационных процессов, шовная складчатость как результат торшения блоков и их приразломного смятия, огромная роль кливажеобразующего течения и пр.).

Выражаясь словами самого С. А. Захарова, можно лишь констатировать с сожалением, что «автор не успел просмотреть мою работу», отчего она и трактуется им «несколько односторонне и предвзято», а проблема складчатости (точнее, складок) лишь затрагивается поверхностно.

Вопрос же о том, кто же видел «живого кита», — думаю, пока относится к разряду риторики. Должен лишь отметить, что обсуждаемая книга находится в полном соответствии с данными по складчатому обрамлению Таджикской депрессии — Южному Тянь-Шаню и Памиру. За неимением места в качестве примера приведу несколько цитат из одной только специализированной книги [2]. В «...структурах Южного Тянь-Шаня чешуи резко преобладают над складками и выступают как самостоятельный тип дислокаций. Складки, как правило, подчинены чешуям» (с. 155). «Они (чешуи. — Е. П.) не являются производными сильно сжатых складок с редуцированным и разорванным одним из крыльев и с самого начала формируются как моноклинальные блоки» (с. 155). «Зеркала складчатости при этом сохраняют свое пологое залегание» (с. 158). Таково мнение геологов, занимающихся специально этой проблемой в условиях не депрессионного чехла, который фактически исключен из моей работы, а геосинклинально-складчатых сооружений — предмета ее рассмотрения.

Итак, отнюдь не все так просто, как, судя по всему, считает С. А. Захаров. Думается, что критика — мощный стимул развития науки. Но условием ее должно быть не одно стремление стереть автора в порошок, а все же элементарная объективность и конструктивность.

#### Литература

1. Геология СССР. Т. 24, ч. 1. Таджикская ССР. М.: ГНТИЛ по геологии и охране недр, 1959. 280 с.
2. Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (геологические условия формирования палеозойских складчатых структур). М.: Недра, 1977. 170 с.
3. Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
4. Захаров С. А. О генезисе складчатости. — Геотектоника, 1983, № 5, с. 1.
5. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки/Под ред. Шатского Н. С. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
6. Паталаха Е. И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального структурного анализа). — Вести. АН КазССР, 1973, № 3. 12 с.
7. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 207 с.
8. Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Общая схема деформационных структур Евразии. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 2. 10 с.
9. Хайн В. Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Азия и Австралия), 1979. 370 с.
10. Eardley A. J. Structural geology of North America. 2 ed. Harper and Row, 1962. 670 p.

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева  
Алма-Ата

Поступила в редакцию  
5.X.1982

#### Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ,  
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (главный редактор), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕИС**

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.07.83 Подписано к печати 25.08.83 Т-16450 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 17,3 тыс. Уч.-изд. листов 10,9 Бум. л. 3,5  
Тираж 1730 экз. Зак. 4631

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В-485

ВОЛГИНА 13-72  
ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

3

## В магазинах «Академкнига» имеются в продаже:

**Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий.** 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

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

Рассчитана на геологов-нефтяников и тектонистов.

**Проблемы магматических формаций.** 1974. 202 с. 1 р. 04 к.

В сборнике рассмотрены общие аспекты геологии и состава магматических ассоциаций основного, ультраосновного, щелочного и кислого состава, а также контрастных, смешанных и специфических ассоциаций пород ударно-взрывного происхождения. Суммированы представления о тектонической позиции происхождения, металлогении этих групп пород, и на базе их предложен ряд оригинальных схем классификации магматических формаций и новых подходов к формационному анализу в целом.

Книга рассчитана на геологов производственных и научно-исследовательских организаций, работающих в областях металлогении, тектоники и петрологии, и на преподавателей и студентов геологических вузов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»