



65 VII

ТЕКТОНИКА

•
ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД
«ТЕТИСНОГО»
ПРОИСХОЖДЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXVI сессия

Доклады советских геологов

ТЕКТОНИКА.
ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД
«ТЕТИСНОГО»
ПРОИСХОЖДЕНИЯ

3183



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

XXVI Session

Report of Soviet Geologists

TECTONICS.

GEOLOGY OF THE ALPIDES OF THE "TETHYS" ORIGIN

Редакционная коллегия

А.В. Пейве (ответственный редактор части «Тектоника»),
М.В. Муратов (ответственный редактор части «Геология альпид
"тетисного" происхождения»), А.А. Белов, В.В. Белоусов,
П.Н. Кропоткин, В.Е. Хаин

Editorial board

A.V. Peive (editor-in-chief of the part «Tectonics»), M.V. Mouratov (editor-in-chief of the part «Geology of the Alpides of the "Tethys" origin»), A.A. Belov, V.V. Belousov, P.N. Kropotkin, V.E. Khain

ТЕКТОНИКА. ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД "ТЕТИСНОГО" ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Утверждено к печати Национальным комитетом геологов Советского Союза

Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17133

Подписано к печати 06.05.80. Т – 08525. Формат 60x90 1/16. Бумага офс. № 1
Печать офсетная. Усл.печ. л. 14,5+1,1 вкл. Уч.-издл. 18,7. Тираж 800 экз. Тип. зак. 1185
Цена 2р. 90к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Т 20802-202
055 (02)-80 304-80, кн. 2. 1904030000

© Издательство "Наука", 1980 г.

65-VII

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы тектоники постоянно находятся в центре внимания международной геологической общественности. В работе XXVI сессии Международного геологического конгресса будут участвовать многие известные тектонисты Советского Союза и других стран. Свои лучшие работы для публикации в докладах к конгрессу прислали ведущие исследователи нашей страны.

Настоящий сборник состоит из двух частей.

В первой части рассмотрены многие принципиальные вопросы современной тектонической науки. Развитие Земли рассматривается в свете представлений об ее пульсациях и расширении (Е.Е. Милановский), с точки зрения гипотезы тектоники плит (Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин, С.Н. Иванов). В других работах анализируются новейшие данные о строении и развитии крупнейших структур Земли: геосинклиналей (В.В. Белоусов), платформ (М.В. Муратов, Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, Н.А. Штрейс и др.), рифтовых систем (В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Е.А. Долгинов и др.), глубоководных бассейнов внутренних морей (Е.В. Артюшков, А.Л. Яншин и др.). Большой коллектив исследователей, возглавляемых А.В. Сидоренко, рассказывает о разломах земной коры территории СССР в связи с составленной новой тектонической картой. Важный раздел исследований советских тектонистов представляют работы в области структурной геологии и сейсмотектоники (П.Н. Кропоткин, В.К. Кучай, А.С. Перфильев и др.).

Во второй части представлены доклады на коллоквиуме по теме «Геология альпид "тетисного" происхождения». По представлениям многих исследователей, Альпийская складчатая область возникла при замыкании древнего океана Тетис. Проблеме этого палеоокеана, корреляции структурно-формационных зон, оставшихся после его закрытия, и их

металлогении, отдельным геосинклинальным системам, составившим его континентальные окраины (Кавказ, Гималаи), посвящены статьи специалистов, ведущих исследования в Средиземноморском поясе (Ш.А. Адамия, Г.А. Твалчрелидзе, Г.Д. Ажгирей, С.А. Захаров и др.).

Для всех статей характерны не только широта научного подхода к решению рассматриваемых вопросов, но и разнообразие взглядов, свидетельствующее о творческих исканиях исследователей. Содержание сборника показывает, что советские тектонисты достигли определенных успехов в раскрытии общих закономерностей развития Земли, в создании моделей механизма тектогенеза, в выявлении закономерностей строения земной коры континентов и океанических бассейнов, в составлении тектонических и структурных карт. Все это в конечном итоге способствует созданию надежных основ для металлогенетических исследований, выявления нефтегазоносности и прогноза полезных ископаемых.

УДК 551.24

В.Е. ХАИН

ОРОГЕНЕЗ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Проблема, вынесенная в заголовок этой статьи, явно не случайно включена в перечень проблем, подлежащих обсуждению на тектонической секции Парижской сессии МГК. Действительно, если тектоника плит в общем успешно объяснила происхождение океанов и некоторые другие аспекты тектогенеза, процессы орогенеза во всем их все более выявляющемся многообразии не получили в этой тектонической концепции достаточно полного объяснения.

Говоря здесь и дальше об орогенезе, автор, как и подавляющее большинство советских геологов, а также Э. Ог, Э. Хаарман, Дж. Гиллюли, понимает под орогенезом лишь собственно горообразование, а не совокупность горообразования и складчато-надвиговых деформаций общего сжатия, иногда даже в основном последних, как это принято в западноевропейской и отчасти североамериканской и другой зарубежной литературе. Неправильность объединения этих двух существенно различных процессов — горообразования и складкообразования — вытекает из фактов двух категорий: 1) проявления новейшего горообразования, например в Центрально-Азиатском поясе (Алтай, Саяны и др.), практически без сопутствующих складчато-надвиговых деформаций; 2) образования высокогорного рельефа в альпийских геосинклиналях после завершающей складчатости и ее денудационного выравнивания. Характер собственно горообразующих деформаций в принципе одинаков в областях эпигеосинклинального (например, альпийский пояс Евразии) и эпиплатформенного (например, Центрально-Азиатский горный пояс) горообразования — это сводово-глыбовые деформации, т.е. изгибы большого радиуса, осложненные ступенями по разломам. То обстоятельство, что в областях первого типа формы горного рельефа крупные, массивные, с хорошо сохранившимися поверхностями выравнивания, а в областях второго типа рельеф более расчлененный, преобладает денудационная препарировка складчатых форм, поверхности выравнивания сохраняются лишь фрагментарно, связано с более интенсивным метаморфизмом и обусловленной им изотропизацией более древних домезозойских толщ, слагающих эпиплатформенные орогены.

Неправильное объединение складко- и горообразования в единый процесс следовало из контракционистской концепции тектогенеза, со-

гласно которой сжатие геосинклинали между ограничивающими ее жесткими глыбами порождает складчатость, а нагромождение складок создает горный рельеф. Вместе с тем было бы неправильно отрицать рельефообразующий (горообразующий) эффект складчатости вообще. Даже конседиментационная складчатость на дне водоемов, как показывает пример юго-восточного Каспия, может дать поднятия с амплитудой рельефа до 500 м. Рельефом с амплитудой в сотни метров характеризуются и складчатые поднятия Предкавказья (Терский, Сунженский хребты), Восточного Закавказья (Аджиноур), Ферганской (адыры) и Таджикской впадин. Коррелятивными отложениями для этих поднятий являются тонкие терригенные осадки типа нижней молассы. Аналогом этих образований в каледонидах Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня могут считаться отложения верхнего ордовика — силура, в герцинидах Южного Тянь-Шаня — образования верхнего силура — нижнего девона и верхов нижнего — низов среднего карбона [Довжиков, 1977; и др.], в салаиридах Алтае-Саянской области и Монголии — отложения верхнего кембрия — ордовика. Нижняя моласса, как правило, связана непрерывным переходом с подстилающими геосинклинальными формациями, обычно с флишевой формацией. Не случайно на этом переходе нередко выделяются толщи, которые сочетают в себе признаки флиша и молассы, и поэтому одни исследователи их относят к первому, а другие — ко второму типу формаций (кросненская серия Карпат, нижняя часть майкопской серии Адлерской депрессии на Кавказе, нумидийские песчаники в Тунисском и Алжирском Телле и др.).

Таким образом, естественное течение процесса развития геосинклинали ведет сначала к появлению флиша — еще глубоководной, но существенно обломочной формации — позднегеосинклинальная стадия, а затем нижней молассы, формирующейся уже в мелководно-морских или паралических условиях, — раннеорогенная стадия¹. С позиций тектоники плит эта эволюция связана с нарастанием сжатия в переходной зоне от океана к континенту — сжатия, сменяющего растяжение раннегеосинклинальной стадии и связанного с субдукцией в зонах Беньофа², которая приводит к деформации и скучиванию осадочного материала. Продуктом этого скучивания является образование невулканических островных дуг — миогеоантиклиналей, по Ж. Обузу; одновременно в тылу этих дуг происходит рост вулканических дуг — эвгеоантиклиналей Обуза — за счет выплавления андезитовой магмы в тех же зонах Беньофа. В некоторых случаях возникающие во внутренних зонах геосинклинали поднятия могут иметь довольно резко выраженный рельеф, свидетельством чего являются, например, конгломераты Бучеджь Румынских Карпат. Именно такого рода образования получили от Н.П. Хераскова названия геоантиклинальной молассы; они являются, очевидно, продуктом особенно интенсивной субдукции. Рост невулканических дуг идет, видимо, не только за счет скучивания осадков, но и благодаря процессам метаморфизма

¹ Ж. Обузи именуется уже "флишевую" стадию орогенной, считая молассообразование посторогенным.

² Вернее, в зонах Вадати — Заварицкого — Беньофа.

и гранитизации, начинающимся в основании складчатого комплекса при участии захороненной с осадками воды. Подъему островных дуг способствует в конечном счете и изостатический механизм.

Итак, геосинклинальное развитие логически приводит к превращению периферии океанического бассейна в складчатую систему с низко- или даже среднегорным рельефом, наращивающую континент. Это положение вряд ли может оспариваться, и оно действительно признается даже исследователями, склонными отрывать орогенез от геосинклинального процесса, но вынужденными рассматривать раннеорогенную стадию как прямое продолжение позднегеосинклинальной [Довжиков, 1977; Мазарович, 1973; и др.].

На рубеже ранне- и позднеорогенной стадий развития горных стран происходят существенные, порой даже кардинальные изменения структурного плана и тектонического режима. К этому рубежу обычно приурочивается завершение деформаций сжатия в собственно складчатых системах, завершение формирования гранитных батолитов и регионального метаморфизма, а также становления континентальной коры. С этим рубежом обычно совпадает и окончание активной аккреции континентальной коры — бывшая переходная зона западнотихоокеанского типа полностью осушается и наращивает материк, как это произошло, например, вдоль восточных окраин Азии и Австралии в конце юры — начале мела, а также вдоль значительной части тихоокеанского побережья обеих Америк в конце мела — начале палеогена. Соответственно активная окраина западнотихоокеанского типа превращается в окраину восточнотихоокеанского, или, как ее чаще называют, андского типа. Зона Беньофа выполаживается, особенно в верхней части, что, возможно, отражает смену подвига океана под континент (вернее, переходную зону) некоторым надвиганием континента на океан, или смещается в сторону океана. Можно думать, что при этом существенно меняется и характер процессов, протекающих как в самой зоне Беньофа, так и в ее висячем крыле. Теперь уже океаническая кора взаимодействует не с океанической же, как на раннегеосинклинальной стадии, не с субокеанической, как на позднегеосинклинальной стадии и даже не с субконтинентальной, как на раннеорогенной стадии, а со зрелой и мощной с развитым гранитным слоем континентальной корой. Эта кора в условиях высокого теплового потока, генерируемого не только процессами в зоне Беньофа, но и распадом радиоактивных элементов в самой коре, испытывает частичное плавление с образованием мощных краевых вулcano-плутонических поясов.

Весьма знаменательно, что горообразование и магматическая деятельность в данную, позднеорогенную стадию не ограничиваются областью бывшей геосинклинальной системы, а нередко распространяются в глубь континента, затрагивая в первую очередь зоны более ранней консолидации (т.е. более раннего становления континентальной коры) в пределах того же геосинклинального пояса, но также и прилегающие участки древних кратонов. Последнее может быть иллюстрировано примером Алданского щита Сибирского кратона, испытавшего орогенную активизацию в поздней юре — раннем мелу, или юго-западной ок-

райной того же кратона в девоне в связи с каледонским орогенезом.

Высокий тепловой поток, вероятное существование области частичного плавления в коре свидетельствуют о подъеме границы литосфера — астеносфера из мантии в кору, что непосредственно подтверждается анализом сейсмичности [Tuliani, 1978]. Зона частичного плавления в низах или основании коры может распространяться, растекаться¹ в сторону континента на расстояние до 1000—1500 км, особенно вдоль поперечных или косопоперечных к континентальной окраине или зоне коллизии континентальных глыб глубинных разломов, нередко унаследованных от трансформных разломов океанической предыстории, чем и объясняется "внегеосинклинальный" (частично!) характер орогенеза и магматизма на этой стадии развития.

Многие исследователи справедливо подчеркивают, что структурный план позднеорогенной стадии обычно существенно отличается от более раннего унаследованно развивавшегося структурного плана и что позднеорогенные структуры обычно несогласно наложены на более древние. Характерно также развитие крупных продольных или диагональных (сопряженных правых и левых) сдвигов, а также структур растяжения, преимущественно в осевых частях сводовых поднятий.

Существование системы сопряженных диагональных левых и правых сдвигов, доказанное, например, для Центрально-Азиатского пояса [Макаров, 1977; и др.], в сочетании с продольными надвигами и ориентировкой напряжений в очагах землетрясений указывает на формирование этого пояса и, вероятно, других ему подобных в обстановке общего сжатия, по отношению к которому растяжение в сводах поднятий было лишь побочным явлением. В случае того же Центрально-Азиатского пояса, являющегося наиболее грандиозным современным горным поясом Земли, причиной сжатия явилась коллизия Индостанской и Евразийской континентальных плит, причем под действием Индостанского жесткого клина южная окраина Евразии испытывала пластичное смятие и выжимание к востоку и западу [Molnar, Tarponnier, 1975; Tarponnier, Molnar, 1977]. Этому, несомненно, должно было способствовать существование зоны частичного плавления в основании или даже в низах коры (последнее доказывается теперь для Тибета).

Отмеченное выше несоответствие между позднеорогенным и структурным планом наряду с захватом областей более ранней консолидации служит для ряда ученых, включая В.В. Белоусова [1975], поводом для отрицания какой бы то ни было связи между "поздним" орогенезом и геосинклинальным процессом. Между тем "поздний" орогенез обязательно затрагивает области "раннего", явно эпигеосинклинального орогенеза и лишь факультативно, так сказать, распространяется за их пределы. Несоответствие структурных планов проявляется лишь на региональном, а не глобальном уровне. В осевых зонах межгорных и передовых (краевых) прогибов нижняя, тонкая и преимущественно морская или паралическая моласса постепенно сменяется верхней, грубой и конти-

¹ Автор ранее писал о "распластывании теплового потока".

нентальной. Орогеническая "волна" закономерно распространяется во времени от границы океан (геосинклиналь) — континент¹ в глубь континента, от конца эоцена до начала плиоцена в случае Центрально-Азиатского пояса. Особенно показательно наблюдаемое буквально на наших глазах вовлечение в орогенную активизацию такого района южной окраины Туранской плиты, как Кызылкумы, проявленное в данных о новейших деформациях и в сейсмической активности (землетрясение в Газли, сейсмодислокации в районе Тамдытау).

Поэтому представляется единственно справедливым мнение тех исследователей, которые связывают орогенез геосинклинального предполя, форланда, с орогенезом в пределах самой геосинклинали, называя его соответственно "резонансным" (Ю.М. Пущаровский), "индуцированным" и т.п. В областях более ранней консолидации в пределах того же геосинклинального пояса это большей частью рекуррентный (возвратный) орогенез [Хаин, 1975], приходящий на смену не очень длительной (десятки миллионов лет) фазе квазиplatformенного режима. В областях же окраин древних кратонов, уже достаточно длительно (сотни миллионов лет) развивавшихся в платформенном режиме, это типичный эпиплатформенный [Шульц, 1962] орогенез. Объединение рекуррентного и эпиплатформенного орогенеза под названием дейтероорогенеза, т.е. вторичного орогенеза с противопоставлением его протоорогенезу — первичному орогенезу [Боголепов, 1968], представляется достаточно логичным.

Что же касается позднего (с ранним вопрос ясен!) эпигеосинклинального орогенеза, то обращает на себя внимание его очевидная связь с началом активного геосинклинального развития в прилегающей части океанского бассейна или с заложением нового окраинного моря. Характерными примерами могут быть Охотско-Чукотский (первый случай) и Центрально-Казахстанский (второй случай) краевые вулcano-плутонические пояса, в особенности выявленная и очень хорошо описанная А.А. Моссаковским [1970] ситуация в Евразии в позднем палеозое с проявлением интенсивной магматической активности по всей северной периферии Тетиса. В этих и подобных случаях нередко возникает дискуссия вокруг вопроса о том, что здесь послужило причиной орогенной и магматической активности — завершение развития более ранней геосинклинали, на которую наложены проявления этой активности, или начало развития новой геосинклинали, обычно параллельной области орогенеза и вулcano-плутонизма, с которым синхронны проявления этих феноменов. В частности, два различных взгляда высказаны относительно Охотско-Чукотского пояса: одни считают, что он завершает развитие верхояно-колымских мезозойских, другие полагают, что его образование связано с началом наиболее активного развития Корякско-Камчатской кайнозойской геосинклинальной системы. По существу, однако, правы и те и другие; в более широком контексте орогенез и магматизм рассматриваемой стадии отражают существенные события внутри геосинклинального пояса в целом (в приведенном примере Западно-Тихоокеанского пояса).

¹ Или двух континентальных плит после их коллизии.

Этими существенными событиями в первую очередь являются совпадающие во времени завершение развития одной геосинклинальной системы и начало заключительного цикла эволюции другой, смежной геосинклинальной системы. Перелом этот сопровождается общей перестройкой структурного плана; именно последней обусловлен наложенный характер позднеорогенных структур и проявлений магматизма, ориентировка которых подчинена не предшествующему структурному плану, а в решающей степени конфигурации новой границы континент/океан. Если к тому же направление субдукции вдоль этой границы оказывается ей не вполне параллельным, то это и оказывается причиной образования крупных продольных сдвигов. В свою очередь, все эти изменения имеют своим источником реорганизацию системы плит, изменение плана их расположения, рисунка границ и направления движения. То, что такая реорганизация совпадает во времени с началом заключительного орогенеза очередного тектонического цикла, подтверждает пример раннего кайнозоя, точнее рубежа эоцен/олигоцен, с которого и начался новейший этап тектонического развития Земли, так называемый неотектонический этап.

Нет никаких оснований считать, что иначе обстояло дело на рубеже более ранних тектонических циклов и полагать, что новейший орогенез представляет исключительное явление в истории Земли, как это до сих пор допускают некоторые авторы, например А.Е. Довжиков [1977], ссылаясь в первую очередь на действительно глобальный характер его проявления. Подобной же глобальностью обладали, однако, и крупные орогенезы более ранней истории Земли, например девонский [Леонов, 1976]. Формирование эпигеосинклинальных, рекуррентных и эпиплатформенных орогенов было лишь одной, хотя и наиболее эффективной стороной всеобщей активизации тектонических и вообще эндогенных процессов в соответствующие эпохи. Другим проявлением такой активизации служит, в частности, континентальное рифтообразование — образование авлакогенов. Связь рифтообразования с орогенезом была убедительно показана на примере Рейнского грабена [Illies, 1975].

Вовлечение в поднятия континентальных платформ в конце тектонических циклов в общем аналогично их вовлечению в опускания в начале циклов. Поднятия ведут к рифтогенезу, рифтогенез перерастает в общее погружение.

В целом можно констатировать, что большая часть областей горообразования, притом наиболее мощные из них, прямо или косвенно связана с геосинклинальным процессом, с явлениями, происходящими в зонах конвергенции литосферных плит.

Существует, однако, еще два типа орогенных областей, удовлетворительного объяснения образования которых в рамках тектоники плит пока не предложено. Один из этих типов включает горные сооружения (достоверно известны лишь современные примеры), закономерно расположенные вдоль пассивных окраин континентов. Подобные сооружения протягиваются вдоль восточного побережья Южной Америки (Гвианское и Восточно-Бразильское нагорье), западной (Гвинея, Ангола, Намибия) и восточной (Аравийско-Африканский пояс) ок-

раин Африки, а также Индостана (Западные и Восточные Гаты), достигая отметок 2,5–3 км, а в Восточной Африке и Аравии – 3,5–5 км. Аналогичное горное обрамление наблюдается по периферии Атлантики и в северном полушарии – Аппалачи, горы п-ова Лабрадор, Баффиновой Земли, Иберийского полуострова, Шотландское нагорье, Скандинавские горы, но здесь высоты лишь на немногих участках превышают 2 км.

Явная параллельность горных сооружений этого периокеанического типа (выделяемого в противоположность предыдущему перигеосинклинальному типу) границе континент/океан указывает на связь с глубинными процессами, идущими на этой границе. Наиболее вероятно, как уже указывалось Р.Б. МакКоннелом [McConnell, 1972] и автором, что мы здесь имеем дело со сжатием краев плит под распирающим действием спрединга в Атлантическом и Индийском океанах – спрединга, не компенсируемого субдукцией. Эти геологические соображения для Южной Америки нашли свое подтверждение в данных о механизме внутриплитных землетрясений [Mendiguren, Richter, 1978]. Коробление литосферы с образованием краевых поднятий могло создавать под ними условия, благоприятные для подъема астеносферного материала ("ловушки", по выражению Е.В. Артюшкова), что в дальнейшем способствовало рифтогенезу (Аравийско-Африканский орогенный пояс). Возможно, впрочем, что здесь играло роль накопление напряжений на границе континентальной и океанической коры, связанное с меньшей скоростью смещения континентальной части плиты по сравнению с океанической благодаря значительно большей мощности континентальной литосферы и более слабой выраженности астеносферы под континентом, что стало известно лишь в последние годы.

Имеется, наконец, еще один тип горных сооружений, находящийся в глубине континентальных платформ и не обнаруживающий никакой связи с их окраинами. Речь идет об изометричных поднятиях типа Хоггара и Тибести в Африке, гор Макдоннелл и Масгрейв в центре Австралии, а также трапповых плато Путорана (Сибирь), Декана (Индостан), Карру (Африка). К этой же категории могут быть отнесены Урал и Новая Земля, наследующие, однако, позднепалеозойско-раннемезозойское горное сооружение. Активный (дочетвертичный) вулканизм по крайней мере части таких горных поднятий (Хоггар, Тибести, Камерун), приуроченность к ним интенсивных гравитационных аномалий – свидетельства мантийных корней этих структур. Отсюда наиболее простая гипотеза их образования – гипотеза "горячих точек" (hot spots) или "мантийных струй" (mantle plumes) Дж. Моргана [Morgan, 1971]. В отдельных случаях эта гипотеза как будто находит свое подтверждение в закономерной миграции центров магматической деятельности [например, Казьмин, 1977], объясняемой как результат скольжения литосферных плит над неподвижными струями в подстилающей мантии. Представляется, однако, совершенно неясным, каким образом мантийные струи, исходящие, по Моргану, из самых низов мантии, взаимодействуют с конвекционными течениями в верхней мантии (Е.В. Артюшков видит в этом одно из возражений против существования последних).

Несколько отличный механизм предложен самим Е.В. Артюшковым [1978; Яншин и др., 1977]. Он считает причиной образования внутри-платформенных поднятий накопление в их основании аномально горячей и легкой мантии — накопление, обязанное существованию в основании континентально-платформенной литосферы участков с утоненной литосферой, унаследованных от доплатформенных орогенных поднятий. Значение унаследованности в развитии древних платформ в этой гипотезе явно переоценивается; остается, кроме того, неясным, откуда и на какое расстояние происходит миграция аномальной мантии.

Более перспективной, чем идеи Моргана и Артюшкова, следует считать, на мой взгляд, гипотезу о существовании в верхней мантии системы малых конвекционных ячеек, находящих отражение в гравитационном поле, которое фиксируется с искусственных спутников Земли. Эта гипотеза высказана Х.С. Лю и проверена на материале Африки [Liu, 1977] и Тихого океана [Liu et al., 1976].

Еще один механизм формирования внутриплитных поднятий и впадин был предложен в работе Д. Теркотта и Е. Оксбурга [Turcotte, Oxburgh, 1973]. Он получил название "мембранной тектоники"; суть ее заключается в том, что литосферная плита, перемещаясь по поверхности Земли, имеющей форму не шара, а сфероида, испытывает сжатие при смещении в более низкие широты и растяжение — в более высокие. Авторы гипотезы применили ее к Восточной Африке и Гавайям; в работе С. Фрита [Freeth, 1978] она приложена к объяснению позднемезозойской и кайнозойской тектоники Западной Африки и Гвинейского залива. Вряд ли подлежит сомнению сама возможность появления дополнительных напряжений при горизонтальных смещениях плит в меридиональном направлении, однако достаточно ли этих напряжений для образования наблюдаемых структур и для объяснения закономерностей их расположения, остается неясным.

Итак, в настоящее время трудно оценить приведенные выше объяснения механизма внутриплитных деформаций и сделать выбор между ними. Представляется, однако, что этот механизм должен быть причинно связан с глобальными перемещениями литосферных плит и представлять побочное явление по отношению к последним в соответствии с ролью "автономного" внутриплитного орогенеза по отношению к основным его типам.

Во всем предыдущем изложении речь шла о континентальном (или периконтинентальном) орогенезе. Существуют, однако, и внутриокеанические горные сооружения; при этом мощная планетарная система срединно-океанических хребтов не уступает по своему масштабу ни одному из типов континентальных орогенов. Ее происхождение достаточно хорошо объясняется тектоникой плит; по механизму своего образования в зонах дивергенции плит срединно-океанические орогены представляют полярную противоположность периокеаническим (эпигеосинклинальным). Кроме того, в океанах имеются внутриплитные поднятия и хребты, генезис которых, по общему мнению, аналогичен генезису их континентальных аналогов и остается пока столь же загадочным.

Под орогенезом необходимо понимать лишь собственно процесс горообразования, как это давно предлагалось Э. Хаарманом, М.В. Муратовым и Дж. Гиллюли. Аккреция континентальной коры за счет скучивания осадочных толщ, их метаморфизма и гранитизации в висячих крыльях зон Беньюфа в конце циклов геосинклинального развития ведет к образованию складчатых горных сооружений лишь небольшой или умеренной (до 1–2 км) высоты; продукты размыва этих сооружений образуют нижнюю, тонкую молассу обычно морского или параличического происхождения. Только этот ранний эпигеосинклинальный орогенез является результатом складчато-надвиговых деформаций, но он играет относительно скромную роль по сравнению с орогенезом, проявляющимся на более поздней стадии развития геосинклинальных систем и выраженным сводово-глыбовыми деформациями большого радиуса и накоплением мощных и грубых континентальных моласс. Поздний орогенез не ограничивается в своем распространении областью предшествующих геосинклинальных погружений, а часто распространяется далеко за их пределы в сторону континента, охватывая не только зоны более ранней консолидации того же геосинклинального пояса в форме рекуррентного орогенеза, но и окраины древних кратонов в виде эпиплатформенного орогенеза. Этот процесс, вероятно, сопровождается и частично стимулируется распространением зоны плавления в основании коры или даже растеканием аномального горячего и легкого мантийного (в соответствии с идеями Е.В. Артюшкова) или корового вещества со стороны континентальных окраин андского типа, формирующихся на данной стадии. Вместе с тем общий план деформаций, в особенности рисунок сдвигов, свидетельствует о тангенциальных напряжениях, исходящих из зоны конвергенции плит, особенно в случае коллизии континентальных плит, как было показано П. Молнаром и П. Тапонье для Центрально-Азиатского пояса.

Этот поздний главный орогенез совпадает во времени с окончанием развития одних геосинклинальных систем и началом развития других, смещенных в сторону океана, а также с общей реорганизацией системы литосферных плит. Существует вместе с тем два типа континентальных орогенов, не связанных ни прямо, ни косвенно с зонами конвергенции плит. Одни из них — горные сооружения, расположенные вдоль пассивных континентальных окраин; их образование, скорее всего, первоначально обязано сжимающим усилиям со стороны расширяющихся океанов или напряжениям, связанным с более медленным смещением континентальной коры по сравнению с океанической. Другой тип — внутриплитные, интракратонные, более или менее изометричные, изолированные автономные поднятия, наблюдаемые как на континентах, так и в океанах. Механизм их образования наименее ясен, но представляется, что и он должен находиться в какой-то связи с взаимодействием и перемещением литосферных плит. В качестве еще одного типа орогенов могут рассматриваться срединно-океанические хребты, развивающиеся в зонах дивергенции плит.

ABSTRACT

Orogenesis should be regarded only as the process of mountain building, as it was suggested already by Davis, Haarmann, Muratov and Gilluly. The accretion of continental crust by the end of geosynclinal evolution, due to piling-up of volcanic and sedimentary strata, their metamorphism and granitisation in the hanging wall of Benioff zones, results in the formation of folded mountain ranges of only small or medium (up to 1–2 km) height. Products of denudation of these folded systems form the lower, thin clastic molasse, usually of marine or paralic origin. This early epigeosynclinal orogenesis alone is a result of folding and thrusting, but its role is very modest compared with the orogenesis manifested during the later stage of evolution of geosynclinal systems expressed by arch – block deformation and reflected in the accumulation of thick and coarse continental molasse. This late orogenesis is not confined to the area of previous geosynclinal, but often expands very far beyond this area towards the continent comprising not only zones of earlier consolidation of the same geosynclinal belt, as recurrent orogenesis, but also margins of old cratons as epiplatformal orogenesis. This process is probably accompanied and partly stimulated by extension of the zone of partial melting at the base of the crust or even by outflow of anomalous hot and light mantle or crust substance (according to the idea of E. Artyushkov) from the continental margins of the Andean type, formed at this stage. Besides, general pattern of deformation, especially the wrench-fault one is indicative of tangential stresses, directed from the zones of plate convergence, especially of continental plate collision, as it was shown by P. Molnar and P. Tapponnier for the Central-Asiatic belt. This late, main orogenesis is concurrent with the end of the evolution of particular geosynclinal systems and the beginning of the evolution of other systems, displaced in the direction of the ocean, and with general rearrangement of the system of lithospheric plates. At the same time there exist two types of continental orogens which are connected neither directly, nor indirectly with the zones of plate convergence. One of these types is represented by folded ranges situated along passive continental margins; their formation is due most probably, to compressive forces directed from expanding oceans, or by stresses, connected with slower shift of continental lithosphere compared with the oceanic one. To the second type belong intraplate, intracratonic, more or less isometric isolated autonomous uplifts, developed on both continents and oceans. The mechanism of their formation is the least clear, but it seems to be also connected somehow or other with the interaction and drift of lithospheric plates. Mid-ocean rises may be considered as one more type of orogenic belts, originated in the zones of plate divergence.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1978.
Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. – Геол. и геофиз., 1968, № 8.
Довжиков А.Е. Типы "орогенических" режимов и их место в истории развития структур земной коры. – Сов. геология, 1977, № 5.
Казьмин В.Г. Горячие точки Земли. – Природа, 1977, № 7.

Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. — Геотектоника, 1972, № 2.

Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976.

Леонов Ю.Г., Мазарович О.А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости. — Геотектоника, 1975, № 5.

Мазарович О.А. Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы молассовых формаций: Автореф. докт. дис., М.: МГУ, 1973.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977.

Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — Геотектоника, 1970, № 4.

Обузи Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967.

Хашин В.Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.

Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974.

Шульц С.С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — Сов. геология, 1962, № 5.

Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 5.

Freeth S.J. Tectonic activity in West Africa and the Gulf of Guinea since Jurassic times — an explanation based on membrane tectonics. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 38.

Illies H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. — Geol. Rdsch., 1975, Bd. 64, H. 3.

Liu H.S. Convection pattern and stress system under the African plate. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1977, v. 15.

Liu H.S., Chang E.S., Wyatt G.H. Small-scale mantle convection and stress field under the Pacific plate. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1976, v. 13.

McConnell R.B. Geological development of the East Africa rift system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83.

Mendiguren J.A., Richter F.M. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1978, v. 16.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — Science, 1975, v. 189.

Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle. — Nature, 1971, v. 230.

Oxburgh E.R., Turcotte D.L. Membrane tectonics and the East African rift. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82.

Tuliani L.I. Lithosphere thickness in orogenic regions. — In: Earth's rheology, isostasy and eustasy. London; New York: Wiley and Sons, 1978.

Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Mid-plate tectonics. — Nature, 1973, v. 244.

УДК 551.24

Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ В ФАНОРОЗОЕ В СВЕТЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЕЕ ПУЛЬСАЦИЯХ И РАСШИРЕНИИ

За последние десятилетия был достигнут огромный прогресс в изучении тектонического строения и развития Земли. Открытие и изучение срединно-океанических хребтов, образующих вместе с рифтовыми зонами континентов мировую рифтовую систему, показали, что наряду с геосинкли-

нальными поясами в современном структурном плане Земли существует и другой, не менее важный тип зон высокой тектонической и магматической активности, но с противоположными ведущими кинематическими тенденциями: если в геосинклинальных поясах в целом преобладает глубокое погружение и сжатие материала коры, то в рифтовых, напротив, — подъем глубинного материала и горизонтальное расширение вплоть до новообразования коры океанического типа. Было установлено, что структуры, родственные некоторым типам современных континентальных рифтов, существовали, по крайней мере, с позднего докембрия, однако резкое усиление процессов рифтогенеза относится к мезозою и кайнозою. В пределах океанических рифтовых хребтов и прилегающих зон океанов была обнаружена полосчатая структура геомагнитного поля, не свойственная континентам.

Были выявлены резкие отличия в мощности и структуре коры континентов и океанов и наличие в верхах мантии под океанами и подвижными зонами континентов астеносферного слоя. Изучение офиолитовых ассоциаций геосинклиналей показало, что они представляют реликты верхов мантии и коры океанического типа, которая существовала в эвгеосинклинальных зонах на ранней стадии их развития и впоследствии была сильно сжата, раздроблена и надвинута на смежные тектонические зоны. Было подтверждено широкое распространение покровно-чешуйчатых деформаций в ряде складчатых областей (еще недавно подвергавшееся сомнению), свидетельствующее об их существенном горизонтальном сокращении. Палеомагнитные исследования показали, что крупные блоки земной коры в течение фанерозоя изменяли свое положение как относительно магнитной оси Земли, так и друг относительно друга.

Все эти и многие другие данные потребовали пересмотра ранее сложившихся представлений о строении земной коры, ее движениях и эволюции. Некоторые из них оказалось трудно объяснить с позиций ортодоксального фиксизма. Это привело к возрождению идей мобилизма и, в частности, к созданию гипотезы "новой глобальной тектоники" или "тектоники литосферных плит". Важнейшим ее элементом является, как известно, представление о том, что горизонтальное расширение (спрединг) в одних областях Земли (в рифтовых зонах) в глобальном масштабе компенсируется сжатием, сужением, сокращением коры (субдукцией, обдукцией и пр.) в других (в геосинклинальных областях). Подобная компенсация возможна лишь при неизменности объема и радиуса Земли, постулируемой ведущими теоретиками "тектоники плит" [Ле Пишон и др., 1977]. Однако это положение не является доказанным, а с общих методологических позиций оно не более вероятно, чем альтернативное предположение о возможности изменений радиуса и объема в ходе истории Земли, поскольку она была и остается развивающимся телом с активной внутренней "жизнью". Концепция глобальной тектоники рисует подкупающую своей стройностью общую картину относительных горизонтальных перемещений континентальных блоков в составе литосферных плит и образования океанических впадин со времени распада суперконтинента Гондваны, т.е. с середины мезозоя, и претендует на реконструкцию более древних деформаций в тектоносфере Земли, вплоть до палеозоя и даже докембрия.

Но в современном виде эта интереснейшая концепция, возникшая в основном на базе новых фактов о строении дна океанов и созданная в первую очередь для объяснения происхождения океанов, не согласуется с многими геологическими данными, в особенности относящимися к строению и развитию континентов. Отметим лишь некоторые из них.

Предполагаемое в "новой глобальной тектонике" скольжение относительно очень тонких (порядка 100 км) обширных литосферных плит, включающих континенты, по астеносферному слою очень трудно, если не невозможно совместить с хорошо известной длительностью унаследованного развития крупнейших структур платформ (кратонов). Для синеклиз и антеклиз она достигает нескольких сотен миллионов лет, а для щитов может превышать 1,5 — 2 млрд. лет. Это свидетельствует о неразрывной и устойчиво сохраняющейся связи коры древних платформ и их частных структур с их мантийным субстратом, по крайней мере до глубин в несколько сотен километров. Такой вывод хорошо согласуется с новейшими геофизическими данными о прерывистом распространении астеносферы под "активными" зонами Земли. Согласно этим данным, под кратонами, до глубин 400—600 км, "слой пониженных скоростей" отсутствует или почти отсутствует, температура в верхней мантии под кратонами на несколько сотен градусов ниже, чем на тех же глубинах под океанами, а вязкость соответственно на несколько порядков выше, чем под ними [Jordan, 1976]. Следовательно, кратоны, в особенности щиты древних платформ с их верхней мантией до глубин в 400—600 км образуют единое монолитное целое и представление о тонких скользящих литосферных плитах к ним неприменимо. Если кратоны и способны испытывать горизонтальное перемещение, то не по астеносферному слою, лежащему на глубинах 100—200 км, а лишь по гораздо более глубоким зонам мантии (или даже по ядру).

Многие исследователи полагают, что концепция "глобальной тектоники" применима не только для позднего мезозоя—кайнозоя, но и для более древних этапов развития Земли вплоть до палеозоя или даже докембрия. В этом приходится, однако, сильно сомневаться. Изучение позднеархейских и протерозойских геосинклинальных зон на разных континентах, в том числе в пределах крупнейшего Африканского кратона, показывает, что они в основном закладывались на более древнем сиалическом субстрате, и их структура и история не требует допущений о крупномасштабном спрединге и коллизии литосферных плит. Согласно палеомагнитным данным, крупнейший сиалический массив Земли — суперконтинент Гондваны — устойчиво сохранял неизменное взаиморасположение своих элементов в течение огромного интервала времени — с позднего докембрия до середины мезозоя. Можно полагать, что грандиозные процессы новообразования океанических впадин и разобщения континентальных глыб, кинематику относительных горизонтальных перемещений которых описывает "тектоника плит", выражают специфические особенности мезо-кайнозойского этапа истории Земли, представляющего качественно новую ступень в процессе ее необратимого геологического развития. В пользу этого свидетельствуют и данные "материковой геологии" о резкой активизации процессов

континентального рифтогенеза и различных проявлений континентального внегеосинклинального вулканизма (трапповые бассейны, краевые вулканические пояса и пр.) в течение мезозоя и кайнозоя, указывающие на исключительное своеобразие этого этапа истории Земли [Милановский, 1976, 1978].

В концепции тектоники плит в ее современном виде пока не находится естественного объяснения неравномерности хода тектонического развития во времени, в частности наличие отдельных фаз и целых эпох активизации тектонических движений — орогенических фаз или фаз складчатости Г. Штилле, во многих случаях, несомненно, имеющих планетарное значение, а также эвстатических колебаний уровня океана, вызывающих мировые трансгрессии и регрессии. Конечно, неравномерность в интенсивности проявления тектонических движений во времени, причины которой пока не ясны, сама по себе не противоречит механизму деформаций, предполагаемому тектоникой плит, и лишь вносит усложнения в ход процессов, описываемых этой моделью. Однако если такая неравномерность действительно имеет место, то в силу принимаемой в концепции глобальной тектоники взаимной компенсации явлений спрединга и коллизии литосферных плит она должна проявляться и в развитии рифтового процесса; при этом фазы усиления орогенических движений (фазы складкообразования) должны вместе с тем характеризоваться и активизацией растяжения в рифтовых зонах, т.е. быть одновременно и фазами рифтогенеза. Именно так трактуется этот вопрос с позиций тектоники плит [Schwan, 1977].

Сравнительное изучение хода рифтообразования в разных рифтовых зонах Земли во времени [Pilger, Rösler, 1974; Казьмин 1975; и др.] свидетельствует, что этот процесс действительно протекает неравномерно, причем фазы и эпохи его усиления оказываются общими для многих рифтовых зон, а в ряде случаев, по-видимому, для всей мировой рифтовой системы. Однако эти фазы и эпохи, как показали наши исследования, не совпадают во времени с фазами и эпохами складчатости, а, напротив, чередуются с ними (Милановский, 1978). Вместе с тем фазам и эпохам усиления рифтогенеза отвечают во времени моменты активизации внегеосинклинального вулканизма на континентах, а также периоды крупных трансгрессий, пенеplenизации рельефа, формирования кор выветривания и пр. В геосинклинальных областях с подобными эпохами также связаны усиление вулканической деятельности, раздробление и более или менее значительное растяжение сиалической коры, в ряде случаев достигающее до полного ее разрыва и образования офиолитовых рвов с корой океанического типа¹. (Во время последующих фаз сжатия, но еще задолго до завершения "цикла" развития данного геосинклинального пояса офиолитовые зоны раньше других его зон подвергались сильнейшему сужению и раздавливанию с образованием серпентинитового меланжа и тектонических покровов.) В молодых эпигеосинклинальных складчатых областях (например, в Средиземноморском орогени-

¹ Подобные ранние фазы и эпохи растяжения в геосинклиналях некоторые исследователи называют "рифтовыми" или "рифтогенными". Правильнее называть их "рифтоподобными", так как речь идет лишь о некотором сходстве с рифтогенезом, которое утрачивается на последующих стадиях.

ческом поясе в плиоцен-квартере) в такие эпохи происходят глыбовые подвижки по нормальным сбросам и наземные извержения (в том числе базальтовые), а в ряде случаев возникают системы линейных грабенов и горстов, превращающие их в эпиорогенные рифтовые системы типа современной Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах или триасовой рифтовой системы в Западной Сибири.

Напротив, эпохам и фазам складкообразования в геосинклиналях (например, в Средиземноморском поясе), как правило, отвечали ослабление или временное прекращение деформаций растяжения в рифтовых зонах, а в ряде мезозойских и более древних рифтовых зон и авлакогенов — даже складчато-надвиговые деформации, свидетельствующие о некотором горизонтальном сжатии подобных зон. В ряде случаев деформации сжатия в такие моменты распространялись и на отдельные зоны платформ. Вулканическая активность в это время прекращается или значительно снижается, происходят крупные регрессии, возрастает контрастность и эрозионное расчленение рельефа, усиливается вынос и аккумуляция обломочного материала.

Из сказанного вытекает, что в фанерозое (а по-видимому, и в более ранней истории Земли) чередовались не эпохи и фазы высокой и низкой тектонической активизации (орогенические и анорогенные фазы), как обычно считается, а эпохи, во время которых попеременно усиливались деформации сжатия или растяжения (последние, как правило, сопровождалась активизацией вулканизма). Чередование в истории Земли эпох и фаз, во время которых попеременно проявлялись то деформации растяжения (сбросы, раздвиги и т.п.), то деформации сжатия (складки, надвиги, покровы), происходили трансгрессии и регрессии, активизировались процессы планации и расчленения рельефа, усиливалась и затухала вулканическая деятельность, трудно, а может быть, и невозможно объяснить без допущения гипотетических явлений общего расширения и сжатия Земли (или, по крайней мере, верхних ее оболочек), многократно чередовавшихся в ходе ее развития. Можно предполагать, что в истории Земли имели место колебания ее объема разной продолжительности и порядка, накладывавшиеся одно на другое — от сравнительно коротких осцилляций до пульсаций длительностью во многие десятки и, может быть, даже сотни миллионов лет. Наиболее отчетливо выявляются крупные пульсации со средней продолжительностью (в течение фанерозоя) около 40–50 млн. лет, отразившиеся в периодичности проявлений складчатости [Пронин, 1969, 1973; Кунин, Сардонников, 1976; и др.], чередование крупнейших трансгрессий и регрессий (рис. 1, вкл.). Склоняясь к идее пульсаций Земли как причины многих тектонических, геоморфологических, литогенетических, магматических, металлогенетических и метаморфических процессов и, в частности, как фактора, контролирующего развитие рифтогенеза, автор не претендует на оригинальность. Напомним, что эта идея была высказана 40 лет назад В. Бухером [Buchet, 1933], поддержана В.А. Обручевым [1940] и М.А. Усовым, а в последнее время развивалась Г.Н. Каттерфельдом, П.Н. Кропоткиным, В.Е. Хаиним, В.П. Казариновым и др.

В течение мезо-кайнозой деформации сжатия в основном проявлялись

в геосинклинальных поясах — главных зонах глубокого погружения, мощной аккумуляции, засасывания и скупивания материала коры, а растяжение — преимущественно в рифтовых областях, где происходил подъем глубинного материала, который заполнял образующиеся при расширении "щели" в коре и тем самым препятствовал в дальнейшем их существенному сжатию. Как известно, роль геосинклинального процесса и распространенность геосинклинальных поясов на площади Земли на протяжении позднего протерозоя и фанерозоя последовательно снижалась, а роль рифтогенеза и распространенность рифтовых зон и поясов со временем, напротив, возрастала [Милановский, 1976]. Можно полагать, что геосинклинальные области, некогда сравнительно густой сетью покрывавшие Землю, являлись в позднем протерозое главным типом подвижных зон земной коры, в котором попеременно происходили как деформации сжатия, так и деформации растяжения. Но по мере последовательного отмирания геосинклинальных областей и целых поясов и соответствующего расширения площади обрамляющих их "стабильных" платформенных областей в пределах последних во время фаз общего расширения Земли начали возникать самостоятельные рифтообразные зоны растяжения (авлакогены и пр.); как правило, они использовали при своем заложении ослабленные зоны, наследуя простираения древних складчатых и разрывных структур платформенного фундамента. Таким образом, функции зон преобладающего горизонтального расширения и сжатия, первоначально почти монополюсно принадлежавшие древним геосинклиналям, в ходе геологической истории все более "поляризовались" соответственно в рифтовых и геосинклинальных областях.

В течение мезо-кайнозоя произошла резкая активизация процессов рифтогенеза по сравнению с палеозоем. В это время возникает или возрождается после продолжительной паузы множество внутриконтинентальных (как эпиплатформенных, так и эпиорогенных) и ряд межконтинентальных рифтовых зон, а вдоль атлантических и индоокеанских побережий Америки, Африки и Австралии в мезозое формируются многочисленные периконтинентальные рифтовые зоны. Одновременно возникают и последовательно разрастаются впадины Индийского, Атлантического и Арктического океанов с их грандиозными внутриокеаническими рифтовыми поясами; это приводит к распаду суперконтинентов Гондваны и Лавразии на ряд разобщенных континентальных и островных глыб, испытывающих некоторые относительные горизонтальные перемещения. В пределах внутриокеанических рифтовых поясов амплитуда горизонтального расширения на протяжении мела — кайнозоя измеряется сотнями километров, а местами, в частности в южной части Атлантического и юго-восточной Индийского океана, возможно, достигает 2—3 тыс. км. В обоих океанах она убывает к северу, становясь минимальной в самой северной части Атлантического и Арктическом океанах, Лабрадорско-Баффиновой и Аденско-Красноморской рифтовых зонах. Однако амплитуда горизонтального мезо-кайнозойского расширения в Атлантическом, Индийском и в особенности Арктическом океанах была в целом значительно меньше их ширины, так как обширные периферические зоны этих океанов, по-видимому, в основном сформировались в результате

раздробления и опускания континентальных окраин, сопровождавшегося переработкой их коры, сравнительно ограниченного по масштабу и "рассеянного" на площади расширения их дна (рис. 2, вкл.).

Мезозой и кайнозой были ознаменованы также исключительно резким усилением процессов внегеосинклинального вулканизма почти на всех континентах. В это время происходили неоднократные мощные и как бы "блуждающие" по лику Земли трапповые извержения, почти совершенно отсутствовавшие в палеозое, по периферии Тихого океана формировались грандиозные вулкано-плутонические пояса, возникали обширные зоны щелочно-базитового вулканизма в областях эпиплатформенного рифтогенеза. Параллельно с этим на огромных пространствах океанов (в том числе древнейшего из них — Тихого) с середины мезозоя происходили гигантские базальтовые излияния, по суммарному масштабу не менее чем в 15—20 раз превосходящие синхронный вулканизм на континентах. Все эти вулканические процессы не только свидетельствуют о коренном перераспределении зон интенсивного выделения тепловой энергии на площади Земли в мезо-кайнозой по сравнению с палеозоем, когда почти весь известный нам вулканизм был приурочен к геосинклинальным поясам, но и, по-видимому, указывают на общее повышение теплового режима верхней мантии и коры нашей планеты (их "возбужденное" состояние) на протяжении мезозоя и палеогена.

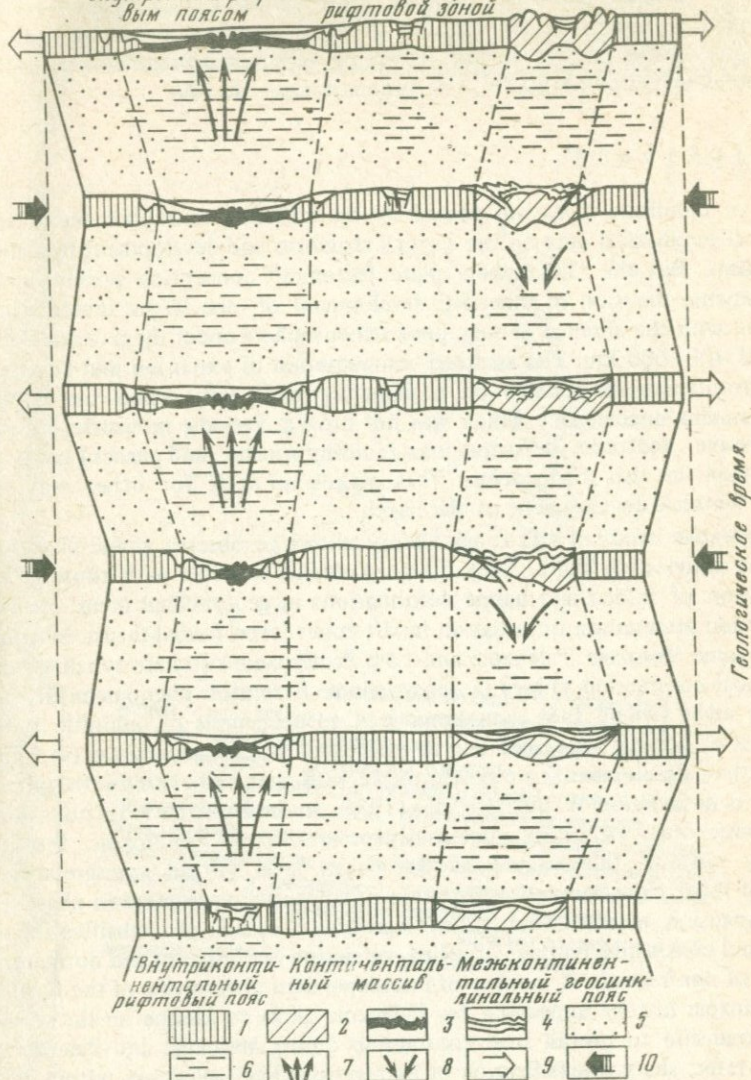
Чрезвычайно мощные проявления континентального и океанического рифтогенеза, возникновение и разрастание обширных океанических впадин, в которых формируются широкие зоны с новообразованной корой океанического типа, последовательное удаление друг от друга (судя по палеомагнитным данным) осколков Гондваны и (в меньшей степени) Лавразии, грандиозные вулканические извержения свидетельствуют о том, что процессы раздробления, горизонтального растяжения и расширения литосферы охватили в мезо-кайнозой огромные площади земного шара. Вместе с тем тесная и длительная связь платформенных ядер континентов с их мантийным субстратом до глубин во многие сотни километров исключает возможность их скольжения в виде тонких литосферных плит друг относительно друга, предполагаемого гипотезой глобальной тектоники (такая возможность могла возникать лишь эпизодически для кратонов, которые охватывались мощным трапповым вулканизмом, свидетельствующим о повышенном локальном разогреве и падении вязкости в верхах мантии в подобные эпохи). Единственной альтернативой этой концепции, позволяющей совместить значительное горизонтальное расширение обширных зон Земли с "неподвижностью" континентальных массивов относительно их мантийного субстрата, является предположение о некотором общем увеличении ее радиуса на протяжении мезозоя и кайнозоя [Милановский, 1978]. Предполагается, что расширение проявлялось на всей поверхности Земли равномерно, а реализовалось главным образом во внутренних зонах океанов с их рифтовыми поясами, в меньшей мере — в межконтинентальных и в еще меньшей — во внутриконтинентальных рифтовых зонах, почти не затрагивая внутренней части континентов. Тот факт, что большинство мезо-кайнозойских рифтовых зон континентов приурочено к их периферическим участкам, прони-

кая в них со стороны океанических впадин и затухая в их внутренних частях, естественно свя-ть с некоторым увеличением радиуса кривизны сферических поверхностей континентальных блоков ("плит") при увеличении радиуса Земли. С. Кэри [Carey, 1976] отметил глобальную асимметрию в проявлении ее расширения: масштаб расширения максимален в южных частях океанов, омывающих Антарктиду, где рифтовые пояса достигают наибольшей ширины, и постепенно убывает к северу, поскольку в этом направлении все рифтовые пояса в общем сужаются и вырождаются (см. рис. 2). Создается впечатление, что в ходе расширения Земли центр ее как бы несколько смещается к югу, в результате чего наибольшей дезинтеграции подвергся именно суперконтинент Гондвана, располагавшийся в ее южной околополярной области.

Идея расширения Земли, как известно, не нова. Она была выдвинута более 40 лет назад геофизиком О. Хильгенбергом, астрономом Д. Холмом и геологами М.М. Тетяевым и В.М. Букановским, а затем на основании различных независимых соображений обсуждалась и развивалась рядом физиков, геофизиков и геологов (Т. Дирак, П. Иордан, Л. Эдвед, Д.Л. Иваненко и М.У. Сагитов, В. Хейзен, Р. Фейрбридж, Р. Дитц, С. Кэри, В.Б. Нейман, П.Н. Кропоткин, М.В. Муратов, В.Н. Ларин, Ю.В. Чудинов, М. и Ж. Термье, Ж. Оуэн, Дж. Штейнер, Б. Чирю и др.). В последние годы она находит растущую поддержку все более широкого круга исследователей. Однако принятие идеи общего расширения земли в течение мезокайнозоя как главной причины активизации процессов рифтогенеза и океаногенеза — само по себе не избавляет от многих трудностей при попытках объяснить деформации сжатия в геосинклинальных областях, их пространственные и временные соотношения с деформациями растяжения и неравномерность проявления тектонических движений во времени. Лишь в рамках более широкой концепции, в которой представление о пульсациях Земли органически дополняется гипотезой о ее общем расширении в течение мезо-кайнозоя (может быть, являющемся одной из фаз крупнейшей пульсации), возможно удовлетворительно объяснить многие важнейшие тектонические и магматические явления фанерозойской, в том числе мезо-кайнозойской истории Земли и, в частности, историю рифтогенеза (рис. 3).

Неравномерность проявления расширения на поверхности Земли, а также сочетание расширения одних зон с сокращением (сжатием), хотя и меньшим по своей величине, других заставляют предполагать существование некоторых относительных горизонтальных перемещений больших блоков литосферы в течение мезо-кайнозоя. Однако последние не могли скользить в виде тонких литосферных плит по поверхности астеносферы, а должны были перемещаться как единое целое в виде очень мощных глыб, толщиной во многие сотни километров (или больше?), по крайней мере вместе с верхней частью их мантии. Масштаб общего расширения Земли в течение мезо-кайнозоя не поддается пока достоверной оценке, так как до сих пор недостаточно ясно, какая часть площади океанов — главных областей расширения Земли — возникла непосредственно в результате растяжения, а какая — в основном в результате погружения и переработки земной коры при подчиненной роли

Вторичный океан с континентальным эпигеосинклинальным
внутренним рифто-массивом с внутренней орогенической
поясом рифтовой зоной



Р и с . 3. Принципиальная схема эволюции структуры земной коры в течение мезозоя и кайнозоя в процессе общего расширения Земли, осложненного пульсациями. Последовательность тектонических фаз – снизу вверх

1 – кора континентального типа консолидированных областей (платформ), внутриконтинентальных и периконтинентальных рифтовых зон; 2 – кора континентального и промежуточного типов геосинклинальных и орогенических поясов; 3 – кора океанического типа; 4 – осадочная толща (в том числе деформированная); 5 – "нормальная" верхняя мантия; 6 – астеносфера; 7, 8 – направление движения мантийного материала: 7 – восходящее, 8 – нисходящее; 9 – горизонтальное растяжение коры и верхней мантии в эпохи (фазы) расширения Земли; 10 – горизонтальное сокращение в эпохи сжатия Земли

растяжения; неясна и общая площадь, на которую сократилась поверхность геосинклинальных поясов в результате неоднократно возобновлявшихся процессов их сжатия на протяжении мезо-кайнозоя; по всей вероятности, радиус Земли в течение мезозоя и кайнозоя в целом увеличился не более чем на 5%, а ее поверхность — на 10%.

АБСТРАКТ

Revival of mobilistic ideas was caused by the difficulty to explain the newest geological-geophysical data on the Earth's structure and development by orthodox fixism. But the "lithosphere plate tectonics" conception poorly agrees with immense duration of inherited development of the largest craton structures and with the absence or very poor asthenosphere under them down to the depth of 400–600 km. The assumed compensation of extension and compression deformations is possible on a planetary scale only when the Earth's radius remains unchangable which was not proved. Periodic intensifications of compressive tectonic deformations (folding epochs and phases) have no explanation in this conception. This makes us seek for other ways to explain tectonic development of the Earth.

Comparative study of rift zones history allows to observe global phases of extension activation there. They do not coincide however with those of intensification of folded and nappe deformations in geosynclinal areas. Periods of extension attenuation or cessation in rift zones (even folded-thrust deformations in some Mesozoic, Paleozoic and Late Proterozoic rifts) are synchronized with global contraction phases in geosynclines. Extension phenomena in geosynclinal areas (where they sometimes lead to neogenesis of ophiolite zones with crust of oceanic type) and also in epigeosynclinal orogenic areas (at a late stage of their development) are synchronized with phases of rifting activation. The said is in favour of W. Bucher's idea (1938) on the Earth periodic pulsations of different order occurring numerously at least since Proterozoic. Positive planetary eustatic fluctuations of the ocean level (world transgressions), epochs of relief planation and activation of volcanism correspond to phases of global expansion, negative fluctuations (regressions), epochs of intensification of erosion and contrasting features of relief, volcanism attenuation and dormancy to those of contraction. A number of interdependent phenomena of the Earth's Meso-Cenozoic history unpeculiar for Paleozoic allow to assume on the whole global expansion to prevail over contraction during Mesozoic and Paleogene. To them refer: sharp intensification of extrageosynclinal volcanism within continents (traps, marginal volcanic belts, alkaline-basic volcanism of activated zones of platforms) and, evidently, oceans, too, considerable activation of rifting processes on continents and oceans (?), reduction of the role of geosynclinal process and neogenesis of basins of "secondary" oceans at these epochs. The process of general expansion of the Earth, evidently stopped in Oligocene-Miocene (epoch of main compression deformations in alpine geosynclinal areas, rifting attenuation in continental rift zones, disappearance of marginal volcanic belts, extinction of trappean volcanism). However in Pliocene-Quaternary expansion processes are prevailing again (activation of continental and oceanic rift zones, prevalence of extension in most alpine orogenic areas).

To the greatest expansion ("spreading") in Meso-Cenozoic were subjected rift belts of oceans. Peripheral zones of oceans were subjected to submersion and crust reworking, evidently, with subordinate role of extension. The spreading amplitude is maximum in southern parts of oceans, that appeared in the process of Gondwana decay and gradually decrease northwards. Irregularity of general expansion manifestation over the Earth's territory and combination with compression of some zones indicate some relative horizontal displacements in Meso-Cenozoic of large lithosphere mantle blocks at least many hundred km thick. Total increase of the Earth's surface in Meso-Cenozoic does not exceed, evidently 10%, that of the radius — 5%.

ЛИТЕРАТУРА

Казьмин В.Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур. — Геол. и геофиз., 1975, № 9.

Куний Н.Я., Сардонников Н.М. Глобальная цикличность тектонических движений. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 3.

Ле Пшон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.

Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6.

Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1.

Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Кайнозой. Л.: Наука, 1969, 1973.

Bucher W.H. The deformation of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1933.

Carey S.W. The expanding Earth. Amsterdam: Elsevier, 1976.

Jordan T.H. Lithospheric and asthenospheric structure. Geodynamic Project U.S. Progr. Rept., 1976.

Pilger A., Rösler P. Temporal relationships in the tectonic evolution of the Afar depression (Ethiopia) and the adjacent Afro-Arabian rift system. — In: Afar between continental and oceanic rifting/Ed. A. Pilger, P. Rösler. Stuttgart, 1976.

Schwan W. Höhepunkte der Geodynamik bei alpinotyper Orogenese und bei Oceanfloor-Spreading bzw. Plattenbewegungen. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1977, Bd. 128, N 1.

УДК 551.24

В.В. БЕЛОУСОВ

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ЕГО ГЛУБИННЫЕ ТЕПЛОВЫЕ ИСТОЧНИКИ

(На примере Альпийского развития
средиземноморской подвижной зоны)

В Средиземноморской подвижной зоне в альпийском цикле существовали различные эндогенные режимы геосинклинального класса: эвгеосинклинальный (в Пеннинской зоне Альп, во внутренней области Динарид), миогеосинклинальный (на Большом Кавказе, во внешних областях Альп и Динарид), парагеосинклинальный (в Пиренеях, в области Воконт, на погружениях Большого Кавказа, в Пальмирадах).

Рассматривая историю развития геосинклинали на примерах Западных Альп и Динарид, мы увидим, что и там и здесь в качестве первой стадии выделяется время медленного и, главное, слабо дифференцированного опускания, во время которого повсеместно сохранялись либо континентальные, либо мелководные морские условия. Эта стадия приходится преимущественно на триас. По своему режиму она носит характер платформенный или парагеосинклиальный и может быть названа предгеосинклиальной стадией. Ее можно рассматривать как непосредственное продолжение того платформенного режима, который установился во всей рассматриваемой области в конце герцинского цикла — в пермском периоде.

Далее следует стадия, которой начинается уже собственно геосинклинальное развитие. Это — доинверсионная стадия. В Западных Альпах и Динаридах она охватывает юру и ранний мел. В течение этой стадии на фоне общего преобладания опускания начинается и развивается дифференциация вертикальных движений с разделением геосинклинали на внутренние зоны опусканий и поднятий, контрастность между которыми все более возрастает. На границах между внутренними прогибами и поднятиями образуются глубинные разломы. В прогибах появляются глубоководные фации кремнистых пород, указывающие на некомпенсированный характер прогибания.

Важнейшим событием этой стадии является так называемый начальный геосинклиальный магматизм. Он представлен главным образом магмами спилито-диабазовой формации и продуктами их дифференциации. Но в это же время в эвгеосинклиналах появляются и офиолитовые комплексы пород, среди которых основное место занимают серпентинизированные перидотиты. Офиолиты всегда связаны с местом и временем наибольших контрастов вертикальных движений. В Западных Альпах они развиты в Пеннинской зоне, где контрасты между прогибом и окаймляющими поднятиями наибольшие, и проявляются они в поздней юре и раннем мелу, когда эти контрасты, постепенно усиливаясь, достигают своего максимума. В Динаридах офиолиты приурочены к внутренним зонам. Их возраст преимущественно позднеюрский.

Попытаемся выяснить, каковы были в эту первую половину тектонического цикла тепловые условия в тектоносфере. Оставим пока без рассмотрения предгеосинклиальную стадию и будем говорить сразу о доинверсионной стадии.

Важнейшим индикатором теплового состояния тектоносферы для доинверсионной стадии является начальный магматизм. Магмы, его составляющие, имеют мантийное происхождение: только из верхней мантии могли выделиться те магмы базальтового состава, которые образуют основу этой фазы магматической деятельности. Условимся верхнюю мантию считать горячей, если из нее выплавляются магмы. Экспериментальные данные указывают, что при этом температура в мантии на глубине около 100 км должна достигать приблизительно 1500 °С.

Контрастные вертикальные движения, характерные для доинверсионной стадии, указывают на подвижность подкорового материала, возможно, выраженную в форме астеносферного диапиризма. Подвижность материа-

ла верхней мантии мы также можем рассматривать как индикатор "горячего" состояния мантии. А отмеченное выше обстоятельство, что офиолиты во времени и пространстве связаны с максимальными контрастами вертикальных движений, позволяет предполагать в офиолитах указатель наиболее сильного нагрева мантии.

Этот последний вывод заставляет нас видеть в офиолитах неотъемлемую часть начального магматизма и присоединиться в этом смысле к исходному мнению Г. Штилле [Stille, 1937, 1940a, b].

Это мнение обосновывается повсеместной связью офиолитов со спилито-диабазовой формацией, которая, в свою очередь, теснейшим образом связана по возрасту и условиям размещения с осадочным выполнением геосинклинали. Поэтому офиолитовый комплекс следует рассматривать как продукт магматического процесса, происходящего совместно с образованием пород спилито-диабазовой формации. Этот процесс развивается в условиях такого теплового возбуждения верхней мантии, когда мобилизуются не только основные, но и ультраосновные магмы. Обычная ссылка на холодные контакты ультраосновных пород офиолитовых комплексов с вмещающими породами как на доказательство их тектонического внедрения в верхние слои коры не имеет решающего значения [Феногенов, Чернов, 1976; Малпас, Стевенс, 1977].

Можно проследить, как с переходом от эвгеосинклиналей к более спокойным режимам последовательно снимаются указанные признаки разогрева верхней мантии. Первыми исчезают офиолиты, тогда как спилито-диабазовая формация остается. Этот случай наблюдается, например, на Большом Кавказе, где в альпийском цикле есть спилито-диабазовая формация, но офиолиты практически отсутствуют. Затем пропадает и весь начальный магматизм. Параллельно с этими изменениями происходит ослабление размаха и контрастов вертикальных движений коры. Все это мы можем рассматривать как результат ослабления нагрева мантии в пространстве.

Вернувшись теперь к предгеосинклинальной стадии, характеризующейся, как мы видели, эндогенным режимом не более активным, чем парагеосинклинальный, мы, основываясь на отсутствии выделений мантийных магм и на малой контрастности вертикальных движений, заключаем, что мантия на этой стадии является холодной. Тогда переход от предгеосинклинальной стадии к доинверсионной, сопровождающийся появлением мантийных магм и усилением контрастов вертикальных движений, отражает результат разогревания верхней мантии во времени.

Что касается температуры в коре, то в течение обеих рассмотренных стадий нет признаков, указывающих на ее повышенный уровень. Кора в течение обеих стадий оставалась холодной. Отметим, что движения коры в это время имели глыбовый характер: внутренние поднятия и прогибы разделялись глубинными разломами. Пластичные деформации отсутствовали или играли весьма незначительную роль. Эти особенности поведения коры также соответствуют ее холодному состоянию.

За доинверсионной стадией следует стадия инверсионная. В развитии вертикальных движений коры наступает период равновесия между поднятиями и опусканиями, что отражается в строении типичной

для этой стадии осадочной формации — флишевой. Одновременно прекращается выделение мантийных магм. Вместе с тем важные события развиваются в коре: высокотемпературный метаморфизм, гранитизация, складчатость общего смятия и глубинная, тектонические покровы как пеннинского, так и гельветского типов. Происходит частная инверсия, образуются центральные поднятия.

Проявление высокотемпературного метаморфизма в коре можно рассматривать как указание на горячее состояние коры. А то обстоятельство, что в течение инверсионной стадии не выделяются мантийные магмы, мы вправе считать индикатором холодного состояния верхней мантии.

Тут следует подчеркнуть условность понятий "горячий" и "холодный" в этом нашем понимании. Представления о "горячем" и "холодном" состоянии для коры и мантии соответствуют двум различным температурным уровням. Выше было указано, что выплавление магм из верхней мантии происходит при температуре (на глубине 100 км) около 1500 °С. Это — температура горячей мантии. Если температура на этой глубине снизится до 1300 °С, то выплавление прекратится и, по нашему определению, такая мантия станет холодной. А для того чтобы в коре осуществился высокотемпературный метаморфизм, достаточно температура не выше 700 °С. Следовательно, горячая кора всегда будет холоднее в температурном выражении, чем холодная мантия. Поэтому переход от состояния горячая мантия — холодная кора к состоянию холодная мантия — горячая кора не означает температурной инверсии. Он означает лишь изменение температурного градиента между мантией и корой: при первом состоянии градиент был крутым, при втором состоянии (когда температура в коре повысилась, а в мантии понизилась) градиент стал более пологим.

Вполне естественно предположить, что нагретое состояние коры влияет на ее деформационные свойства. И действительно, инверсионная стадия является временем больших пластических деформаций, выраженных преимущественно в складкообразовании.

Связь теплового состояния коры с деформациями особенно заметна там, где нагрев коры неравномерен. Неравномерный нагрев создает плотностные неоднородности, что ведет к нарушению механического равновесия. Складкообразование и формирование тектонических покровов представляют собой процессы, направленные на восстановление равновесия. Если кора нагревается снизу, происходит разуплотнение нижних ее слоев и в коре может возникнуть инверсия плотности. Последняя является причиной так называемого глубинного диапиризма, лежащего в основе механизма частной инверсии и играющего важнейшую роль в процессе складкообразования вообще. Глубинным диапиризмом порождены тектонические покровы пеннинского типа в одноименной зоне Западных Альп. В прогретом герцинском фундаменте Альп произошло разуплотнение, в результате чего возникли глубинные диапиры, в которые были вовлечены, кроме палеозойских метаморфических и гранитизированных пород, и мезозойские породы. Ядра этих диапиров, растекаясь в верхних слоях коры горизонтально, образовали серию тектонических покровов. Глубинный диапиризм проявился и в осевой зоне Большо-

го Кавказа, в его восточной половине. Здесь ядро диапира сложено сланцами нижней юры, смятыми в тесно сжатые изоклинальные складки [Сорский, 1962]. В.В. Эз [1976] сложные деформации в древних метаморфических толщах также объяснил глубинным диапиризмом.

Далее следует послеинверсионная стадия. В течение этой стадии происходит общая инверсия, т.е. поднятия в геосинклинали теперь преобладают над опусканиями. Это отражается на осадочных формациях: типичной формацией послеинверсионной стадии является нижнемолассовая.

Однако преобладание поднятий в это время очень невелико. В целом это — время снижения и выравнивания рельефа, период успокоения эндогенной активности, как бы некоторый антракт в развитии последней. Для Большого Кавказа такое успокоение отмечается Е.Е. Милановским [1968] для раннего и среднего миоцена. Для Альп Р. Трюмпи также устанавливает аналогичный антракт в проявлениях эндогенной активности [Trümpy, 1973].

Поскольку следующий за этой стадией период горообразования мы относим к особому орогенному режиму, отделяя его от режимов геосинклинальных [Белоусов, 1975], послеинверсионную стадию нужно считать заключительной для всего геосинклинального развития. Эндогенное спокойствие позволяет приписывать этой стадии холодное состояние как мантии, так и коры.

Далее наступает время орогенного режима. Последний проявляется в рассматриваемом поясе главным образом в плиоцене и четвертичном времени. Этот режим характеризуется сильным преобладанием поднятий над опусканиями при высококонтрастных сочетаниях противоположных вертикальных движений. Этот режим движений коры находит свое отражение в составе верхнемолассовой формации, характерной для орогенного режима. Снова появляются признаки горячего состояния мантии: мантийные магмы и контрастность вертикальных движений. Е.Е. Милановский [1968] для Большого Кавказа и С.А. Несмеянов [1971] для Тянь-Шаня показали, что вертикальные движения в ходе развития орогенного режима все более ускоряются. Это можно рассматривать как признак того, что верхняя мантия в течение плиоцен-четвертичного орогенного этапа разогревается все сильнее. Однако нет признаков того, чтобы это разогревание захватило и кору. Она остается в целом холодной, и движения ее имеют глыбовый характер.

Таким образом, при одинаково нагретом состоянии верхней мантии в течение доинверсионной стадии преобладают опускания, а при орогенном режиме — поднятия. Можно думать, что различная реакция коры на одинаковое состояние мантии связана с разным характером проницаемости коры [Белоусов, 1975]. В течение доинверсионной стадии кора обладает большой и, главное, рассеянной проницаемостью. Поэтому она пронизывается густой сетью внедрений мантийной магмы, и после застывания последней плотность коры в среднем возрастает, что и ведет к преобладанию опусканий над поднятиями. В течение инверсионной стадии, когда в коре происходит региональный метаморфизм, сопровождаемый перекристаллизацией, все существовавшие ранее каналы залечиваются, рассеянная

Тепловые состояния тектоносферы при различных режимах и стадиях эвгеосинклиального режима (в обычной последовательности)

Режим		Платформенный	Эвгеосинклиальный			
Стадии			Предгеосинклиальная	Доинверсионная	Инверсионная	Послеинверсионная
Проницаемость		Непроницаемость	Малая рассеянная	Большая рассеянная	Непроницаемость	Малая сосредоточенная
Тепловое состояние коры верхней мантии		холодное холодное	холодное холодное	холодное горячее	горячее холодное	холодное холодное

Таблица (окончание)

Режим		Орогенный эвгеосинклиальный	Платформенный	Орогенный эпиплатформенный
Стадии				
Проницаемость		Большая сосредоточенная	Непроницаемость	Большая сосредоточенная
Тепловое состояние коры верхней мантии		холодное горячее	холодное холодное	холодное горячее

Примечание. Стрелка указывает на проникновение тепла из мантии в кору.

проницаемость ликвидируется, в коре образуется кристаллический панцирь. А когда наступает орогенный режим, этот панцирь под влиянием движений в мантии взламывается, но возникающая при этом проницаемость носит уже иной, сосредоточенный характер: она связана теперь с зонами глубинных разломов, между которыми сохраняются непроницаемые глыбы. В этой обстановке мантийный материал проникает в кору только по редким разломам, а непроницаемые глыбы приподнимаются давлением мантийных диапиров, что и является причиной преобладания поднятий над опусканиями.

Следовательно, эндогенное развитие геосинклинали определяется пространственными и временными неоднородностями теплового поля тектоносферы.

Во времени проявляется последовательность тепловых состояний, которая образует некоторый тепловой цикл (таблица): холодные мантия и кора в предгеосинклиальную стадию; прогрессирующее разогревание мантии в течение доинверсионной стадии; проникновение тепла из мантии в кору в инверсионную стадию, тогда как верхняя мантия в это время несколько остывает; остывание также и коры в послеинверсионную ста-

дию; новое нагревание верхней мантии, в то время как кора остается холодной, при возникновении эпигеосинклинального орогенного режима.

Поскольку тепло распространяется снизу и в кору проникает всегда из мантии, можно коротко сказать, что вся указанная последовательность вызывается чередующимися разогреванием и остыванием мантии.

Тут следует отметить, что если вслед за горячим состоянием мантии, характерным для доинверсионной стадии, тепло проникает в кору и последняя в инверсионную стадию делается горячей, то подобного распространения тепла из мантии в кору после орогенного режима, как правило, не наблюдается: обычно после орогенного режима наступает платформенный режим с холодным состоянием и мантии и коры. Этот разный ход тепловой эволюции опять же можно объяснить разным характером проницаемости коры. Когда проницаемость была рассеянной (в доинверсионную стадию), весь объем коры легко прогревался пронизывающей его горячей магмой. Сосредоточенная проницаемость, свойственная орогенному режиму, не способствует широкому прогреванию коры: магма либо легко вырывается на поверхность, почти не оказывая теплового воздействия на окружающие породы, либо прогревает только ограниченный объем пород, непосредственно примыкающий к разлому.

Тепло, вызывающее действие всего рассмотренного механизма, приносится снизу, из более глубоких областей Земли, вместе с материалом, всплывающим либо в процессе общей дифференциации вещества планеты, либо в ходе тепловой конвекции. Эти процессы выноса глубинного тепла развиваются неравномерно во времени, периодически усиливаясь и замедляясь или вовсе останавливаясь. Они развиваются неравномерно и в пространстве, создавая условия для одновременного существования на поверхности Земли разных эндогенных режимов, отражающих разный по размеру приток тепла.

ABSTRACT

Development of a geosyncline is divided into stages: pregeosynclinal, pre-inversion, inversion, post-inversion. After that usually develops the orogeneus regime, which is regarded as independent.

The pre-geosynclinal stage is characterised by platform or parageosynclinal conditions: the vertical crustal movements are slow and slightly differentiated; the "cold" state of the crust and upper mantle is presumed.

The pre-inversion stage is the time when on the background of dominating subsidences the vertical crustal movements accelerate and become more contrasting; the initial magmatism develops including also the ophiolite formation. At that stage the "hot" state of the upper mantle, from which magmas are melted, and the "cold" state of the crust are assumed.

For the inversion stage an equilibrium between subsidences and uplifts is characteristic; there are features showing the "hot" state of the crust, in which regional metamorphism, granitisation, plastic deformations and deep diapirism take place. The state of the upper mantle is "cold", because magmas are no longer melted from it.

The post-inversion stage is distinguished by a certain dominance of uplifts

over subsidences, but on the whole an attenuation of endogenous activity is observed, to which the "cold" state of both the crust and of the upper mantle corresponds.

The orogeneus regime, characterised by a strong prevalence of uplifts over subsidences, begins when the upper mantle again becomes "hot" and again the magmas are melted from it, while the crust remains "cold".

It may be assumed that the entire cycle of endogeneous processes which makes the development of a geosyncline, is connected with the periodic heating of the upper mantle, from which in different conditions the heat is either spread into the crust, or lost in space. The entire endogeneous development of the crust can be explained by inhomogeneities of the thermal field of the Earth in time and space, by the irregular in time and space supply of heat to the upper mantle from deeper layers.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
- Малпас Д., Стевенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971.
- Сорский А.А.* Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Феноменов А.Н., Чернов В.Г.* О высокотемпературном контактовом метаморфизме пород, вмещающих альпинотипные гипербазиты Логарского массива (Афганистан). — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 3.
- Эз. В.В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976.
- Stille H.* Geotektonische Probleme im atlantischen Raume. Festschrift. Leopoldina, 1937.
- Stille H.* Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940a.
- Stille H.* Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin, 1940b.
- Trümpy R.* L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et Tectoniques. — Ed. geol. helv., 1973, v. 66/1.

УДК 551.24

А.В. СИДОРЕНКО, Н.А. БЕЛЯЕВСКИЙ, А.И. СУВОРОВ,
В.А. УНКСОВ, С.К. БАРЫКИН, В.И. ДРАГУНОВ,
Б.В. ЕРМАКОВ, А.Е. МИХАЙЛОВ, Ю.М. САРКИСОВ,
В.Н. СЁМОВ, С.Н. ТИХОМИРОВ, Ю.К. ЩУКИН

РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ СССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ СТРАН

На основе комплексного анализа материалов геологических, геофизических и космических исследований большим коллективом советских геологов впервые составлена в масштабе 1:2 500 000 карта разломов огромной территории СССР и прилегающих стран и морей. На карте

выделена густая сеть разнообразных дизъюнктивных структур, подразделенных главным образом по морфологии, времени образования, размерам и кинематическим особенностям. Изучение разломов по этим параметрам позволило выявить ряд закономерностей в их размещении, эволюции и роли в тектонических процессах.

На древних Сибирской и Восточно-Европейской платформах выделены разломы, дифференцированные в связи с развитием внутренней структуры консолидированного фундамента и покрывающего его чехла. В фундаменте Сибирской платформы наиболее отчетливо выявляются протяженные разломы северо-северо-западной и субмеридиональной ориентировки, определяющие основные черты его архейской структуры. Разломы, относящиеся к ранне- и среднепротерозойскому этапам развития платформы, сосредоточены на ее окраинах. Они имеют существенно меридиональную и субширотную ориентировку. На Восточно-Европейской платформе архейские разломы не доказаны. Здесь отчетливо проявлены разломы, определившие план ранне- и среднепротерозойских структур. Отмечается некоторая общность в пространственной дифференциации разломов, преимущественно вытянутых субмеридионально на юге и в северо-западном направлении — в центральных и северных районах платформы. Данные глубинных сейсмических зондирований показывают, что наиболее крупные разломы фундамента трассируются до подошвы земной коры, где они нередко сопровождаются крупноамплитудными (5—10 км) смещениями поверхности Мохоровичича. В большинстве случаев интерпретация геофизических данных указывает на преобладание крутых углов падения разломов в их глубоких частях.

К ранне- и среднепротерозойским разломам нередко приурочены магматические тела основного, ультраосновного и кислого составов. Некоторые из разломов в среднем и позднем протерозое представлены сдвигами и чешуйчатыми надвигами. На Сибирской и Восточно-Европейской платформах выделяются протерозойские разломы, связанные с палеоавлакогенами, возможно являющимися одними из наиболее ранних проявлений рифтогенеза. Для них также типичны поперечные сдвиги. Фанерозойские разломы в краевых частях Сибирской и Восточно-Европейской платформ развивались, вероятно, под влиянием обрамляющих их геосинклинальных областей. Генерация новых и активизация ранее заложенных разломов особенно ярко проявились на Сибирской платформе в позднепалеозойскую и раннетриасовую тектонические эпохи, с которыми связано проявление обширной сети трещин, служивших подводными каналами для трапповых излияний. На Восточно-Европейской платформе активизировались и частью вновь возникли разломы, обрамляющие области прогибания в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, Прикаспийской синеклизы и Причерноморской депрессии. Авлакогены же восточной части платформы были рассечены небольшими поперечными сдвигами. В итоге к концу палеозоя — началу мезозоя в пределах платформы была сформирована мозаичная сеть разломов. При преобладающей роли диагональных и ортогональных направлений плотности разломов неодинаковы в разных участках — в одних присутствуют разломы четырех основных направлений, в других — трех или

двух, в третьих (реже) — одного. Характерны полигональные сочленения и перекрещивания главных разломов, образующих между собою острые, тупые или прямые углы; нередки также дугообразные и криволинейные их сопряжения; по космическим же данным намечаются кольцевые зоны разломов. Развитие этой сложной системы происходило, таким образом, крайне неравномерно, с чередованием усилий сжатия и растяжения, а порой и их одновременным проявлением в разных участках платформ.

Байкальские и палеозойские структуры Урало-Монгольского пояса характеризуются системами разнородных и разновозрастных разломов. Внутри складчатых областей нередко разломы служат границами между структурно-формационными зонами или развиваются в их пределах.

Разломы палеозойских геосинклиналей образуют три типа рисунков, что особенно характерно для ранних стадий геосинклинального развития: 1) существенно линейные зоны с остроугольно-перекрестным расположением разломов (Уральский тип); 2) широкие дугообразные зоны с существенно ромбическим рисунком разломов (Монгольский тип); 3) овалообразные зоны с ромбическим и относительно беспорядочным расположением разломов (Джунгаро-Балхашский тип).

В морфолого-кинематическом плане среди разломов выделяются группы сдвигов, сбросов, надвигов, взбросов, шарьяжей, раздвигов. Имеются также разрывные структуры центрального типа разных масштабов, в частности в кальдерах. Вертикальные перемещения крыльев разломов измеряются сотнями метров и первыми километрами, составляя иногда десять километров; горизонтальные же перемещения достигают многих десятков километров, а по некоторым оценкам до 100—200 км. Глубина разломов также различна, от нескольких десятков километров (по данным ГСЗ) до первых километров; одни из разломов нарушают верхнюю мантию, другие же не выходят за пределы базальтового, гранитного или осадочного слоев.

Наиболее ранняя система разломов различных частей Урало-Монгольского пояса часто связана с офиолитовыми поясами, которые в большинстве своем рассматриваются нами как реликты первично-океанической коры эвгеосинклиналей. Другие разломы контролируют обычно более поздние зоны существенно андезитового и смешанного вулканизма, которые сопоставляются с островными дугами или океаническими поясами андского типа, а также сопряженные с ними вулканогенно-терригенные прогибы, сопоставляемые с окраинными морями (переходная стадия развития). В этих сложных системах условия сжатия и растяжения сменялись как во времени, так и в пространстве, что прослеживается при изучении морфологии разломов в ее историческом развитии.

В орогенную стадию, отвечающую континентальному режиму развития земной коры, сосуществование различных морфолого-кинематических групп разломов продолжается, однако расположение разломов за счет появления новых направлений становится более мозаичным.

Наконец, в платформенную стадию развития в пределах эпипалеозойских плит формировалась существенно глыбовая структура. Разломы образуют различно ориентированные системы, ограничивая угловатые,

полигональные в плане глыбы. Морфологически они обычно выражены сбросами, сбросо-сдвигами различной глубины, часто наследуя разломы складчатого фундамента. Многие из них достигают мантии.

Мезозойские складчатые области Тихоокеанского пояса (Верхояно-Колымская и большая часть Сихотэ-Алинской) характеризуются развитием как докембрийских и палеозойских разломов, ограничивающих срединные массивы и выступающих на суше и в шельфовых частях окраинных морей, так и разломов в пределах складчатых зон мезозойского заложения. В связи с миогеосинклинальным типом развития указанных складчатых структур здесь трудно выделить стадии развития геосинклиналей, рассмотренные выше. Они снова появляются в Корякско-Камчатской и Сахалинско-Японской мезозойско-кайнозойских складчатых системах, где офиолитовая серия сочетается с надвигами и шарьяжами, и частью имеют аллохтонное залегание. Сдвиги различных амплитуд установлены во всех упомянутых складчатых системах и областях.

В пределах Альпийского пояса выделяется два существенно различных типа разрывных структур. Один из них, приуроченный в основном к северной окраине и внутренней части пояса (Добруджа, Крым, Большой Кавказ, Копетдаг), характеризуется разрывами взбросо-надвигового и в меньшей степени сдвигового типа. Другой тип разрывных нарушений характерен для Карпат и южной окраины Альпийского пояса. В последнем случае вдоль границы Африкано-Аравийской платформы широко развиты надвиги и шарьяжи с горизонтальной амплитудой смещения до 60 км. Пологие разрывы сопровождаются меланжем и проявлением офиолитов и ультрамафитовых протрузий. Несомненно, что существовали разломы древнего заложения, относящиеся к доальпийскому этапу развития пояса. Разломы ориентированы преимущественно по простиранию складчатых структур. Однако в пределах Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и других горно-складчатых сооружений по геолого-геофизическим, сейсмологическим, а также космическим данным выделяются поперечные зоны, имеющие возможно разломную природу. Отчетливо намечаются связи этих зон с тектоническими структурами раннего протерозоя южной окраины Восточно-Европейской платформы.

Крымско-Кавказский сегмент Альпийского пояса отличается сменой по простиранию малоамплитудных надвигов и взбросов, характерных для Крымской яйлы, того же класса разрывами, но имеющими гораздо большие амплитуды вертикальных (до 5 км) и горизонтальных (до десятков километров) смещений, типичных для центральной части Большого Кавказа.

Как установлено на основании комплексного анализа геолого-геофизических материалов, структуры Добруджи, Крыма, Большого Кавказа и Апшеронского порога находятся в пределах единой зоны длительно развивавшихся (вероятно, с рифея) дизъюнктивных нарушений. Зона контролирует границы распространения геосинклинальных формаций и возникших на их месте складчатых и орогенных структур. Данные ГСЗ дают основание полагать, что главные разломы Большого Кавказа и Крыма имеют крутое падение и уходят на большие глубины до десятков километров. В других регионах возможна другая интерпретация.

Складчатые сооружения Кавказа продолжают в пределах северо-восточной и северной окраин Черноморской депрессии, где разломы контролируют обширные зоны распространения основных магматических пород с высокой магнитностью.

Фронтальная часть Карпат, подобно фронтальной части скандинавских каледонид, характеризуется увеличенными мощностями земной коры, что может свидетельствовать о достаточно глубоком заложении пологих надвигов.

Формирование внутренних и окраинных морей обусловлено развитием разломов двух типов. Первый из них представлен мезо-кайнозойскими сбросами, параллельными и перпендикулярными разломным ограничениям глубоководных котловин и определяющими ступенчатое погружение шельфов. Второй тип составляют активизированные более древние разломы фундамента, проникающие в чехол.

Особую группу образуют рифтогенные разломы глубоководных впадин окраинных и внутренних морей. Здесь рифтогенез сопровождался крупными раздвигами с амплитудой до 100—150 км. В результате раздвигов в глубоководных впадинах Охотского, Японского, Черного и Каспийского морей сформировалась кора субокеанического типа, скрытая под чехлом в основном молодых осадков.

Большую группу составляют разломы островных дуг. Они вытянуты по простиранию дуг, разграничивая синклинали и антиклинальные зоны. Многочисленные разломы с небольшими сдвиговыми (первые километры) смещениями ориентированы ортогонально к их простиранию и, возможно, обусловлены растяжением в глубоководных котловинах окраинных морей, которые вместе с островными дугами составляют современные геосинклинали. С развитием последних связано заложение в позднем кайнозое фокальной зоны Заварицкого — Беньофа. Она имеет тесную пространственную связь с морфоструктурой глубоководных желобов и современным вулканизмом. Зона Заварицкого — Беньофа поперечными разломами разделена на ряд крупных отрезков, каждый из которых сопоставляется с частями островных дуг, отличающимися специфическими чертами геологического строения. Наблюдается концентрация продольных разломов в области выходов зоны Заварицкого — Беньофа на поверхность океанического дна.

Поперечные к простиранию островных дуг разломы прослеживаются по дну Тихого океана, через островные дуги, окраинные моря и прилегающие части материка. Наиболее четко эти поперечные разломы выступают при рассмотрении магнитных полей абиссальной части Тихого океана и древних срединных массивов, скрытых под водами окраинных морей. В складчатых структурах Тихоокеанского пояса эти разломы представлены фрагментарно, так как, по-видимому, значительно переработаны. Не исключено их древнее заложение.

Важную роль играют разломы вдоль восточных окраин континентальных структур Евразии, в пределах Тихого океана. О существовании этих разломов свидетельствуют четкие торцовые сочленения линейных аномалий магнитного поля, свойственных океаническому дну, с иного типа и по-другому ориентированными аномалиями континентальных

окраин, включая островные дуги. Эти разломы разделяют различные типы земной коры и, возможно, имеют доверхнеюрский возраст.

Частью мировой системы океанических рифтов являются структуры хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Для них характерны трансформные разломы, отчетливо проявляющиеся в пределах срединного хребта, но исчезающие у континентального склона, тогда как продольные сбросы прослеживаются на некотором расстоянии и в пределах шельфа моря Лаптевых.

При изучении ориентации зон глубинных сейсмогенных дислокаций выявлена их связь с продольными, поперечными и диагональными направлениями структур в горно-складчатых сооружениях (Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир). Более четко стала определяться связь сейсмогенных дислокаций с разломами. Появились новые данные, свидетельствующие о разноэтажности зон глубинных сейсмогенных дислокаций, расположенных дискордантно друг к другу и по отношению к приповерхностному геологическому строению. Различия в глубинах сейсмоактивных этажей подчеркивают индивидуальные особенности строения и условий деформации активных объектов земной коры и верхней мантии в отдельных участках Альпийского складчатого пояса. Кроме того, можно говорить о принадлежности сейсмогенных зон к неоднородностям литосферы, таких, как подошва осадочного чехла, разделы между разновозрастными комплексами внутри гранитного слоя, кровля и подошва базальтового слоя, к волноводам в земной коре и верхней мантии.

Характер высвобождения упругой энергии землетрясений, форма фокальных зон и линейных сейсмогенных зон и их сочетание обусловлены существованием крупных корово-мантийных блоков с возможным смещением последних в горизонтальном и вертикальном направлениях по плоскостям разнонаправленных ослабленных зон.

Изложенные выше положения, разумеется, не исчерпывают всю проблему регматогенеза в земной коре, а лишь намечают новые пути ее решения. Широко известная приуроченность ряда полезных ископаемых к зонам и разломам того или иного типа, показанным на карте, позволит направленно вести поиски полезных ископаемых.

Вынесение на карту разломов сейсмологической информации будет способствовать уточнению сейсмического районирования на комплексной геолого-геофизической основе и долгосрочному прогнозированию сейсмической опасности в активных в тектоническом отношении районах.

Значение карты разломов заключается также в том, что она будет способствовать решению многих фундаментальных проблем геологической теории и практики.

А B S T R A C T

The "Map of crustal faults, the USSR and adjacent countries and seas", scale 1:2 500 000, is the first attempt at map a network of faults differentiated in age, morphology, size and kinematics.

The basements of the Siberian and East European platforms exhibit submeridional Archean, and north-western and meridional Early-to-Middle Protero-

zoic faults, respectively, which determined the adjustment of ancient folded-metamorphic complexes. The establishment of platform conditions was marked by Proterozoic faulting which produced boundaries of aulacogens and was responsible for transverse shears. In the Siberian platform, the Late Paleozoic-to-Early Triassic phase of tectonic activity included rejuvenation of ancient and production of new faults, which served as channels for trap eruptions.

The faults mapped within the Phanerozoic folded belts (Ural-Mongolian, Mediterranean and others) are distinguished in accordance with the folding phases. Those of the early phase are commonly associated with ophiolite belts, the relics of the original oceanic crust of eugeosynclines. The faults of the intermediate phase control zones of andesitic and mixed island-arc volcanism. In the orogenic phase, the previously formed faults continued to live, and new directions of faulting appeared. As to the orientation, the folded belts exhibit straight, arc-shaped and mosaic fault zones and systems. Overthrusts, nappes and shears are present.

The inland and marginal seas are characterized by activated faults in the folded basement and newly formed faults produced by rifting in deep-water basins underlain by the suboceanic crust, and accompanied by spreading. Island-arc faults occur within the outcrop of the Zavaritsky-Benioff zone and extend parallel to its trend. Besides, orthogonal deep-penetrating faults are mapped, which break the seismic focal zone into separate portions. Important faults are mapped along the eastern margins of Eurasia, which separate structural units with the different type of the earth's crust. These faults seem to be pre-Late Jurassic in age. The faults of the Gakkel ridge in the Arctic Ocean appear to be part of the World rift system. Both longitudinal and transverse (transform) faults occur there.

Zones of deep seismic dislocations are seen to be related to faults. Linear focal and seismogenic zones appear to be associated with deep crust-mantle blocks.

УДК 550.311 + 551.240

Л.П. ЗОНЕНШАЙН, Л.А. САВОСТИН

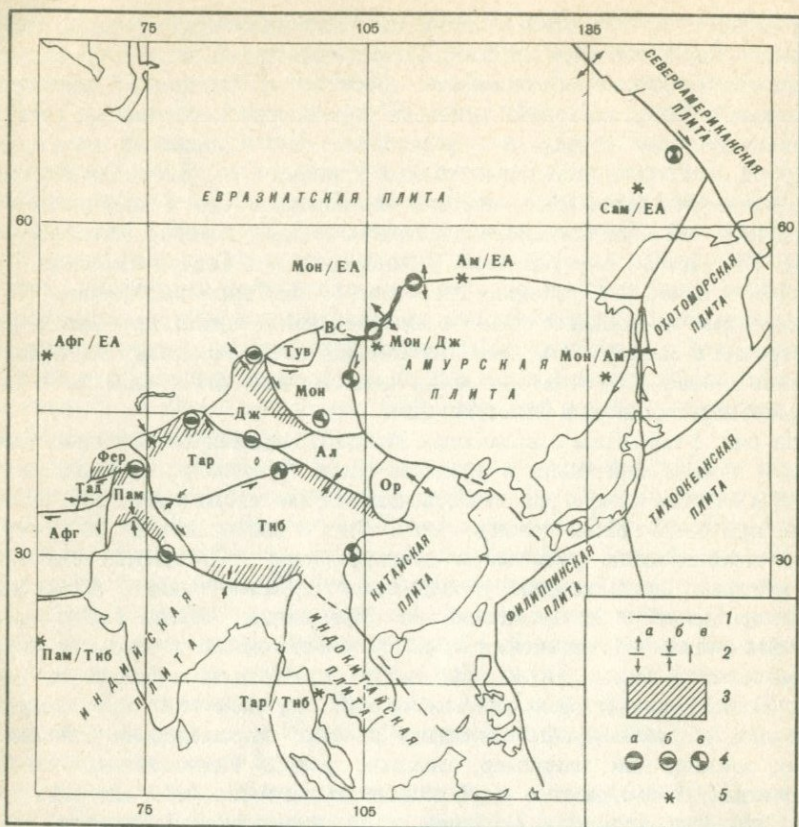
РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ВНУТРЕННЕЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Современная тектоническая активность Азии, выражающаяся в формировании молодого сильно расчлененного рельефа, в развитии местами покровно-складчатых структур и в проявлениях новейшего вулканизма, сконцентрирована в трех поясах: 1) в восточном отрезке Альпийско-Гималайского пояса; 2) в поясе возрожденных гор Внутренней Азии, пересекающем континент от Гималаев и Памира через Центральную Азию и Байкальскую горную страну до хребта Черского; 3) в системе островных дуг и окраинных морей вдоль границы Азиатского континента с Тихим океаном. Каждый из этих поясов сопровождается высокой

сейсмичностью. Образование молодых тектонических структур Азии началось, как известно, в целом примерно с олигоцена, т.е. 30–40 млн. лет назад. До этого времени обширные пространства Внутренней Азии представляли собой сглаженную, пенеппенизированную поверхность, которая в последующем подверглась расчленению и деформации и остатки которой легко распознаются на разных уровнях в горных цепях Внутренней Азии. Новейшая тектоническая активизация Азии с позиций тектоники плит объясняется взаимодействием четырех главных литосферных плит: Индийской, Евразийской, Тихоокеанской и Северо-Американской [Le Pichon et al., 1973; Molnar, Tapponier, 1975; Tapponier, Molnar, 1977]. Конкретные проявления этого взаимодействия служат предметом рассмотрения в данной статье. Мы постараемся также показать, что создание позднекайнозойских тектонических поясов Азии было связано с глобальной перестройкой в движении плит.

На рис. 1 показаны современные границы главных литосферных плит, малых плит и микроплит в пределах Азии. Их рисовка определяется в первую очередь конфигурацией отвечающих им сейсмических зон. Кроме того, при очерчивании границ малых плит и микроплит во Внутренней Азии использованы результаты дешифрования космических снимков, на которых очень хорошо распознаются крупные сдвиги, такие, как Каракорумский и Алтынтагский по обрамлению Тибета, Герирудский в Афганистане, Джунгарский и Талассо-Ферганский в Средней Азии, Болнайский в Монголии, Улаханский в хр. Черского и целый ряд других. Оконтуривание большинства границ крупных плит производится надежно, поскольку они совпадают с четко выраженными сейсмическими зонами, как, например, западная граница Тихоокеанской плиты, очерченная сейсмичностью глубоководных желобов, или северная граница Индийской плиты, которой отвечает четкий сейсмический пояс южного фронта Гималаев. Большие трудности возникают в проведении границ малых плит и микроплит Внутренней Азии, так как сейсмичность здесь является рассеянной. Согласно П. Молнару и П. Таппонье [Molnar, Tapponier, 1975], рассеянность сейсмичности возникает в результате того, что деформации являются упругопластичными, т.е. что литосферные плиты Внутренней Азии не ведут себя как жесткие тела. Мы полагаем, что это заключение нельзя распространять на всю территорию; оно относится к тем полосам шириною в первые сотни километров, где идет сближение плит, сопровождаемое складчатостью и надвигообразованием. Эти полосы выделены особым знаком на рис. 1 (Северный Памир, Тянь-Шань, Куьнлунь, Алтай и др.). Внутренние части крупных блоков, подобных Тариму, лишены сейсмичности и рассматриваются нами как жесткие микроплиты.

Пояс возрожденных гор Внутренней Азии в своей южной части, между Гималаями и Байкалом, состоит из мозаики микроплит: Памирской, Афганской, Тибетской, Таримской, Алашаньской, Джунгарской, Монгольской. У южной оконечности Байкала область рассеянной сейсмичности сменяется узкой Байкало-Становой сейсмической зоной, которая отделяет от Евразийской плиты малую Амурскую плиту. К югу от нее располагается малая Китайская плита. На северо-востоке СССР сейсми-



Р и с. 1. Литосферные плиты и микроплиты Внутренней Азии

1 – границы вдоль границ плит и микроплит; 2 – направления относительных движений вдоль границ плит и микроплит: *a* – растяжение, *b* – сжатие, *v* – сдвиг; 3 – зоны сжатия и пластической деформации; 4 – некоторые типовые решения фокальных механизмов: *a* – растяжение, *b* – сжатие, *v* – сдвиг; 5 – положение полюсов вращения плит и микроплит (Сам/ЕА – Северо-Американский – Евразийской, Ам/ЕА – Амурской – Евразийской, Мон/ЕА – Монгольской – Евразийской, Афг/ЕА – Афганской – Евразийской, Пам/Тиб – Памирской – Тибетской, Тар/Тиб – Таримской – Тибетской, Мон/Дж – Монгольской – Джунгарской, Мон/Ам – Монгольской – Амурской)

Микроплиты: Ал – Алашаньская, Афг – Афганская, Дж – Джунгарская, Мон – Монгольская, Ор – Ордосская, Пам – Памирская, Тар – Таримская, Тиб – Тибетская; блоки: ВС – Восточно-Саянский, Тув – Тувинский, Тад – Таджикиский, Фер – Ферганский

ческая зона хр. Черского служит границей между Евразийской и Северо-Американской плитами. Акватория Охотского моря занята Охотоморской плитой, отделенной от Амурской плиты сейсмической зоной Салахины.

С использованием простираения векторов смещения в очагах землетрясений и простираения крупных сдвигов были рассчитаны относительные движения плит и микроплит Внутренней Азии (таблица) между

Параметры движения плит и микроплит Внутренней Азии

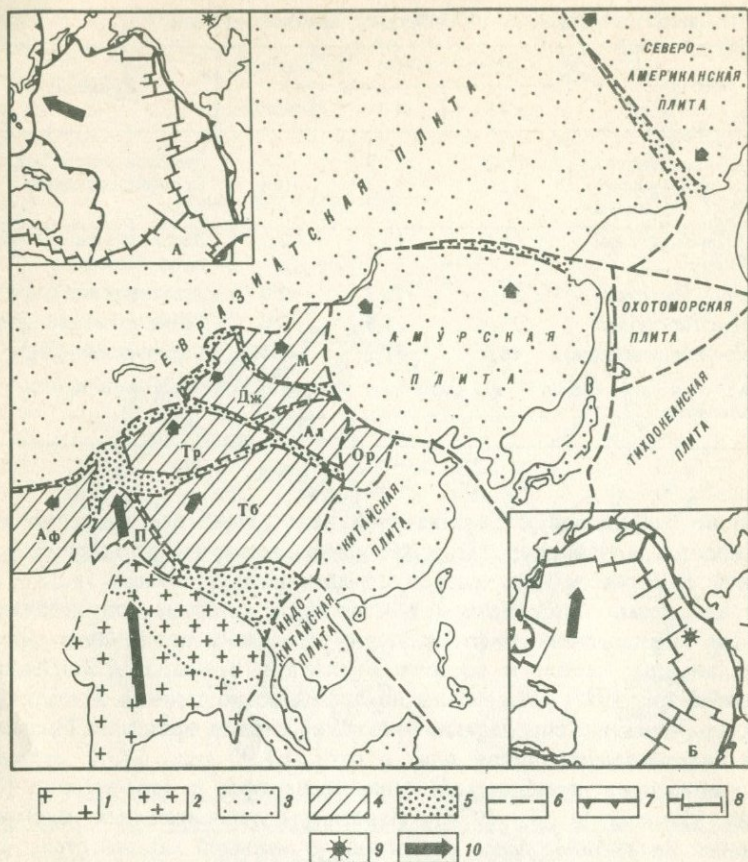
Плиты	Полюс, градусы		Скорость, 10 ⁻⁷ град/год	Данные
	с.ш.	в.д.		
Амурская/Евразийская	56,3	117,9	+1,0	Землетрясения Байкала Болнайский сдвиг
Монгольская/Евразийская	57,7	98,5	+0,8	
Северо-Американская/ Евразийская	61,9	143,1	-2,5	Землетрясения и сдвиги хр. Черского
Таримская/Тибетская	14,2	99,2	+2,0	Алтынтагский сдвиг
Памирская/Тибетская	20,2	61,6	-3,6	Каракорумский сдвиг
Афганская/Евразийская	48,4	61,2	-0,45	Герирудский сдвиг

Примечание. Знаки + и - означают вращение соответственно против и по часовой стрелке.

собой и по отношению к Евразийской плите. Наиболее надежные данные относятся к Байкалу; Амурская плита вращается по отношению к остальной Евразии против часовой стрелки вокруг полюса 56,3° с.ш., 117,9° в.д. (стык Удоканского и Станового хребтов), обуславливая раскрытие Байкальского рифта к западу от полюса вращения и сжатие вдоль Станового хребта к востоку от полюса вращения [Зоненшайн, Савостин и др., 1978]. Материалы по простиранию сдвигов и землетрясениям хр. Черского определяют положение полюса вращения Евразийской и Северо-Американской плит в точке 61,9° с.ш., 143,1° в.д., что хорошо объясняет выклинивание Момского рифта на юго-востоке [Зоненшайн, Натапов и др., 1978]. Параметры относительных движений микроплит Внутренней Азии рассчитаны с меньшей надежностью; они основаны только на простираниях сдвигов.

Индийская плита, по данным глобальной увязки движения плит, перемещается по отношению к Евразийской плите на северо-северо-запад со скоростью 4,5 см/год (полюс вращения 23,0° с.ш., 33,9° в.д.) [Minster et al., 1974]. Отдельные микроплиты Внутренней Азии движутся по отношению к Евразии следующим образом: Афганская - на запад со скоростью 0,3 см/год, Памирская - на север со скоростью 2 см/год (данные по Гармскому полигону), Тибетская - на северо-восток со скоростью 1,8 см/год, Таримская - на север со скоростью 0,6 см/год, Монгольская - на восток со скоростью 0,2 см/год. В целом мозаика микроплит перемещается к северо-востоку, в сторону Байкала; только на крайнем западном фланге устанавливается движение в западном направлении.

Кинематическая картина сама по себе говорит о том, что движения микроплит и плит Внутренней Азии являются следствием столкновения Индии с Евразией и дальнейшего продвижения Индии внутрь Евразии. С точки зрения тектоники плит такое объяснение дается многими исследователями [Das, Filson, 1975; Molnar, Tapponier, 1975]. Сближение Индии и Евразии вызвало закрытие океана Тетис и создание на его



Р и с . 2. Реконструкция положения плит и микролит Азии по отношению к Евразийской плите до раскола Евразии в результате столкновения с Индией 30 млн. лет назад

1 – Индийская плита; 2 – часть Индийской плиты, пододвинутая в позднем кайнозое под Тибет; 3 – литосферные плиты Евразии; 4 – микролиты Внутренней Азии (Ал – Алашаньская, Аф – Афганская, Дж – Джунгарская, Ор – Ордосская, П – Памирская, Тб – Тибетская, Тр – Таримская); 5 – пространство сокращения коры в результате движения плит и микролит; 6 – контуры границ плит и микролит; 7–9 – на врезках: 7 – глубоководные желоба, 8 – срединно-океанические хребты, 9 – положение полюса относительного движения Тихоокеанской плиты по отношению к Евразийской; 10 – направление и величина (в масштабе стрелок) перемещения плит и микролит по отношению к Евразийской плите за последние 30 млн. лет

На врезках: А – реконструкция границ плит Тихого океана 38 млн. лет назад, Б – то же, 53 млн. лет назад. Показано направление движения Тихоокеанской плиты по отношению к Евразийской плите

месте складчатого сооружения Гималаев. В результате столкновения двух континентов Азия раскололась на мозаику малых плит и макролит. Рис. 2 показывает положение плит и микролит Внутренней Азии 30 млн. лет назад, т.е. в момент начала столкновения Индии с Евразией.

Нетрудно заметить, что там, где плиты и микроплиты за последние 30 млн. лет сближались между собой, возникли горно-складчатые хребты, там, где они расходились — рифтовые зоны. Расклинивающее действие мозаики плит при ее движении на северо-восток откололо от Евразии Амурскую плиту, обусловив раскрытие Байкальского рифта. Внутренние части микроплит заняты либо глубокими котловинами (Таримская, Джунгарская), либо высокими плато (Тибет, Памир). Образование поднятых плато можно объяснить резким утолщением коры и литосферы в результате поддвигания плит друг под друга.

Система островных дуг запада Тихого океана возникла в результате субдукции Тихоокеанской плиты. Вместе с тем глубокоководные котловины окраинных морей, располагающихся в тылу островных дуг, представляют собой в большинстве случаев структуры растяжения. Их образование трактуется нами [Зоненшайн, Савостин, 1979] как следствие отодвигания плит, нависающих над зонами Беньофа, от островодужных микроплит, приуроченных к относительно неподвижным нисходящим ветвям конвективных течений. Это достаточно хорошо устанавливается, например, в Марианской дуге, где отсутствуют сильные землетрясения, зона Беньофа почти вертикальна, а в тылу располагается молодой междуговой бассейн, в котором господствуют условия растяжения. Х. Канамоги [Kanamori, 1977] показал, что здесь происходит отщепление или отделение нависающей литосферной плиты от зоны субдукции. Мелкофокусные землетрясения во фронте островных дуг отражают в этом случае взаимодействие между Тихоокеанской плитой и островодужными микроплитами. Параметры этого взаимодействия, рассчитанные по фокальным механизмам землетрясений Курильской, Японской, Изу-Бонинской и Марианской дуг, составляют: полюс вращения $66,1^\circ$ с.ш., $119,2^\circ$ з.д., угловая скорость около $10 \cdot 10^{-7}$ град/год. Евразийская плита отодвигалась от островных дуг, вращаясь вокруг полюса $31,2^\circ$ с.ш., $164,7^\circ$ в.д. Это обеспечивало раскрытие котловин Охотского и Японского морей.

Все три главных современных тектонических пояса Азии возникли примерно одновременно 30—40 млн. лет назад, т.е. когда началось непосредственное столкновение Индии с Евразией. К тому же времени относится резкое изменение движения Тихоокеанской плиты как по отношению к системе неподвижной горячей точки Гавайско-Императорского хребта [Morgan, 1972], так и по отношению к Евразии: если в раннем кайнозое Тихоокеанская плита двигалась относительно Евразии на север в среднем вокруг полюса 1° с.ш., 122° з.д., то с олигоцена она начала перемещаться на запад-северо-запад, прямо навстречу Евразии, вокруг полюса 67° с.ш., 72° з.д. Этим можно объяснить образование именно в данное время непрерывной зоны субдукции по западной окраине Тихого океана (см. врезки на рис. 2).

Таким образом, столкновение Индии с Евразией вызвало коренную перестройку относительных (и абсолютных) движений литосферных плит как в пределах Евразии, так и в Тихом океане. Оно обусловило образование главных кайнозойских тектонических поясов Азии.

ABSTRACT

Present-day tectonic activity in Asia marked by high seismicity is concentrated within three belts: (1) in the eastern segment of the Alpine-Hymalayan belt, (2) in the Central Asiatic mountain belt, and (3) in the system of the Western Pacific island arcs and marginal seas along the Asia-Pacific boundary.

It is proved now that two first belts were originated due to the India-Eurasia continental collision. As a result, Central Asia was broken into a number of small plates and microplates. Although seismicity of Central Asia is generally diffuse, earthquake epicenters are localized mainly along boundaries between plates and microplates which can be considered as relatively rigid blocks. Using slip vector azimuths and strike-slip fault directions, parameters of relative movements for plates and microplates were computed (see Table). On the whole, the plate-microplate mozaic was and is moving NE from India toward Eurasia

plates	pole	rate 10^{-7} deg./y.	data
Amur/Eurasia	56.3N, 117.9E	1.0	Baikal EQ
Mongol./Eurasia	57.7N, 98.5E	0.8	Bolnai F
N. Amer./Eurasia	61.9N, 143.1E	-2.5	Chersky EQ, F
Tarim./Tibet	14.2N, 99.2E	2.0	Altyn-Tag F
Tibet/Pamir	20.2N, 61.6E	-3.6	Karakorum F
Afghan/Eurasia	48.4N, 61.2E	-0.45	Gerirud F

EQ - earthquakes, F - strike slip faults; "+" counterclockwise rotation, "-" clockwise rotation.

It acted as a wedge splitting the Amurian plate from Eurasia and inducing the Baikal rift opening.

In the Western Pacific island arc system, independent island arc microplates can be distinguished which lay between trenches and back-arc basins. They are connected with relatively fixed down-welling branches of convective cells. Origination of extensional features in back-arc areas can be explained by retreating of large plates overhanging over Benioff zones from island arc microplates. Shallow seismicity in frontal parts of island arcs reflects, in this a case interaction between the Pacific plate and island arc microplates. Pole of the Pacific/island arc rotation computed from focal mechanism solutions for the Kuril, Japan, Izu-Bonin and Mariana arcs is 66, 1N, 119.2W, angular velocity is about $10 : 10^{-7}$ deg./y. The Eurasian plate was moving apart from the island arc system rotating around the pole 31.2N, 164.7E. This provided opening of the Japan Sea and the Sea of Okhotsk.

All three Asiatic belts originated nearly simultaneously in Oligocene, 30-40 m.y. ago, i.e. at the time of commencement of the India-Eurasia collision. Just at that time, sharp changing in movement of the Pacific plate relative to hot spot frame and relative to the Eurasia plate took place. The mean Pacific/Eurasia pole position was in the Early Cenozoic 1N, 122W, while in Late Cenozoic it shifted to 67N, 72W. This led to formation of the continuous Western Pacific subduction zone. Thus, the India-Eurasia collision was responsible for rebuilding of relative movements of lithosphere plates in a global scale.

Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Савостин Л.А., Ставский А.А. Тектоника плит Северо-Востока СССР в связи с раскрытием Арктического бассейна и Северной Атлантики. — Океанология, 1978, № 5.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта. — Докл. АН СССР, 1978, 240, № 3.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979.

Das Sh., Filson J.R. On the tectonics of Asia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 28.

Kanamori H. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implication. — In: Island arc, deep sea trenches and back-arc basins. Washington; Amer. Geoph. Union, 1977.

Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate tectonics. Amsterdam; London; New York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1973.

Minster J., Jordan T., Molnar P., Haines E. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 36.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — Science, 1975, v. 189.

Morgan W. Deep mantle convection plumes and plate motions. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, N 2.

Tapponier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 20.

УДК 552.16+551.24

С.Н. ИВАНОВ

ЗОНА УТОНЕНИЯ ПРИ РАЗРЫВЕ ПЛИТ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Рассмотрение геологической истории образования континентальных рифтов и областей автономной активизации платформ, с одной стороны, и этапов формирования континентальных окраин атлантического типа и обрамления древних геосинклиналей — с другой, приводит к выводу о том, что все эти образования, по крайней мере в ряде случаев, являются звеньями одной цепи.

Рифтогенез и предшествующий ему пологий куполовидный подъем земной коры, связанный, как показывают геофизические данные [Зорин и др., 1977; и др.], с внедрением в литосферу разуплотненного (частично расплавленного) материала из глубинных частей мантии, порождает в платформах зоны автономной магматической активизации. Этот процесс длится нередко целые геологические периоды, то затухая, то вновь возобновляясь [Иванов, 1976, 1977; Наумов, 1978]. Далеко не всегда рифтогенный процесс приводит к полному разрыву плиты, к раздвижению образовавшихся частей и созданию океанического бассейна.

Важнейшим и наиболее трудно воспринимаемым процессом всей этой цепи событий является разрыв мощной континентальной плиты. Он не может произойти просто по вертикальной поверхности, представляющей исходно трещину разрыва, сначала микро-, затем зияющую до астено-

сферы. Механизм разрыва совершенно различен не только в мантии и коре, но и в различных глубинных зонах последней — в зоне гидростатических давлений на флюид, где могут образовываться и сохраняться открытые трещины, в переходной зоне и в зоне литостатических давлений.

В переходной зоне начиная с глубин 4–9 км (в зависимости прежде всего от состава горных пород) напряжение превосходит постоянную прочность пород и стенки открытых трещин, гидродинамически связанных с дневной поверхностью, разрушаются [Иванов, 1970а, б]. На глубинах, отвечающих переходной зоне, при раздвижении толщ земной коры появляются уже не открытые трещины, сопровождающие известные картины рифтогенеза на поверхности земли, а зоны пликативных деформаций — ползучести, закрытых срывов и скольжений. Переходная зона, как и вышележащая, отмечается землетрясениями. Следы указанных деформаций наблюдаются в виде различных тектонитов. При типичных скоростях деформаций в земной коре порядка 10^{-13} – 10^{-14} с⁻¹ и невысоких температурах рассматриваемой глубинной зоны, тектониты будут иметь чаще всего форму плотных милонитов значительного давления. В них нет свободных пространств, позже заполняющихся различными цементирующими минералами. Милонитизация лишь иногда сопровождается перекристаллизацией, так как для этого нужен флюид, который из рассматриваемой переходной зоны отжат в открытые трещины, расположенные выше [Иванов, 1970а, б]. Он может встречаться в виде самостоятельной фазы также ниже, в зоне литостатических давлений, где он гидродинамически изолирован от приповерхностной зоны открытых трещин. Присутствие флюида и повышенная температура обуславливают при типичных для земной коры небольших скоростях деформации господство в литостатической зоне пликативных деформаций, сопровождаемых перекристаллизацией. Однако очень медленное возникновение открытых трещин, заполняющихся в процессе их формирования флюидом, находящимся под литостатическим давлением, и (или) минеральными новообразованиями, не исключено.

Начиная с границы между "сухой" переходной зоной и флюидсодержащей литостатической (с 8–12 км) резко возрастает ползучесть пород. По геофизическим и экспериментальным данным вязкость соответственно падает с 10^{24} – 10^{30} пуаз в верхней зоне на глубине порядка 10 км до 10^{19} – 10^{20} пуаз в основании земной коры на глубине 30 км, т.е. не менее чем в 10 000 раз [Murrell, 1976]. Этот интегральный эффект понижения вязкости вне зависимости от его природы дает основание говорить об упругой верхней зоне земной коры и пластичной асейсмической нижней [Артемьев, Артюшков, 1968; Зорин, 1971; Ушаков, Красс, 1972; Francheteau, Tapponnier, 1975; Зорин и др., 1977]. В рассматриваемой литостатической зоне в зависимости от глубины, температуры, состава пород и флюида и отчасти от других условий при раздвижении плит формируются разные фации, но в основном зеленосланцевые толщи, а также гнейсовые породы и бластомилониты низкотемпературной части амфиболитовой ступени.

Физика разрыва нижней зоны литосферы (мантии) пока неясна. Судя

по геофизическим данным и глубинным продуктам вулканических извержений, разрыв здесь определяется внедрением в мафическую верхнюю зону верхней мантии (приблизительно по границе с корой) высокотемпературных щелочных выплавов из астеносферы или с еще больших глубин [Зорин и др., 1977; и др.]. Появление под рифтами и зонами автономной активизации разуплотненной мантии и часто щелочной восстановленный "сухой" состав магм, особенно характерный для последних, наряду с повышенным геотермическим градиентом хорошо согласуются с такими данными.

Следовательно, разрыв и раздвиг континентальной плиты (до глубин 4–9 км) проходит с образованием трещин разрыва и формированием рифтовых структур, а ниже протекает пликативная деформация, сопровождающаяся образованием плотных милонитов и сланцев и происходит постепенное расползание плиты с образованием утонения (шейки) на месте будущего полного разрыва. Утонение земной коры и в целом литосферы отмечается геофизиками под современными рифтами, в частности под Байкальским.

В результате первоначально неоднородного состава толщ коры в зоне утонения возникает переслаивание пород плиты с метаморфическими новообразованиями. Пластические деформации в шейке сильно облегчаются поступающими снизу под большим давлением щелочными флюидами. Высокое дополнительное давление в предрифтовую и в начальную рифтовую стадии в нижних этажах коры обуславливается гидродинамической связью более легких выплавов с глубинными (100–300 км) очагами их генерации. Расчет показывает, что дополнительное к литостатическому давление флюида может достигнуть 2,5 кбар и, по-видимому, кратковременно даже 4–5 кбар (при разнице в удельном весе выплавов и матрицы в 0,2). Предрифтовые воздымания коровых толщ на 3–4 км и поднятие базальтовых лав в рифтовых зонах до 6 км (например, в вулкане Килиманджаро) подтверждают этот расчет. Высокое давление и щелочный состав флюидов обуславливают в некоторых случаях образование глаукофана по коровым эклогитам. Эти же щелочные флюиды на разных глубинах генерируют интрузии неодинакового состава, но почти всегда с щелочным уклоном. Они характерны для зон рифтогенеза и окраин материков атлантического типа.

При дальнейшем расхождении частей плиты соединяющая их шейка, испытывая динамический метаморфизм на фоне падающего давления, все утоняется и, наконец, прерывается, образуя обращенные друг к другу клинья. Вероятная длина этих клиньев у современных материков 60–100 км. Они отмечены батиметрией и геофизикой в изученных краях атлантического типа ("краях волочения") современных материков [Behrent et al, 1974; Kinsman, 1975], а их реликты сохраняются в бортах древних эвгеосинклиналей [Иванов, 1979].

Утоненные края раздвигающихся континентальных плит объясняют чаще всего эрозией в связи с созданием перепада высот, но геологические и геофизические данные показывают, что это не главная причина [Vott, 1976; Kinsman, 1975; Watts, Ryan 1976]. Подтверждением ведущей роли эндогенного, тектонического происхождения краевого утонения служит

и отсутствие или слабое развитие его вдоль берегов материковых плит, образовавшихся путем среза трансформными или иными разрывами. Примером могут служить районы западных окраин Приэкваториальной Африки и особенно восточный (левантский) берег Средиземного моря [Ben-Avraham, 1978].

Утоненная шейка, а затем образовавшиеся из нее клинья в силу изостатической компенсации в процессе своего образования и позже всплывают, занимая обычно в дальнейшем место между новообразованной океанической корой и древней плитой с призмой прибрежных осадков. Более удаленные от платформы части шейки нередко воздымаются уже среди геосинклинальных отложений в виде гранито-гнейсовых диапиров, сопровождающихся щелочными магматитами.

Быстрая изостатическая компенсация, приводящая к всплыванию, отмечается в современных континентальных рифтах [Зорин, 1971; и др.]. Если бы не было изостатического всплывания, то в зонах раздвижения, например в Красном море и в Афаре, наблюдались бы впадины глубиной до половины мощности разрываемой плиты.

Осадки, отлагающиеся на все удлиняющейся шейке, представлены в значительной мере рифтогенными молассоидами, связанными с разрывом поверхностных структур хрупкого этажа земной коры. Возраст их неодинаков. На самой тонкой части шейки, образовавшейся в результате раздвижения, в стратиграфическом разрезе, естественно, не отмечается отложений, более древних, чем сама узкая часть шейки.

В дальнейшем, при замыкании рифтогенной структуры или уже образовавшегося из нее океанического бассейна, метаморфиты бывшей шейки участвуют рядом с рифтогенными молассоидами и с призмами приматериковых осадков в уже собственно геосинклинальном этапе развития земной коры. При этом они вместе с изверженными породами рифтовой стадии нередко оказываются вовлеченными в процессы геосинклинального метаморфизма сжатия, скучивания, а еще позже в орогенные и посторогенные явления гранитизации. Милониты превращаются в бластомилониты и их структура приобретает новую, обычно несогласную с прежней ориентировку, отвечающую условиям тангенциального сжатия поздних стадий развития геосинклинали.

Раздвигающие плиту усилия, вызывающие ее утонение в месте последующего полного разрыва, прилагаются к нижним частям плиты. Эти нижние части вместе с расползающейся разуплотненной мантией деформируются, расходятся в стороны быстрее, чем более верхние части коры. Поэтому большая ось эллипсоида деформации в общем случае в шейке будет наклонена в сторону от оси разрыва в направлении плиты. Наклон большей оси эллипсоида в сторону от разрыва усиливается выгибанием шейки кверху при выжимании ее снизу силами гравитационной компенсации. Благодаря этому падение осей складок и преобладающий наклон слоистости и сланцеватости в шейковых толщах наблюдается в сторону от разрыва к платформе (структурный тип, противоположный веерообразному).

Средняя ось эллипсоида деформации чаще всего должна быть ориентирована по горизонтали вдоль разрыва. Возможный сдвиг вдоль линии

разрыва, неоднородности состава толщ и интенсивные тектонические движения на поздних, орогенных, этапах развития земной коры сильно затушевывают и искажают обрисованную структурную картину. Тем не менее она достаточно определенно просматривается на Урале.

Рассмотренный ход образования и подъема метаморфических толщ обуславливает их появление в обрамлении и (или) внутри геосинклинальных складчатых областей в виде зон древнего метаморфизма зеленосланцевой и верхов амфиболитовой ступеней с реликтами гранулитов и эклогитов платформенного основания.

Такой метаморфизм и соответствующий магматизм более древние, чем геосинклинальные, но более молодые, чем процессы петрогенеза в соседней с геосинклинальнью платформе, в настоящее время принимаются за орогенный метаморфизм и магматизм предшествующего геосинклинального цикла, которого в действительности нередко и не было [Иванов, 1977, 1979].

Шейковский метаморфизм до сих пор нигде в мире не выделялся, отдельно не описывался и не изучался как самостоятельный тип метаморфизма. Первый опыт изучения толщ, созданных шейковым метаморфизмом, получен пока лишь на Урале в обрамлении палеозойской геосинклинали на западном склоне и в осевых частях хребта [Иванов, 1977, 1978а, б]. Здесь распространены рифейские и вендские платформенные (рифтогенные) образования. Показателен сам возраст этих отложений. В их западной и центральной зоне, т.е. там, где они налегают на основание утончающегося края Русской платформы, они начинаются с бурзянской серии нижнего рифея. В восточной же зоне, в хребте Уралтау, бурзянские осадки отсутствуют и разрез начинается лишь со среднего рифея.

В рассматриваемом регионе установлен разнообразный динамотермальный метаморфизм позднепротерозойского возраста, задолго предшествующий нижнеордовикской эвгеосинклинали и знаменующий начало ее развития. Осевые плоскости складок, как и преобладающие падения слоистости и сланцеватости, наклонены на запад. В последние годы выявлены зоны тектонитов, широко охватывающие доордовикские, в том числе и дорифейские образования. Это главным образом бластомилониты, формировавшиеся на различных глубинных уровнях в интервале приблизительно от 1400 до 500 и даже до 400 млн. лет [Ленных, 1968, 1977; Пыстин, 1977]. Бластомилониты имеют субмеридиональную, уральскую ориентировку, несогласную с субширотными древними (архейско-среднепротерозойскими) реликтовыми структурами края Русской платформы. Они охватывают как приподнятые, всплывшие фрагменты последней (Тараташский, Александровский, Уфалейский, видимо, Максютковский и другие блоки и комплексы), так и рифейские образования [Иванов, 1979]. Отмечается также небольшой по объему, но разнообразный по составу магматизм с щелочным уклоном и локальный зональный метаморфизм рифейских отложений от амфиболитовой до зеленосланцевой ступени.

Результаты изучения толщ шейкового метаморфизма и соображения,

неизбежно вытекающие из предлагаемой модели их формирования, позволяют наметить главные отличительные черты этих образований.

1. Толщи шейкового метаморфизма встречаются в обрамлении эвгеосинклиналей, внутри них в виде срединных массивов и внегеосинклинальных областей в зонах палеорифтов, претерпевших достаточно полное открытие (более чем на 100–150 км) и закрытие.

2. В состав толщ входят: а) динамометаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и затем диафорированные комплексы (выступы) древних толщ нижних и средних горизонтов прилегающей платформы; б) осадочные накопления рифтогенных платформенных окраин с характерными грубыми молассоидами и озерно-морскими мелководными отложениями; эти осадки, местами динамометаморфизованные, являются платформенным чехлом, очень сильно утолщенным в узкой рифтовой зоне (в одной или нескольких); в) изверженные породы и метасоматиты широкой гаммы составов, но в большинстве с характерным щелочным уклоном с обычной для древних рифтовых зон металлогенией и набором рассеянных элементов Ti, P, F, V, Cr, Co, Cu, Nb, Ce, Ba, Hg и др. [Иванов, 1976, 1979; Архангельская, 1976]; г) иногда встречаются зональные метаморфические комплексы у интрузий, имеющих как шейковый, так и более молодой геосинклинальный возраст.

3. Толщи шейкового метаморфизма нередко сопровождаются более молодыми, менее метаморфизованными отложениями шельфа, континентального склона и подножия [Пучков, 1974].

4. В древних комплексах шейковых метаморфитов отмечаются следы трех разобщенных во времени преобразований: а) платформенного, нередко высокотемпературного азонального метаморфизма; б) шейкового динамотермального метаморфизма, по времени более позднего, чем платформенный, и более раннего, чем орогенный геосинклинальный; в) орогенного геосинклинального. Каждому из них соответствует свой ход эволюции минеральных парагенезов и свой отличный план деформаций [Иванов, 1979].

Выделение шейковых толщ, порожденных предгеосинклинальным процессом, а не более ранним самостоятельным геосинклинальным циклом, коренным образом меняет представление о строении и истории формирования некоторых геосинклинальных областей. Так, например, до настоящего времени считалось, что на Урале в рифее развивалась мощная байкальская геосинклиналь. С установлением шейкового происхождения древнего магматизма, осадкообразования и метаморфизма стало ясно, что никакого байкальского геосинклинального цикла в зоне Урала не было [Иванов, 1977, 1979].

До специального исследования не следует утверждать, что проявления байкальской складчатости в Забайкалье также имеют негеосинклинальную природу и не являются последним этапом развития раннепротерозойской эвгеосинклинали. Точно так же сейчас преждевременно высказывать предположения о шейковой природе тех или иных метаморфических толщ в структурах более молодых горных сооружений (например, о метаморфических толщах Главного Кавказского хребта). Но можно уверенно говорить, что установление таких толщ в структуре Урала

неизбежно поведет к пересмотру строения и истории формирования ряда горных сооружений, в рамках или внутри которых отмечаются более древние метаморфические комплексы, сопровождаемые магматитами с щелочным уклоном и обладающие другими признаками шейковых толщ. Несомненно, что и сам набор этих признаков в дальнейшем будет серьезно уточнен.

ABSTRACT

The break-up of the continental plate cannot occur along an extension fracture opened (gaping) down the asthenosphere. From the depths of about 4–9 km the stress exceeds the constant strength of rocks, and the walls of the open fractures related to the day surface destroy, and the fluid is squeezing up. When the series of the earth crust are expanding below these depths the rocks are deformed through the creep. There compact mylonites develop most commonly at the deformation rates of 10^{-13} – 10^{-14} sec⁻¹ and low temperatures. From the depths of about 8–12 km the fluid reappears, this under the lithostatic pressure. The presence of the fluid and the elevated temperature are responsible for the deformation accompanied by the recrystallization during the spreading of the plates. At a depth of 30 km the viscosity drops no less than 10 000 times.

In the recrystallization zone at the pre-rifting stage the pressure increases by 2 kbars and even more due to the ascending fluid material into the undercrust area from the depths exceeding 100 km. Apparently as a result of it associations with glaucophane sometimes develop there. When the plates are spreading mostly the greenschist facies and blastomylonites of a low-temperature part of the amphibolitic stage develop there. The spreading of fragments of the plate results in its thinning and necking at the place of a future break-up. Deformations in the neck are facilitated by the alkaline fluids ascending from the asthenosphere. Intrusions of variable contents but as a rule with an alkaline trend are associated with them.

Being isostatically compensated the neck and then the wedges formed from it are emerging. Subsequently they generally take place between the newly formed oceanic crust and old plate with the prism of the near-shore sediments. Sometimes the necking metamorphites occur within the eugeosynclinal area, forming median massives so called "microcontinents".

Later on the necking metamorphites and their accompanying surface riftogenous formations have been affected by the intense geosynclinal orogenic metamorphism.

As a result of the above processes in the frames of the geosynclinal folded belts and sometimes in the eugeosynclinal area there appear the series of metamorphic rocks of the greenschist and upper amphibolitic stages with the relics of the granulites and eclogites of the platform basement. The metamorphism and corresponding magmatism are older than the eugeosynclinal ones, but younger than the petrogenic processes in the platform adjacent to the geosyncline. At the present time they are taken as the formations of orogenic processes of the preceding geosynclinal cycle that actually did not often occur.

The paper presents the main results of the study of the necking metamorphism series in the Urals. In conclusion it is given the summary of the main geological features of the series of the necking origin.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов М.Е., Артюшков Е.В.* О происхождении рифтовых впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
- Архангельская В.В.* Размещение эндогенных редкометалльных месторождений в свете идей тектоники плит. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Наука, 1976.
- Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971.
- Зорин Ю.А., Глеевский Г.Н.* и др. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977.
- Иванов С.Н.* О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, М.: Наука, 1970а. Т. 9.
- Иванов С.Н.* Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры. Свердловск, 1970б (Ежегодник 1969. Ин-т геол. и геохимии УФАИ СССР).
- Иванов С.Н.* Петрология и мобилизм. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Наука, 1976.
- Иванов С.Н.* О байкалидах Урала. — Докл. АН СССР, 1977, 237, № 5.
- Иванов С.Н.* Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978а. Т. 12.
- Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 138, № 4.
- Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979 (Науч. докл. УНЦ АН СССР).
- Ленных В.И.* О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.
- Ленных В.И.* Бластомилониты метаморфических комплексов Урала, образовавшиеся в различных *PT*-условиях. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. III Всесоюз. симпозиум по метаморфизму: Тез. докл. Свердловск, 1977.
- Наумов В.А.* Геологическая предыстория Байкальского рифта. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978.
- Пучков В.Н.* Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, 1974. (Науч. докл. Коми фил. АН СССР).
- Пыстин А.М.* Петрография и матаморфизм пород Александровского гнейсоамфиболитового комплекса: Автореф. канд. дис. Свердловск, 1977.
- Ушаков С.А., Красс М.С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли, М.: Недра, 1972.
- Ben-Avraham Z.* The structure and tectonic setting of the Levant continental margin. — Tectonophysics, 1978, v. 46, N 5/4.
- Behrent J. et al.* Structure of the continental margin of Liberia, West Africa. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 7.
- Bott M.H.* Foemation of sedimentary basins of grabentype by extension of continental crust. — Tectonophysics, 1976, v. 36, N 1-3.
- Francheteau X., Tapponnier P.* "Necking" of the lithosphere: a basic process in the mechanics of slowly spreading ridges. Rifting Problems. Irkutsk, 1975.
- Kinsman I.I.* Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins. Petroleum and global tectonics. Washington, 1975.
- Murrell S.A.F.* Rheology of the lithosphere-experimental indications. — Tectonophysics, 1976, v. 36, N 1-3.
- Watts A., Ryan W.* Flexure of the lithosphere and continental margin basins. — Tectonophysics, 1976, v. 36, N 1-3.

А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, Н.Н. ХЕРАСКОВ

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАССЛАИВАНИИ И СПРЕДИНГЕ ВЕРХНИХ ЧАСТЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

В результате исследований офиолитовых ассоциаций во всем мире сложилось четкое представление об их достаточно однообразном строении. Большинство геологов разрезы ассоциаций отождествляются с разрезом коры и верхней мантии современных океанов (А.В. Пейве, Д. Дьюи, В. Бёрд и др.). По этим представлениям, ассоциация сложена в низах разреза гарцбургитами и дунитами, которые выше сменяются расслоенным комплексом габбро, пироксенитов, троктолитов, дунитов, верлитов. Выше залегает комплекс параллельных даек диабазов, которые служат подводными каналами для вышележащих толеитовых базальтов, перекрытых в свою очередь глубоководными осадками.

Детальное изучение многих офиолитовых массивов палеозойского Урало-Монгольского пояса, проведенное авторами, показало, что такие закономерности имеют место, но разрезы ассоциаций существенно различны. Ниже кратко остановимся на описании некоторых типичных разрезов офиолитовых ассоциаций (рисунок).

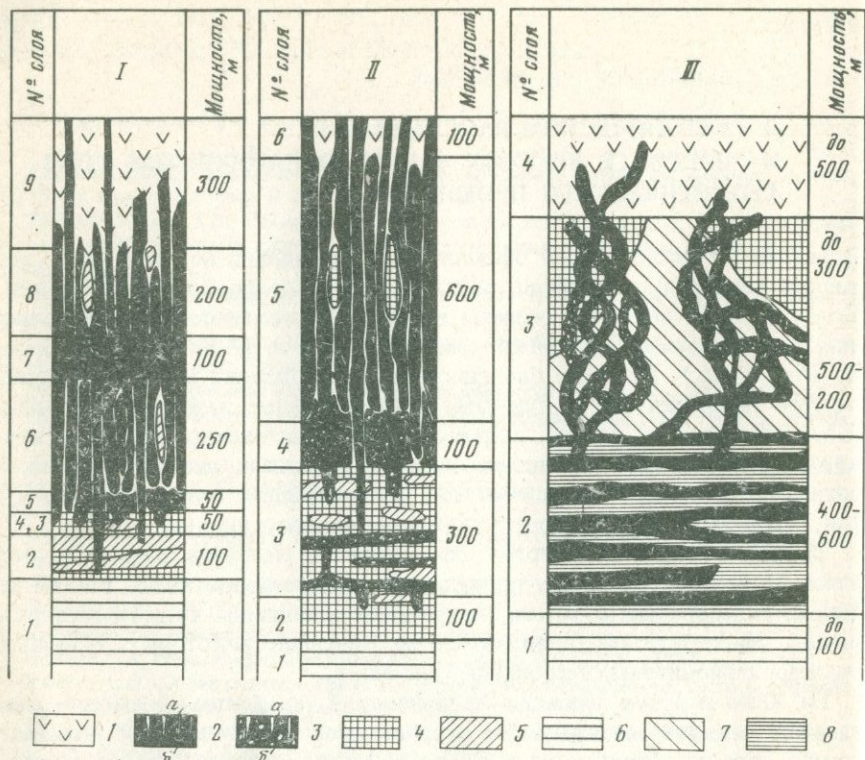
На Южном Урале известен Хабарнинский офиолитовый массив, слагающий лежащую складку. Ее запрокинутое пологолежачее западное крыло хорошо обнажено по р. Урал, где виден следующий разрез (снизу вверх — структурно сверху вниз):

1. Дунит-гарцбургитовый комплекс.
2. Линзовидное чередование пегматоидных среднезернистых габбро и троктолитов, клинопироксенитов, отдельные линзы аподунитовых серпентинитов.
3. Аподунитовые серпентиниты и амфиболитизированные клинопироксениты.

4. Комплекс параллельных даек габбро-диабазов. В низах дайки прорывают серпентиниты, клинопироксениты и среднезернистое габбро, а выше, в междайковых пространствах, зажаты вертикальные линзы габбро. Повсеместно у даек наблюдаются четкие закальные контакты. В верхней части "слоя" наблюдается прислонение дайки к дайке, когда закальные зоны — только с одной стороны каждой дайки.

5. Постепенно исчезают закальные зоны между дайками, дайки перестают обособляться, размерность зерен в породе закономерно варьирует, появляется субгоризонтальная отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами закалки, исчезающими по простирацию, и маломощными магматическими брекчиями.

6. Выше появляются вначале отдельные, а затем многочисленные дайки диабазов второй генерации, отличающиеся от габбро-диабазов первой генерации тонкозернистой структурой. Диабазы образуют комплекс параллельных даек, в междайковых пространствах которых сохра-



Схематические колонки Хабаровинской (I), Куртушбинской (II) и Баян-Хонгорской (III) офиолитовых ассоциаций

1 — основные эффузивы; 2 — дайковый комплекс второй генерации (а — дайки, б — силлы); 3 — то же, первой генерации (а — дайки, б — силлы); 4 — пироксениты; 5 — верлиты; 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 7 — магматическое габбро; 8 — разгнейсованное габбро

няются линзы габбро-диабазов первой генерации, окруженные зонами закалки.

7. Постепенно исчезают четкие зоны закалки между дайками, появляется пологая отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами закалки. Вверху диабазы обладают крупноглыбовой текстурой, изредка встречаются миндалекаменные разности.

8. Вновь обособляются субвертикальные дайки диабазов второй генерации, образующие параллельные серии. Линзовидные, реже шаровидные междайковые участки сложены среднезернистыми габбро и габбро-диабазами, всегда окруженными зонами закалки. Элементы полосчатости в габбро сохраняют первоначальную субгоризонтальную ориентировку.

Подобные междайковые блоки, представляющие собой остатки стенок даек, отличаются от ксенолитов тем, что они всегда окружены зонами закалки, в них сохраняются первоначальные структурные ориентировки и они не перемещены в процессе движения магмы. Такие блоки в американской и канадской литературе называются скринами (screen).

9. Зеленокаменные базальты, прорванные в низах многочисленными дайками диабазов; вверх по разрезу количество даек быстро убывает.

Таким образом, дайковый комплекс накладывается на ранее сформированную последовательность пород океанической коры и располагается внутри слоя полосчатого габбро. Отдельные дайки проникают в вышележащие базальты. Дайковый комплекс представлен двумя генерациями базальтов. Для каждой генерации выделяется фация пластообразного магматического очага и фация параллельных даек, расположенных выше и ниже очага. Параллельные дайки группируются в отдельные блоки, каждому из которых свойственна своя ориентировка даек. При этом дайки всегда остаются перпендикулярными по отношению к расслоенности пород офиолитовой ассоциации и к пластообразному магматическому очагу.

На юго-востоке Западного Саяна в Куртушибинском хребте прослеживается широкий офиолитовый пояс, состоящий из ряда крупных и мелких тектонических пластин. По р. Левый Коярд наблюдался хорошо обнаженный разрез одной из полого залегающих тектонических пластин:

1. Дуниты и гарцбургиты серпентинизированные.
2. Аподунитовые серпентиниты и пироксениты с редкими дайками диабазов.
3. Среднезернистые клинопироксениты с пятнами меланократового габбро. В верхах "слоя" преобладают полосчатые габброиды. Среди этого расслоенного комплекса встречено три силла мелкозернистого габбро мощностью 7, 10 и 15 м, обладающих закальными контактами с габбро и сопровождающиеся разрозненными маломощными дайками; и расслоенный комплекс, и микрогаббро прорваны дайками диабазов.
4. Силлы мелкозернистого меланократового габбро, пронизанного параллельными дайками диабазов.
5. Комплекс параллельных даек с редкими скринами пироксенитов и плагиоклазовых пироксенитов. Изредка встречаются секущие дайки диабазов.
6. Комплекс параллельных даек со скринами зеленокаменных венд-кембрийских базальтов.

Таким образом, в данном разрезе микрогаббро и диабазы залегают внутри меланократового расслоенного комплекса. Мелкозернистое габбро образует четыре силла (первая генерация), а диабазы второй генерации — "слой" параллельных даек с первичной субвертикальной ориентировкой даек внутри "слоя". Фации магматического очага у дайковых комплексов выделить не удалось, возможно, в связи с недостаточной изученностью.

В Монголии, непосредственно к западу от г. Баян-Хонгор, развита своеобразная офиолитовая ассоциация, верхние вулканические члены которой условно относятся к венду—нижнему кембрию. Офиолиты залегают в виде останцов пластины на зеленых метаморфических сланцах. Общий разрез, установленный по трем крупным фрагментам, выглядит следующим образом:

1. Серпентиниты, образующие пласт до 100 м в основании пластины. В верхах появляются линзы клинопироксенитов и меланократового габбро.

2. Гнейсовидное и бластомилонитизированное крупнозернистое габбро, содержащее силлы диабазов и габбро-диабазов, составляющих до 50% мощности.

3. Крупно- и среднезернистое куммулятивное диопсидовое габбро с очень нечеткой полосчатостью, редко — пегматоидные пироксениты. Габбро прорвано многочисленными дайками микрогаббро, габбро-диабазов и диабазов, слагающих нередко до 70—80% объема. Выделяется, по крайней мере, две генерации даек: более древние — более крупнозернистые и более молодые — относительно мелкозернистые. Дайки повсеместно имеют четкие закальные контакты с габбро, не имеют строгой ориентировки, ветвятся и переплетаются, в результате чего образуется сложная магматическая брекчия. Габбро и пироксениты, а также диабазы первой генерации слагают скрины в теле магматической брекчии диабазов второй генерации.

4. Гипербазиты, представленные серпентинитами, серпентинизированными верлитами, реже — клинопироксенитами. Они прорваны телами микрогаббро и диабазов, образующих магматическую брекчию. Габбро слоя 3 в контакте с гипербазиитами становятся мелкозернистыми порфиоровидными, а в экзоконтакте развиты клинопироксениты, плагиооклазовые пироксениты и верлиты. Такие взаимоотношения не оставляют сомнения в интрузивной природе габбро.

5. Зеленокаменно измененные базальты, местами подушечные, залегающие то на гипербазиитах, то непосредственно на габброидах, причем переход эффузивов с гипербазитов на габбро наблюдался в обнажениях. В низах толщи эффузивов прослеживаются многочисленные жилы диабазов, образующих нередко магматическую брекчию.

Таким образом, в рассмотренном примере магматическое габбро образует "слой" внутри гипербазитов. Гнейсовидные структуры и бластомилониты свидетельствуют о течении вещества в нижней части этого "слоя". К этой же зоне приурочены диабазовые силлы. Диабазы слагают силлы и цемент магматических брекчий, что отличает их от комплекса параллельных даек. Магматические брекчии группируются в протяженные пояса, проходящие через верхнюю часть габбрового "слоя", гипербазиты его кровли и низы эффузивной толщи.

* * *

1. Диабазовые комплексы, включающие комплексы параллельных даек, магматические брекчии и силлы располагаются всегда внутри габброидов и гипербазитов и приурочены к верхней части третьего слоя океанической коры. Они слагают пластообразные тела сложного строения и являются питающими камерами эффузивов, залегающих непосредственно на габбро-гипербазитовом комплексе. Современными аналогами их, вероятно, являются зоны близ поверхностных волноводов, устанавливаемых в последнее время в срединно-океанических хребтах. По химическому составу диабазы идентичны вышележащим толеитовым базальтам, но отличаются от состава полосчатого габбро более высоким содержанием титана и щелочей и более низким содержанием глинозема и кальция.

2. Диабазы всегда внедряются в уже сформированный габбро-гипербазитовый комплекс и относительно оторваны от последнего во времени.

3. Образование эффузивов и диабазового комплекса после полного формирования габбро-гипербазитового заставляет предполагать наличие во времени образования габбро мощных вышележащих комплексов континентальной или переходной земной коры, которая была затем удалена, вероятно, тектоническим путем.

4. Проникновение базальтовой магмы связано с тектоническим расслаиванием габбро-гипербазитового комплекса и становлением третьего и второго слоев океанической коры. Пути проникновения базальтовой магмы не известны, однако поскольку дайки не прорывают дунит-гарцбургитовый комплекс, то естественно предположить латеральные поступления базальтовой магмы.

5. Формирование комплекса параллельных даек сопровождается растеканием (спредингом) верхних горизонтов океанической коры, настолько интенсивным, что верхние слои сохраняются только в скринах, составляющих не более 2% от всего объема образующегося слоя. Этот процесс происходит многофазно по разным уровням, фиксируемым пластообразными магматическими камерами. Магма является "смазкой" для движения растекающихся пластин. Зоны диабазовых магматических брекчий также фиксируют спрединг, но проявленный менее интенсивно и в других динамических условиях.

6. Тектоническая расслоенность в формировании океанической коры проявляется не только в спрединге, но, по-видимому, и в проскальзывании маломощных пластин габбро-гипербазитового субстрата относительно друг друга. Такими зонами проскальзывания могли являться пластовые магматические очаги, формирующиеся на разных уровнях (магматическое габбро и силлы диабазов). Такое же проскальзывание могло осуществляться по зонам пластического течения на разных температурных уровнях. Примерами могут служить blastsмилониты и гнейсовидное габбро Баян-Хонгора и высокотемпературное пластическое течение в габброидах Платиноносного комплекса Урала, описанное недавно А.А. Ефимовым.

Нам представляется, что полученные результаты имеют более общее значение для понимания характера тектонических движений в современных океанических структурах и их палеоаналогах. Хорошо известно, что при тектоническом ссучивании, приводящем к закрытию океанических структур, тектонические пластины надвигаются друг на друга и на структуры обрамления. Примерами таких покровов являются офиолитовые пластины, рассмотренные выше, а также краевые офиолитовые аллохтоны Малого Кавказа, Урала, Восточного Саяна, Ньюфаундленда и др. Покровы сложены серпентинитовым меланжем или относительно слабо дезинтегрированными частями разреза океанической коры. В последнем случае (Урал, Западный Саян, Восточный Саян, Монголия, Ньюфаундленд) поверхность срыва проходит вблизи границы Мохо.

Можно предполагать, что даже в тех случаях, когда в покровах наблюдаются крупные дунит-гарцбургитовые массивы, главная поверхность срыва проходила также вблизи границы Мохо. Это доказывается для

изученных массивов Урала (Хабарнинский, Войкарский и др.), которые находятся в ядрах сорванных бескорневых лежачих складок и отторгнуты от основной массы палеомантии. Вероятно, такое же происхождение имеют многие другие крупные дунит-гарцбургитовые массивы.

Легко заметить, что поверхность тектонического расслаивания проходит примерно на одних и тех же уровнях как при формировании океанической коры, так и при ее скучивании. Можно предположить, что аналогичное тектоническое расслаивание имело место между зонами скучивания и зонами поверхностного спрединга. Однако в настоящее время неясно, чем выражены такие срывы — зонами меланжа или магматическими очагами, или тем и другим. Серпентинитовые меланжи драгированы во многих местах в удалении от срединных хребтов и трансформных зон. Палеоаналогом таких "океанических" меланжей могут быть своеобразные меланжи Тектурмасского антиклинория Казахстана и Гобийского Алтая в Монголии, которые подстилают формации океанического чехла и содержатся в этом чехле в виде обломков.

Нам представляется, что при любых тектонических построениях необходимо учитывать тектоническую расслоенность океанической коры, которая возникает уже на самых ранних этапах ее формирования. Разумеется, что данные о расслоенности океанической коры не исключают расслоенности и на более глубоких уровнях литосферы, где она была проявлена, вероятно, в другой форме.

А B S T R A C T

Some sections of ophiolitic associations having in general a standard structure but strongly differing in significant details are concerned. The study of the latter enables to draw some essential conclusions.

In the South Urals, along the latitudinal segment of the Ural river, it became obvious that the sheeted dike complex was arranged within a banded gabbro layer (the roof being presented by gabbro screens), and is composed of heterochronous generations. Each generation is characterized by a facies of a bedded magmatic focus and a facies of sheeted dikes located below and above the focus. The sheeted dikes are grouped into separate blocks, each of them being characterized by its own orientation of dikes. In this case the dikes are always perpendicular to general stratification of ophiolite and always have chilling contacts with gabbro and ultramaphites.

In the south-east of the Western Sayan (Levyi Koyard river) in the ophiolitic section, along with the sheeted dike complex, the diabases are represented by thick sills within a melanocratic layered complex this being older relative to diabases.

In Mongolia (Bayan-Khingor region), inside ultramaphites, a body of a commulative gabbro with traces of the matter flow at the base of the body was observed. The diabases form steeply dipping belts of magmatic breccias passing into a series of diabase sills in the zone of a gabbro flow. The magmatic braccia consists of blocks of gabbro and meandering dikes of diabases attributed to at least two generations.

The above ophiolitic associations and other data enabled us to conclude: diabase complexes have always intruded inside a gabbro ultrabasic complex forming bedded bodies of a complex structure. These bodies are feeding for the abovelying effusives.

The formation of effusives and a diabase complex after complete formation of a gabbro-ultrabasic complex makes us assume of a thick roof present during gabbro formation. This roof was subsequently tectonically removed.

Penetration of basaltic magma is related to tectonic stratification of a gabbro ultrabasic complex and formation of the third and second beds of the oceanic crust. Diabases do not break the dunite-harzburgite complex anywhere. So, we can assume a lateral penetration of magma into a tectonically sheeted gabbro-ultrabasic complex.

The formation of dikes is accompanied by intense spreading of the upper horizons of the stratified complex. The roof of the diabase complex remains preserved as screens usually composing not over 2% of the whole volume of a newly-formed layer.

УДК (551.24 + 552.11) (234.851).

А.А. САВЕЛЬЕВ, Г.Н. САВЕЛЬЕВА

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

В ультрабазитах и габбро многих альцинотипных массивов офиолитовой ассоциации, корневых зон и концентрических массивов описаны деформационные структуры твердопластического течения. Кинематическая и динамическая интерпретация этих структур, проведенная с учетом экспериментальных данных и термодинамических расчетов [Carter, Raleigh, 1969; Carter, 1971; Nicolas et al., 1971; Raleigh, 1969], значительно дополняет представления о тектоническом режиме тех областей, в которых происходит формирование габбро-ультрабазитовых комплексов.

Использование такого подхода к изучению лерцолитовых массивов корневых зон позволило установить, что: а) поступление верхнемантийного высоконагретого материала (лерцолитов) из-под континентальной коры осуществлялось путем его твердопластического течения в диапире, поднимавшемся вдоль сутурового шва; б) подъем диапира происходил в условиях сжатия, вызванного сближением континентальных плит (массив Ланцо [Nicolas et al., 1972; Nicolas, Boudier, 1975]).

В офиолитовом аллохтоне Анталья, представляющем фрагмент срединного океанического хребта, деформационные структуры гарцбургитов и габбро отражают стадии подъема мантийного диапира вдоль оси спрединга и последующее растекание вещества в направлении, перпендикулярном простиранию хребта [Juteau et al., 1977].

На примере Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) — одного из крупнейших офиолитовых аллохтонов орогенных поясов — рассматривается структурная эволюция габбро-ультрабазитового комплекса, представляющего тектонические фрагменты океанической коры и верхней мантии окраинного океанического бассейна [Тектоника Урала, 1977]. В полярном секторе каледоно-герцинского орогенного Уральского пояса офиолитовые аллохтоны надвинуты на пакет чешуй, сложенных палеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами краевого моря, миогеосинклинали и флишевого бассейна. Офиолиты структурно перекрыты толщами островодужной ассоциации. Проведенные палеотектонические реконструкции показали, что появление офиолитов в составе орогенного пояса тесно связано с развитием палеоокеанической окраины, которая включала внутренний и междуговой бассейны, разделяющие их третью и фронтальную вулканические дуги [Савельев, Самыгин, 1979].

Нижняя часть офиолитового разреза сложена гарцбургитами и частично лерцолитами, образующими цепь крупных линзовидных тел. Эти тела вытянуты по простиранию складчатой структуры палеозоид, параллельно краю Восточно-Европейской платформы, и наклонены к юго-востоку. Разрез гарцбургитов надстраивается породами дунит-верлит-троктолит-клинопироксенитовой (полосчатой) серии, выше которых залегают двупироксеновые габбро, прорванные дайками долеритов и габбро-диабазов. Офиолитовые пластины подстилаются толщей гранатовых и цоизитовых амфиболитов с впаянными тектоническими блоками флазер-габбро и амфиболитизированных ультрабазитов. Изучение деформационных структур ультрабазитов и габбро наиболее крупного Пайерского офиолитового аллохтона позволяет выделить три основных этапа их формирования и наметить условия, в которых они происходили.

Первые из фиксируемых деформационных структур в гарцбургитах представлены крупномасштабными желобовидными складками течения с крутым залеганием полосчатости и уплощенности в приосевой зоне и пологим — на крыльях. Агрегатная линейность энстатита и хромшпинелида в приосевой зоне структуры круто наклонена к северу, в направлении погружения шарниров. Это направление выдерживается на крыльях и в замковой части структур, где наблюдается резкое угловое и азимутальное несогласие ориентировок линейности и полосчатости; на удалении от осевой зоны, в крыльях структур, линейность и плоскость уплощенности залегают почти горизонтально и субпараллельно плоскости полосчатости. Ориентировка петроструктурных элементов и форма тел гарцбургитов указывают на их образование в условиях субгоризонтального сжатия в системе слабо выраженного правого сдвига. Температура кристаллизации минеральных парагенезисов, образующихся при твердопластическом течении перидотитов (агрегатная линейность) по хром-алюминиевому и двупироксеновому геотермометрам, оценивается величинами 1100–900°C. Механизм пластического течения на этом этапе представлен в основном внутрикристаллическим скольжением, сопровождавшимся рекристаллизацией. В осевой части тела течение вещества было субвертикальным; в краевых, утоненных, — субгоризонтальным.

Таким образом фиксируется грибообразное растекание высоконагретого вещества: по мере его подъема выдавливание в вертикальном направлении сменялось субгоризонтальным истечением.

Область смены вертикального направления течения вещества субгоризонтальным характеризуется отчетливыми признаками локального растяжения (разряжение давления), возникающего в условиях, подобных наблюдаемым на вершине грифона. Представляющие эту область приосевые зоны крупных желобовидных складок пронизаны ортогональной системой жил с субвертикальными стенками, выполняющих трещины растяжения. В составе и последовательности жил проявлена дифференциация вещества по схеме: гарцбургит (лерцолит) — остаточный дунит + энстатит + диопсид + хромит. Дифференциация осуществлялась либо частичным плавлением лерцолита, либо путем перераспределения вещества с участием высокотемпературного флюида, либо комбинацией обоих процессов. Существование нескольких генераций жил пироксенитов и реститовых дунитов показывает многофазность процесса, поддержание которого требовало подтока новых порций неистощенного материала. Этот материал в виде лерцолитов и обогащенных диопсидом гарцбургитов встречается, как правило, в приосевых зонах желобовидных складок. Такое положение лерцолитов и наблюдаемые в них структуры вертикального течения по-видимому указывают на подъем поверхности неистощенной мантии вдоль приосевой зоны диапира.

В краевой части гарцбургитовых тел пироксенитовые жилы формировались вдоль сколовых трещин, входящих в единую систему субгоризонтального пластического течения вещества, что иллюстрируется деформационными рисунками жил (выполнение сколовых трещин — смятие в опрокинутые складки — рассечение этих складок новыми жилами вдоль сколов — последующее смятие и т.д.).

Структуры высокотемпературного пластического течения в габбро, располагающемся над гарцбургитами, были сформированы при сжатии, ориентированном в системе правого сдвига вначале с юго-востока на северо-запад, затем — с востока на запад (две системы складок), так же как и складки в гарцбургитах. Однако угловое несогласие залегания полосчатости в гарцбургитах и габбро очевидно. Этот факт интерпретируется как следствие отжимания куполом линейного диапира (с внутренней желобовидной структурой гарцбургитов) габброидов вышележащего слоя таким образом, что они растекались от его оси. Предполагается, что магматическая полосчатость габбро была уже сформирована. Возможно также, что явления пластической деформации габбро были частично связаны с их гравитационной неустойчивостью в кровле поднимающегося купола.

Зона наиболее интенсивных пластических деформаций располагается между габбро и дунитами и приурочена к толще чередования контрастных по составу пород (дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро) с различными вязкостными свойствами. Положение этой пестрой серии пород над мощным (до 1 км) однородным дунитовым слоем, равномерно передающим гидростатическое давление поднимающегося

диапира, могло явиться одной из причин приуроченности поверхности тектонического скольжения к переходной зоне между дунитами и габбро.

Следующий этап структурной эволюции офиолитов отражен в деформационных структурах гарцбургитов и лерцолитов с герцининовой шпилью и амфиболом из основания разреза Пайерского покрова. На этом этапе четко определяется положение подошвы обособившейся крупной пластины габбро-ультрабазитового состава, начавшей перемещение в верхние горизонты коры. Линейные изоклинальные складки течения формировались здесь в условиях температур и давлений, отвечающих границе гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Значения стресса были высокими относительно первого этапа, и течение осуществлялось в основном путем рекристаллизации. Направление течения было ориентировано на запад-северо-запад в системе четко выраженного правого сдвига. Вслед за выведением габбро-ультрабазитов на высокие уровни разреза последовала массовая петельчатая серпентинизация (без магнетита) ультрабазитов и зеленокаменный метаморфизм габбро.

Дальнейшее продвижение габбро-ультрабазитовой пластины в верхних горизонтах коры усиливало ее тектоническую расслоенность. На этом этапе формировались метаморфиты вдоль зон относительного проскальзывания чешуй внутри единой пластины. В ультрабазитах метаморфиты представлены антигорит-оливиновыми, куммингтонит ± тальк-оливиновыми породами, а в породах полосчатой серии и габбро — цоизит-амфиболовыми бластомилонитами. Кристаллизационная сланцеватость ультраосновных метаморфитов ориентирована по падению зон и наклонена к юго-востоку круче их контактов. Линейность, расположенная в плоскости течения, вытянута вдоль падения контактов. Несовпадение плоскости сланцеватости и плоскости течения отражает его вращательный характер. Течение осуществлялось внутрикристаллическим и межзерновым скольжением на относительно высокотемпературной стадии и путем рекристаллизации при более низких температурах и возрастающем значении стресса. Генеральное направление движения было унаследованным от ранних этапов и происходило в системе сильно выраженного правого сдвига.

Таким образом, в породах нижней части офиолитового разреза на Войкаро-Сыньинском массиве деформационные структуры отражают: 1) этап высокотемпературного ($1100-900^{\circ}\text{C}$) субвертикального твердопластического течения, связанный с подъемом мантийного диапира, и субгоризонтального растекания вещества в его кровле, наиболее резко выраженного на границе габбро-дунит; 2) этап высоко-среднетемпературного ($800-700^{\circ}\text{C}$) течения, связанный с формированием габбро-ультрабазитовой пластины и началом ее субгоризонтального перемещения; 3) этап средне-низкотемпературного течения ($750-450^{\circ}\text{C}$), связанный с формированием габбро-ультрабазитовых чешуй внутри единой пластины.

Из анализа материалов по деформационным структурам пород различных альпинотипных массивов следует, что перемещение мантийных

диапиров в кору сопровождалось высокотемпературными деформациями, которые отражены в структурах твердопластического течения гарцбургитов и лерцолитов: крупномасштабных желобо- и куполовидных складках, преимущественных ориентировках минералов. С высокотемпературным течением тесно связан процесс дифференциации мантийного материала. На Войкаро-Сыньинском массиве этот процесс проявился наиболее мощно в приосевой зоне верхней части диапира, где восходящее движение вещества меняется на субгоризонтальное. К участкам наибольшей дифференциации мантийного материала приурочено формирование хромитовых залежей [Савельев, 1977].

Материалы по структурно-вещественной эволюции габбро-ультрабазитовых комплексов позволяют уточнить некоторые особенности тектонического режима на ранних стадиях развития континентальных окраин. Под воздействием поднимающегося диапира, удлинение которого определяется ориентировкой континентального края, вышележащий габбровый слой отжимается в направлении, перпендикулярном оси диапира. В результате этого отжимания и в силу различия реологических свойств ультрабазитов и габбро между ними образуется горизонт относительного проскальзывания, приуроченный к полосчатой серии (сейсмическая граница Мохоровичича). Присутствие горизонта относительного проскальзывания в разрезах офиолитов окраинных бассейнов приводит к выводу, что активное скольжение океанической коры вдоль границы Мохоровичича является, по существу, одним из выражений спрединга и в окраинных бассейнах представляет собой горизонт тектонического расслаивания внутри литосферной плиты.

Вещественно-структурная неоднородность, порожденная тектоническим расслоением, усиливается при последующих субгоризонтальных движениях, связанных с раннеорогенным перемещением офиолитов в сторону континента. Вначале образуются сильно деформированные, относительно высокотемпературные амфиболовые ультрабазиты и габбро-амфиболиты, а позднее — низкотемпературные оливин-антигоритовые породы, фиксирующие деформационные зоны, которые разделяли пластины офиолитов.

А B S T R A C T

Major stages of evolution of deformation structures in ultrabasites and gabbro are examined in the large ophiolite allochthone of the Voykar-Synynski massif (Polar Urals). Ophiolites and associated Ordovician-Devonian sediments and volcanics represent fragments of the oceanic crust and upper mantle of Caledonian marginal basin.

Earliest structures and fabrics of ultrabasites (banding, foliation, lineation) show the solid state flow (intracrystalline slip, recrystallization) of hot (1100–900°C) mantle material at the stages of the linear diapiric uprise and subhorizontal divergent flow of this material outward from the critical axis of the diapiric top. Extensive stockworks of veins at the critical axis zone of the top dome represent the differentiation area of the mantle material by scheme: harzburgite (Iherzolite) – dunite +

+ pyroxenites + chromite. The structures of ultrabasites, banded series rocks and layered gabbro are very diverse, but they all characterize the common deformation plan. Maximal deformations of this stage are concentrated in ophiolite sequence at the level of the banded series between dunite and gabbro. The generation of this deformation level is interpreted as result of detachment of gabbro outward from diapiric top and differential glide of gabbro and ultrabasites. The level is typical for ophiolite sequences of marginal basins (seismic Moho) and it is tectonic sheeting level within lithospheric plate. The above-stated suggests the relationship of the generation of tectonic sheeting level and spreading movement of marginal basin floor.

The structure anisotropy was amplified at the stages of displacement of the ophiolite assemblage and its emplacement into an orogenic zone. Occurrence of amphibolized ultrabasites and amphibolites at the base of the ophiolite sequence and deformation structures of middle temperature (800–700°C) solid state flow of this rocks at increasing stress (syntectonic recrystallization) are possible evidence of the stage of breaking off and starting of the ophiolite slabs movement.

The later desintegration of slabs into slices is reflected in linear zones of kummingtonite-olivine and antigorite-olivine rocks with fabrics generated mostly by intergranular glide and syntectonic recrystallization at middle-low temperature (750–450°C) flow under high stress conditions.

ЛИТЕРАТУРА

Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива. – В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. (Тр. Ин-та геол. и геохим., 1977; Вып. 127).

Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала. – В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.

Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала)/А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечехин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977.

Carter N.L. Static deformation of silica and silicates. – J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 23.

Carter N.L., Raleigh C.B. Principal stress direction from plastic flow in crystals. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 88.

Juteau T., Nicolas A., Debessy J. et al. Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. – Tectonophysics, 1971, v. 12.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. – Tectonophysics, 1972, v. 14.

Nicolas A., Boudier F. Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. – Tectonophysics, 1975, v. 25, N 3/4.

Raleigh C.B. Mechanism of plastic deformation of olivine. – J. Geophys. Res., 1969, v. 73, N 14.

ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД В УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА

Геологические структуры являются результатом больших остаточных деформаций в земной коре. Эти деформации осуществляются путем перестройки структуры толщ и слагающих их пород, которая происходит на самых разных уровнях. К мегаскопическому уровню относится образование крупных складок и разрывных нарушений со смещением значительных блоков пород. Как и в приповерхностных частях земной коры, перестройка на этом уровне играет большую роль в формировании структуры метаморфических толщ. Перегруппировка частиц вещества на макроскопическом и микроскопическом уровнях состоит в деформации пород (в том числе с образованием складок) и в раздроблении пород и зерен минералов, сопровождающемся перемещением образовавшихся обломков. При этом механическое двойникование, трансляция и деформация кристаллической решетки, которые можно отнести к микроскопическому уровню и которым обычно придают большое значение, играют относительно несущественную роль. Эти явления далеко не столь распространены, чтобы обеспечивать очень большие деформации, свойственные метаморфическим толщам.

Особенностью деформаций в условиях метаморфизма является очень значительная перестройка на атомно-ионном уровне — проявленная в широких масштабах метаморфическая кристаллизация и перекристаллизация. Именно возможностью протекания метаморфической кристаллизации и перекристаллизации в больших объемах пород благодаря высокой температуре и наличию химически активных метаморфизирующих флюидов обеспечивается большая податливость пород деформациям в условиях метаморфизма. Д. Флинн, детально исследовавший деформацию пород при метаморфизме, пришел к заключению, что "... породы деформируются вследствие изменения формы отдельных зерен в результате диффузии атомов и скольжения зерен относительно друг друга... Диффузия может вызвать образование центров кристаллизации, а миграция границ зерен привести к росту зерен, растворению и изменению их формы" [Флинн, 1967, с. 74]. О таком способе протекания деформаций свидетельствует типичная для пород, подвергшихся региональному метаморфизму, упорядоченная ориентировка зерен новообразованных минералов, которая обусловлена тем, что деформация протекала путем растворения ранее существовавших зерен минералов и роста новых зерен, форма и ориентировка которых определялись анизотропией их свойств и направлением деформации.

Так как скорость диффузии в твердом веществе невелика даже при температурах глубинного метаморфизма, есть основания полагать, что в процессе перераспределения вещества существенную роль играют межзерновые растворы. Воздействие деформирующих усилий на зернистую породу вызывает смещение зерен, вследствие чего в породе, в том числе внутри зерен, появляются участки с различным напряженным состоянием.

Этому способствуют также анизотропия и различие упругих свойств минералов. Более сильно сдавленные зерна или части зерен растворяются, повышая концентрацию раствора вблизи места растворения [Ramberg, 1952]. Диффузия переносит растворенное вещество в другие участки породы, где сжимающие напряжения меньше, и там оно осаждается. Если процесс происходит в термодинамических условиях, в которых существующие минеральные ассоциации оказываются неравновесными, то происходит не перекристаллизация старых, а образование новых, устойчивых в данных условиях ассоциаций минералов, т.е. протекают метаморфические процессы. Если через деформируемый объем проходит поток растворов, масштабы переноса вещества значительно возрастают, деформация идет быстрее, что соответствует понижению эффективной вязкости породы.

Не всегда тектонические деформации в условиях метаморфизма протекали только через метаморфические реакции или через перекристаллизацию ранее существовавших минералов, особенно при регрессивном метаморфизме. В составе комплексов, испытавших регрессивный метаморфизм, очень широко развиты бластомилониты и бластокатаклазиты, в которых проявилось интенсивное разрушение зерен более высокотемпературных минералов и рост новых, более низкотемпературных минералов. В этих породах деформация протекала как сочетание раздробления зерен и перемещения их обломков, с одной стороны, с перераспределением материала на атомно-ионном уровне — с другой.

Принято считать, что катаклазиты и милониты образуются в основном вдоль поверхностей разрывных нарушений. Однако это далеко не так: они нередко слагают обширные поля и большей частью не имеют прямого отношения к разрывам. Так, при детальном изучении ольхонской серии докембрия в Западном Прибайкалье обнаружилось, что милонитизация происходила в ходе образования складок. Здесь в сильно сжатых складках тонкая линзово-полосчатая плоскостная текстура, созданная вытянутыми агрегатами раздробленных зерен, ориентирована параллельно осевым поверхностям складок и сечет более раннюю, метаморфическую полосчатость [Эз, Гептнер, 1974].

Неравномерность тектонических процессов и флюидного режима во времени и пространстве приводила к тому, что в ходе деформации преобладало то раздробление пород и слагающих их зерен, то залечивание разрушений ростом новых минеральных зерен. Повышение скорости деформации или уменьшение химической активности флюидов способствовали увеличению роли раздробления. Наоборот, замедление деформации или увеличение активности флюидов способствовали повышению роли перекристаллизации и метаморфической кристаллизации. Если скорость деформации была меньше скорости растворения и роста зерен, то раздробления практически не происходило и образовывались обычные кристаллические сланцы. Если же деформация была настолько быстрой, что порода могла уступать ей только путем раздробления и по тонко раздробленной массе успевали вырасти лишь очень мелкие зерна, породы приобретали катакластическую структуру.

Весьма тонкозернистую структуру цементирующей массы милонитов

часто объясняют очень большой величиной деформации и интенсивным перетиранием пород. Говорить о "перетирании", видимо, принципиально неверно, поскольку это слово обычно употребляется в связи с неоднократными возвратно-поступательными движениями, а конкретная геологическая обстановка чаще, наоборот, убеждает в одноподобном характере деформации во время милонитизации (например, при складкообразовании). Не обязательно образование милонитов связано и с очень большими деформациями: величина деформации при милонитизации нередко ничуть не больше, чем деформация не несущих вообще никаких следов раздробления кристаллических сланцев.

Можно предположить, что образование милонитов связано с приводившими к раздроблению быстрыми деформациями, которые происходили в глубоких частях земной коры, где практически отсутствовала возможность увеличения объема, неизбежного при обычном раздроблении любого твердого тела. В этих условиях напряжения в ходе продолжающейся деформации не снимались при разрушении породы, а из-за неплотного прилегания смещенных обломков возникала огромная неравномерность напряжений, в результате чего напряжения в отдельных частях обломков во много раз превышали среднюю величину напряжений. Из этого следует, что если процесс разрушения начался, а нагрузка при этом не снималась, то дальнейшее раздробление шло еще легче вплоть до превращения обломков в тончайшую пыль, что обеспечивало почти такое же плотное прилегание частиц, как и в неразрушенной породе, и приводило к выравниванию напряжений.

Известно, что прочность очень мелких частиц принципиально отличается от прочности тел макроскопических размеров, превышая ее в несколько раз. Весьма вероятно, что дальнейшее измельчение в ходе разрушающей деформации прекращалось тогда, когда достигалась та малость частиц, которая обеспечивала их прочность при существовавших величинах действующих усилий. Тогда дальнейшая деформация через разрушение протекала, во-первых, за счет раздробления тех частиц, которые еще не достигли размеров, обеспечивающих им необходимую прочность, во-вторых, и это, видимо, более существенно, — за счет перемещения частиц без их дальнейшего раздробления.

В очень тонко раздробленной породе легко и в большом количестве возникали новые центры кристаллизации [Раст, 1967], что все время обеспечивало заполнение возникающих пустот и цементацию обломков. Поэтому можно думать, что милониты ни на какой стадии формирования не представляли собой дезинтегрированные породы, состоящие из не связанных между собой обломков [Эбблин, 1976]. Из этого следует также, что при изучении тонкозернистой массы милонитов часто практически невозможно отличить обломки исходных зерен от новообразованных зерен, если те и другие представлены одинаковыми минералами.

Как показывает микроскопическое изучение, ход разрушения пород в процессе большой остаточной деформации и характер образующихся катакластических и милонитовых текстур и структур зависят от строения исходной породы. В породах, более или менее однородных по своим механическим свойствам, когда скорость деформации превышает воз-

можную скорость перестройки на атомно-ионном уровне, возникают трещины скалывания, разбивающие породу, в том числе и отдельные зерна, на обломки, имеющие в поперечном сечении ромбовидную форму. Обломки в той или иной мере смещаются друг относительно друга, а невозможность их плотного прилегания ведет к дальнейшему раздроблению, особенно по краям, и к появлению большого количества очень мелких обломочных зерен неправильной формы. В ходе дальнейшей деформации относительно более крупные обломки становятся линзовидными, их тупые углы округляются, а около острых углов образуются вытянутые "хвосты" из более мелких обломков того же состава. Часть крупных обломков распадается целиком, превращаясь в мелкозернистую массу, образующую тонкие вытянутые линзы. При деформации породы, состоящей из разных минералов, каждое зерно вытягивается в отдельную "полоску" и создается полосчатая милонитовая текстура.

В породах с исходной полосчатой текстурой, где полосы сложены минералами, ведущими себя в процессе деформации существенно различно, сжатие в направлении, перпендикулярном полосчатости, может привести к тому, что в то время, когда одни полосы растягиваются без разрушения, другие пересекаются перпендикулярными к полосчатости трещинами отрыва и распадаются на кусочки, имеющие в сечении приблизительно прямоугольную форму. При очень резком различии деформационных свойств полосок материал более податливых полосок может сразу же начать заполнять промежутки между раздвигающимися обломками. Чаще же эти промежутки начинают заполняться новообразованными минералами из привнесенных или наиболее легко перекристаллизующихся компонентов породы. Так как заполнение промежутков обычно отстает от раздвигания обломков, а напряжения концентрируются преимущественно на углах обломков, то происходит обламывание углов и округление обломков, тогда как промежутки между обломками заполняются тонкозернистой массой из того же материала, что и сами обломки. При этом из первоначально более или менее равномерных по толщине параллельных полосок получаются вытянутые тела с характерными плавными пережимами и утолщениями, где утолщения образованы еще не раздробленным материалом, а пережимы сложены продуктами раздробления.

Дальнейшая деформация массы, состоящей практически целиком из обломков разного размера, ведет к их перемешиванию, в ходе которого происходит их дальнейшее округление. Создаются структуры и текстуры, иногда очень похожие на структуры и текстуры осадочных пород, что может привести к ошибочным выводам о генезисе породы.

При неизменных температуре и всестороннем давлении уровень, на котором происходит перестройка вещества в ходе тектонических деформаций, определяется скоростью деформации, с одной стороны, и температурой и флюидным режимом — с другой. Протекает тот процесс, который оказывается энергетически более выгодным. Часто энергетически выгоднее бывает одновременная перестройка на разных уровнях, в связи с чем нередко образование разрывов и смещение по ним крупных блоков идет одновременно с деформацией этих блоков, выража-

ющей, например, в изгибании пластообразных тел в складки, а деформация изгибающихся тел идет через раздробление пород, которое сопровождается деформацией возникающих обломков. Если перекристаллизация идет слишком медленно, чтобы обеспечить задаваемую внешними условиями скорость деформации, образуются разрывные нарушения, тектонические брекчии, катаклазиты и милониты. Если растворение старых и рост новых зерен минералов успевают за деформацией, образуются кристаллические и метаморфические сланцы.

АБСТРАКТ

Geological structures are the result of unrecoverable deformations, which proceed by means of destruction of rock structures and rearrangement of particles on various levels, from megascopic (formation of faults) till atomic (metamorphic crystallisation and recrystallisation). Rearrangement of particles on macroscopic and microscopic levels consists of breakage of rocks and mineral grains and of displacement of their fragments. Mechanical twinning, translation gliding and deformation of crystalline lattice, which belong to the microscopic level, provide for only a small part of deformation.

The most striking peculiarity of deformations of rocks during regional metamorphism is a very big role of rearrangement of particles on the atomic level. Very high ductility of rocks during metamorphism is maintained by the possibility of metamorphic crystallisation and recrystallisation in vast volumes of rocks due to high temperature and abundance of chemically active solutions.

The level on which rearrangement of particles goes on is determined (at steady temperature and pressure) by the rate of deformation and the activity of solutions. That process goes on that demands smaller amount of energy. Rearrangement on different levels simultaneously is often the most economical in that sense. That is why formation of faults and displacements along faults go on together with deformation of blocks of rocks between the faults (foldbuilding included); breakage of grains is accompanied by recrystallisation of fragments of grains. If recrystallisation goes on too slowly to maintain the rate of deformation, in that case faults, tectonic breccias, cataclasites and milonites are being formed. If recrystallisation of rocks and growth of new minerals keep pace with deformation, normal metamorphic schists and crystalline schists are forming.

Changes of tectonic and chemical regimes have their result in multi-fold changes of level on which rearrangement of particles takes place. Thus deformations proceed through alternating breakages of rocks and their healing by recrystallisation.

As any plastic deformation of larger volumes goes on through destruction of structures in smaller volumes, determination of the degree of plasticity of geological bodies depends mostly on our estimation of the part of deformation which goes on through the observed breakage, and of the part of deformation which goes on through breakage on the level, on which it cannot be seen using the assumed scale of studies.

Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.

Флинн Д. Деформация при метаморфизме. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.

Эбблин К. О катакластической деформации. — Геотектоника, 1976, № 1.

Эз В.В., Гентнер Т.М. Структурная перестройка горных пород в условиях метаморфизма при изменяющемся напряженном состоянии. — В кн.: Механика литосферы: Тез. докл. М., 1974.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952.

УДК 551.243.4

И.И. БЕЛОСТОЦКИЙ

ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Сравнительное изучение областей покровной тектоники (Альпы, Динариды, Карпаты, Урал и др.) позволяет сделать ряд выводов о некоторых основных механизмах образования шарьяжей.

Преобладающими морфолого-кинематическими разновидностями шарьяжей являются покровы сложной, "неупорядоченной" морфологии и сравнительно простые пластины скальвания или отрыва, в разной мере деформированные (их деформация, как правило, тем меньше, чем больше размер и чем прочнее породы). Довольно часто встречаются покровы типа карпатских "скиб" с крутыми фронтальными ограничениями, постепенно выполаживающимися с глубиной (Северные Известняковые Альпы, Флишевые Карпаты, Внешние Динариды), а также классические покровы течения в виде серий правильных лежащих складок. Если не по степени распространенности, то по размерам покровные структуры последней разновидности обычно значительно уступают простым сколовым пластинам. Вместе с тем очень часто в шарьяжах разных модификаций наблюдаются ограниченные антиклинальные изгибы пластов в лобовых частях отдельных чешуй или покровов и синклинальные изгибы в их тыловых частях. Местами заметную роль в строении покровов играют нагромождения линзовидных тектонических чешуй (покровный комплекс Дан Бланш, Арозская зона чешуй и т.д.).

Покровы сложной морфологии могут быть различными по своей природе. Во многих случаях они образуются из простых пластин, когда в процессе движения происходит торможение преимущественно их фронтальных частей, вызывающее дополнительные сколы и изгибы (в дальнейшем усиливающиеся), а в особенности тогда, когда имеют место повторные фазы сжатия, приводящие к новому шарьированию, образованию прихотливых изгибов самой подошвы шарьяжей (часто в форме лежащих складок), к явлениям ретрошарьяжа и возникновению веерных структур. В других случаях особо сложная морфология покровов или их отдельных частей связана с "неограниченным" характером деформации пород, испытывающих метаморфическую перекристаллизацию (Лепонг

тинские покровы Пеннид), или же относительно "некомпетентных" материалов, подвергающихся "прокатке" и развальцеванию под крупными сколовыми пластинами.

К кинематическим механизмам покровообразования относятся:

1. Срыв толщи более или менее однообразных пород (например, карбонатной серии) или любого другого плоского геологического тела с субгоризонтальным залеганием (например, пластины офиолитов) и отделение от подстилающего комплекса по горизонту "некомпетентных" пород (например, по эвапоритам, аргиллитам или глинистым сланцам); значительная мощность и монолитность сорванной пластины благоприятствуют ее превращению в тектонический покров.

2. Сочетание такого срыва с надвиговым перемещением по наклонным сколовым поверхностям, выводящим подошву шарьяжа на более высокий стратиграфический уровень, где также происходит срыв по благоприятному для этого горизонту; сочетание этих двух механизмов отвечает "эффекту слоистости" и действию "клины срыва", по терминологии Г. Лаубшера [1976].

3. Движение материала в лежачих складках по принципу "накатывания гусеницы трактора" (при этом перемещение реализуется полностью за счет ползучести пород); иногда этот механизм сочетается с некоторыми другими, например в одних случаях с нагнетанием материала в ядра складок — дигитаций, в других — с перемещением всего покрова или отдельных чешуй по плоскостям скола (там, где превышен предел ползучести) и т.п.

4. Механизм прокатки относительно более податливой толщи под крупной сколовой пластиной, образующей вышележащий шарьяж (движение может начинаться как накатывание лежачих складок, но продолжаться и далее, когда деформация становится "неограниченной").

5. Перетекание особо подвижных глубинных материалов, образованных в результате регионального метаморфизма первоначально жестких пород фундамента (с насыщением их летучими и с синкинематической перекристаллизацией), всплытие или выжимание их вверх и к периферии области при одновременном "подсосе" отложений вышележащих толщ в глубь и внутрь сооружения (механизм, приводящий к самым прихотливым деформациям шарьяжей нижнепеннинского типа).

6. Образование серии параллельных наклонных надвигов по слоистости и их дальнейшая переработка в горизонтальные или "ныряющие" структуры перекрытия в результате того, что движение нижних надвиговых пластин тормозится, а верхние скользят через них и уходят дальше.

Чтобы не удлинять перечень, мы не рассматриваем здесь дополнительные кинематические механизмы, под действием которых перемещаются отдельные части формирующейся структуры и происходит ее общее усложнение (например, опережающее перемещение отдельных клинообразных блоков — "выдавленный клин"; клавишное погружение отдельных чешуй нижнего шарьяжа под нагромождением пластин верхнего; рост антиформ и раскрытие тектонических окон как результат перетекания и нагнетания высокоподвижных материалов, движущихся в стороны от погружающихся синформ, и т.п.). Действие многих подобных механиз-

мов было ранее показано нами на примере тектоники Динарид [Белостоцкий, 1978].

Особое значение имеют два первых механизма. Совместное действие "эффекта слоистости" и "клины срыва" многократно суммируется, проявляясь на разных стратиграфических уровнях в мощной геосинклинальной серии и в ее фундаменте. В конечном итоге комплексы более древних пород оказываются на обширных площадях шарьированными на более молодые. Важная роль крупных пластин скалывания или отрыва в тектонике покровных сооружений определяется, по-видимому, этими же механизмами. С ними может быть связано и образование покровов скибового типа (в данном случае впередилежащая пластина подвергается срыву вдоль того же горизонта, что и пластина, давящая на нее сзади, в результате чего образуется целая серия геологических тел, в которых повторяется один и тот же стратиграфический разрез).

Наиболее универсальной причиной покровообразования является наличие горизонтальных сколовых напряжений, охватывающих тектоносферу, что связано с общей геодинамической обстановкой развития подвижных поясов Земли. Если эти пояса могут переживать эпохи растяжения и эпохи сжатия вместе со всей Землей, как это предполагается некоторыми современными концепциями [Милановский, 1978], то растяжение в них выражается в умеренном рифтоподобном процессе формирования эвгеосинклинальных трогов с корой субокеанического типа, а сжатие достигает крайней интенсивности, приводя к "перезиму" таких трогов, от которых остаются лишь узкие офиолитовые швы, и шарьированию их материала через другие зоны к периферии области. Этот ход геологических процессов мыслим только в том случае, если признается ведущая роль горизонтального сжатия литосферы как самой общей причины геосинклинальной складчатости и образования шарьяжей. В существовании бокового сжатия литосферы, по-видимому, заключается главная предпосылка для реализации того или иного частного кинематического механизма. Многообразие разновидностей покровов обусловлено изменчивыми сочетаниями одновременно действовавших частных механизмов (вариации сочетаний зависят от местных геологических условий).

Среди динамических факторов шарьяжеобразования определенная роль, очевидно, принадлежит и горизонтальному градиенту гравитационных усилий, что выражается в скользянии некоторых приповерхностных покровов под уклоном. Условия для такого скользяния могут возникать, как только вблизи рубцовой зоны нагромождается достаточно материала, чтобы образовался структурный склон в сторону более внешних прогибов. Есть основание полагать, что отдельные шарьяжи, потерявшие связь с корнями, были перемещены путем гравитационного скользяния на очень большое расстояние [Debelmas, 1976]. Однако придавать большое значение гравитационному скользянию как самостоятельному фактору шарьяжеобразования, по-видимому, было бы неправильно. В то же время следует признать правомерным существование гипотез, основанных на более широком понимании роли силы тяжести в тектонике (представления В.В. Белоусова, Р.В. Беммелена, К.А. Де Джонга, Х. Рамберга и др.).

Изучение областей покровной тектоники заставило многих исследователей в последние годы вновь обратить особое внимание на корневые или рубцовые зоны покровных сооружений как на важнейшие структурные элементы, в известном смысле порождающие покровы [Ажгирей, 1977]. Без вывода об очень сильном боковом раздавливании глубинных частей отдельных структурно-фациальных единиц невозможно решить проблему пространства в соответствии с наблюдаемыми геологическими условиями. В частности, без этого нельзя объяснить, на чем первоначально залегала толща пород той или иной структурно-фациальной зоны, ныне залегающая в виде шарьяжа на породах более внешних участков геосинклинали. Отсюда с неизбежностью следует, что все более внешние зоны испытали глубинный поддвиг под более внутренние [Белостоцкий, 1978]. Самые крупные корневые зоны, расположенные у тылового шва всего покровного сооружения или у тылового шва одной из его главных частей, выделяются как основные рубцы, вероятно, продолжающиеся глубоко в мантию (пример первых: линия Инсубрик — Тонале — Драцуг; пример вторых: граница Пеннид и Готтардского массива). Под эти рубцы уходят серии пологих сколовых поверхностей, по которым осуществляются поддвиговые перемещения. В зонах таких рубцов материал геосинклинали приобретает максимальную мобильность, необходимую для глубинных перемещений, обеспечивающих формирование покровного сооружения [Ажгирей, 1977]. Примером ремобилизованного материала фундамента покровного сооружения служат лепонтинские гнейсы Нижнепеннинских покровов в Центральных Альпах. Таким образом, основным общим геодинамическим механизмом образования шарьяжей служит глубинный поддвиг как выражение бокового сжатия подвижных поясов, причем действие этого механизма становится возможным в том случае, когда функционирует рубцовая зона.

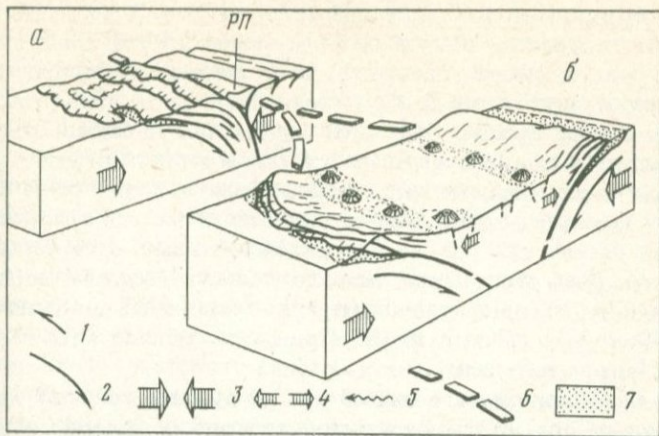
В последние годы было также подчеркнуто значение многофазности формирования покровных сооружений. При этом более ранние фазы обычно являются главными для внутренних районов геосинклинали, более поздние — для средних, самые последние — для внешних. В Динаридах это фазы на рубеже юры и мела (по Ж. Обузу), затем в середине мела, на границе мелового и палеогенового времени, в конце эоцена — начале олигоцена и послеолигоценовая; предпоследняя имела наибольшее значение [Белостоцкий, 1978]. В Альпах выделяются те же фазы. Важнейшие из них: 1) предгозаусская (в середине мела), создавшая шарьяжи Австро-Альпийского комплекса; 2) фаза на рубеже эоцена и олигоцена, с которой связаны Пеннинские комплексы покровов; 3) фаза в конце олигоцена — раннем миоцене, породившая Гельветские покровы [Трюмпи, 1976]. При такой последовательности движений более внешние зоны во время формирования в них шарьяжей должны были поддвигаться под более внутренние зоны, уже имеющие покровное строение. При этом в прифронтальных частях последних происходит повторное шарьирование (так, в фазу сжатия на границе эоцена и олигоцена покровы Северных Известняковых Альп, образованные в меловое время, повторно сместились на десятки километров; в Динаридах такое же повторное смещение в эту фазу испытали покровы Субпелагонской зоны). Такой ход развития

покровного сооружения приводит к тому, что каждой фазе шарьирования соответствует свой комплекс шарьяжей, связанный с определенной корневой зоной. Активные корневые зоны, или рубцы, со временем перемещаются (как правило, от внутренних частей геосинклинали к внешним), хотя некоторые из этих зон могут вторично активизироваться, благодаря чему становятся главными рубцами всего сооружения.

В связи с разработкой новых геодинамических моделей в последнее десятилетие получено много материалов по изотопному датированию фаз метаморфизма в Альпах и других областях покровной тектоники (Г. Даль Пиаз, Ж. Десмон, Дж. Мильнес и многие другие). Оказалось, что фазы регионального метаморфизма здесь четко коррелируются с фазами покровообразования, выделенными по геологическим данным. Так, в Альпах цифры изотопной датировки метаморфических минералов — 110—130, 35—40 и 11—17 млн. лет — соответствуют упомянутым фазам шарьирования в середине мела, на рубеже эоцена и олигоцена и в среднем миоцене. Такая корреляция позволяет предполагать, что повышение подвижности глубинного геосинклинального материала, способствующее образованию шарьяжей, происходит в короткие интервалы времени, когда резко усиливается поток тепла и летучих компонентов вдоль зон сверхглубоких разломов, являющихся рубцовыми зонами складчато-покровных систем [Ажгирей, 1977].

Вместе с тем само покровообразование может стать фактором, стимулирующим развитие метаморфических процессов. Так, если на толщу ранее неметаморфизованных пород нагромождается пакет покровов мощностью 6—8 км или более, то вполне естественно ожидать, что эта толща может попасть в обстановку температур и давлений, вызывающих региональный метаморфизм (особенно в том случае, когда такое нагромождение покровов образуется недалеко от рубцовой зоны — в пределах области усиленного теплопереноса). Примером, подтверждающим сказанное, служит мезозойско-палеогеновая серия Ионической зоны Эллинид, представленная неметаморфизованными отложениями в северном секторе системы, впереди фронта шарьяжей, тогда как на юге, в Пелопоннес—Критском секторе, она метаморфизована в связи с тем, что Ионическая зона здесь перекрыта пакетом покровов более внутренних зон и слагает ядро крупной антиформы.

Наряду с рассмотренными общими причинами и механизмами шарьяжеобразования заслуживает внимания еще один возможный механизм. Средние и поздние фазы формирования многих покровных сооружений коррелируются с началом раздвиговых перемещений и гранодиоритово-андезитовым магматизмом в их тылу. Можно думать, что в это время к действию глубинных поддвигов от периферии к тылу добавляется встречное надвиговое перемещение приповерхностного материала, вызванное раздвигами в тыловой области (рисунок). Это еще более обостряет обстановку сжатия недалеко от внешних частей сооружения. Нередко именно здесь и отмечаются самые многослойные пакеты покровов с перекрытием миегосинклинальных зон эвгеосинклинальными и с максимальной амплитудой шарьяжей. Здесь же часто отмечается максимальная мощность земной коры (Карпаты, Динариды и пр.). Во всех подобных случаях



Блок-диаграмма, иллюстрирующая главные геодинамические механизмы формирования покровных сооружений (*а* – поддвиговый, *б* – поддвиговый в сочетании с раздвигово-надвиговым)

1 – надвиг; 2 – поддвиг; 3 – сжатие; 4 – растяжение; 5 – гравитационное скольжение; 6 – тыловой шов покровного сооружения (в блоке *а* – рубцовая зона, в блоке *б* – край срединного массива); 7 – краевые прогибы; РП – рубцовый покров

можно говорить о действии "геодинамической пары": тыловая область растяжения – периферические зоны сжатия, или (в случае дуговых систем) расширяющаяся внутридуговая впадина – сжимающаяся структура дуги. Действие таких пар может оказаться особенно эффективным при общем сближении кратонов, прилегающих к мобильному геосинклинальному поясу. Растяжение в междугловых впадинах тирренско-паннонского типа может быть обусловлено глубинным мантийным диапиром.

Ритм развития покровных сооружений может рассматриваться как отражение общего "пульса Земли" с некоторыми осложнениями, вызванными влиянием местных условий.

АБСТРАКТ

The leading morpho-kinematic types of nappes are represented by nappes of complex (irregular) structure and large-scale shear slabs (or slabs of rupture). Somewhat less numerous are the classical nappes of flow in the form of recumbent folds and nappes of the Karpathian-skib type.

Between kinematic mechanisms of nappe formation the "bedding effect", and the "décollement wedge" suggested by G. Laubscher are to be regarded the main ones. Depending on local structural environment, these combine in various manners with other mechanisms, such as the "rolling type" movement and the overflow of highly mobile material suffering unlimited deformation. Specific kinematics of particular nappes and of their elements are a great many.

Horizontal shear strain throughout the tectonosphere related to the general geodynamics of mobile belts of the Earth is the most comprehensive

cause for nappe formation. Under such strain, large-scale deep-seated underthrusts of surrounding platform take place under internal zones of geosynclines, the root, or suture zones of the latter playing a very important role. The horizontal shear strain in the tectonosphere is the main precondition of one or another specific kinematic mechanism. A certain role among nappe forming factors belongs to the horizontal gradient of gravity forces.

The process of formation of large-scale nappe complexes is intermittent. Short episodes of formation and rapid movement of a nappe alternate with longer periods of a relative "calm" which is a manifestation of rhythms of deep-seated phenomena. These phases coincide with regional metamorphic phases dated by isotopic methods (e.g. thus established intervals of 110–130, 35–40, and 11–17 m.y. in the Alpine belt coincide with three main impulses of nappe movement).

Many a nappe complex are formed by "geodynamic couples" which is a combination of the backland extension area and peripheral compression zones, or (in the case of fold arcs) the expanding interarc basin and compressing arc structure. Action of such couples can prove most effective in case of a general approachment of the two continents bordering the mobile geosynclinal belt. Here, deep-seated underthrusting under the geosyncline combine with the oncoming spreading-overthrusting mechanism under which the material is advancing towards the periphery of the nappe area. Extension in interarc basins of the Tիրրhenian–Pannonian type can be caused by a deep-seated mantle diapir.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгеирей Г.Д. Шарьяжи в подвижных геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978.

Лаубшер Г. Горы Юра. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.

Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое. — Природа, 1978, № 7.

Трюмпи Р. Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.

Debelmas J. Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes. Un essai de reconstitution rétrotectonique. — Bull. suisse minéral. petrogr., 1976, v. 56, N 3.

УДК 551.24

П.Н. КРОПОТКИН

СЕЙСМИЧНОСТЬ, СВЯЗАННАЯ С ИЗГИБОМ И ИЗЛОМОМ ПОГРУЖАЮЩИХСЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Как в процессе субдукции литосферных плит, погружающихся под островные дуги или складчатые хребты, так и в процессе надвигания островных дуг или континентальных массивов на кору океана опускающаяся литосферная плита испытывает резкий изгиб вблизи линии, которая совпадает с выходом сейсмофокальной зоны Бенъофа к поверхности земной коры.

Плита, испытывающая субдукцию, перемещается далее вниз под тяжестью надвинутого блока под углом, соответствующим наклону зоны Беньофа, т.е. $20-70^\circ$, в среднем около 45° .

Можно ожидать а priori, что такой резкий изгиб будет сопровождаться изломом или серией субпараллельных смещений по плоскостям, наклоненным под углом около 45° в сторону, противоположную наклону сейсмофокальной зоны Беньофа. Такие деформации и смещения должны проявляться в серии землетрясений, возникающих по мере продвижения литосферной плиты под надвинутый блок.

Это предположение подтверждается экспериментальными данными о сейсмичности района Курильских островов и Японии. По расположению очагов землетрясений здесь видны сейсмофокальные зоны, наклоненные под углом $35-48^\circ$ в сторону Тихого океана, противоположную направлению наклона зон Беньофа. Землетрясения в таких зонах, которые мы предлагаем называть сейсмофокальными зонами Тараканова (по имени впервые описавшего их советского сейсмолога), имеют магнитуду $M = 3-6,5$ и прослеживаются до глубины 150 км. Эти сейсмофокальные зоны имеют более расплывчатые очертания, чем зоны Беньофа, но их наклонная срединная плоскость определяется достаточно отчетливо по сгущению очагов и по расположению более интенсивных землетрясений.

Сейсмофокальные зоны Тараканова в своей верхней части смыкаются с зонами Беньофа. Отсутствие очагов на глубине более 150 км, вероятно, объясняется тем, что на этой глубине располагается более пластичный слой астеносферы, в котором энергия упругой деформации не может накапливаться в количествах, достаточных для возникновения землетрясений с $M \geq 3$.

Таким образом, наряду с распределением изостатических аномалий силы тяжести и аномалий изобарии (подсчитанных по результатам глубокого сейсмозондирования), особенностями ориентации напряжений в очагах землетрясений и морфологией островных дуг и глубоких желобов у периферии океана новый тип сейсмофокальных зон представляет собой доказательство активных процессов субдукции в Тихоокеанском поясе.

Более подробно содержание доклада опубликовано в журнале "Геотектоника" (1978, № 4).

ABSTRACT

During the subduction of lithospheric plates descending under the island arcs and folded mountain ridges, as well as during the overthrusting of island arcs and continental masses over the oceanic crust, the sinking lithospheric plate undergoes a sharp bend near the line tracing the intersection of the Benioff seismofocal zone and the surface of the Earth's crust. Under the weight of overthrusting block a subducting plate is moving downwards at the angle corresponding to the incline of the Benioff zone, that is $20-70^\circ$, with an average value about 45° .

One can expect a priori that such a sharp bend must be associated with a break or a series of subparallel displacements along the planes inclined at

the angle about 45° in the direction opposite to the azimuth of the Benioff seismic zone dip (Sorokhtin, 1974). These deformations and displacements should appear in a series of earthquakes while the lithospheric plate is moving beneath the overthrust block.

Such a supposition is confirmed by experimental data on the seismicity of the Kurile islands and Japan region (P. Sychev, R. Tarakanov, 1976). The location of the seismic foci gives here an evidence of zones inclined at the angle of $35-48^\circ$ towards the Pacific, in the direction opposite to the azimuth of the dip of the Kurile and Japanese Benioff zones. We refer to these zones of a new type as the Tarakanov seismic zones after the name of the soviet seismologist who first described such a phenomenon. Earthquakes of the Tarakanov zones have magnitudes $M = 3-6,5$ and can be traced down to the depth of 150 km. These seismic zones have more diffuse outline than the Benioff zones, but their inclined median plane can be determined rather distinctly by condensation of the foci and by location of stronger earthquake foci.

In their upper part the Tarakanov seismic zones join with the Benioff zones. The absence of foci at the depth more than 150 km is probably caused by existing of the more plastic asthenosphere layer at this depth. The elastic energy cannot be accumulated in the asthenosphere matter in amounts sufficient for generation of earthquakes of $M \geq 3$.

Therefore, like the gravity anomalies and the isobary disturbance, the new type of seismicity gives an indication of the active subduction movements of the Circumpacific belt.

УДК 550.343.6 + 551.240

В.К. КУЧАЙ

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОРОГЕНОВ В УСЛОВИЯХ СЖАТИЯ И СТАТИСТИКО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ МЕСТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Структурные элементы приповерхностных частей земной коры лишь косвенно отражают глубинные процессы, с которыми связаны землетрясения различной энергии. Поэтому однотипные, морфологически неразличимые структурные элементы в различных геодинамических условиях могут быть созданы при совершенно различных способах приложения сил и признаки сейсмического прогноза, пригодные для одних геодинамических обстановок, будут неприменимы в других геодинамических условиях. Кроме того, косвенное отражение глубинных процессов в поверхностной структуре является причиной многообразия связей землетрясений с геологической обстановкой внутри областей с фиксированными геодинамическими условиями (орогенез в условиях сжатия, орогенез в условиях растяжения, рифтогенез и т.д.). Это приводит к необходимости использования вероятностно-статистических оценок тесноты связи землетрясений с геологической обстановкой.

Таким образом, статистический поиск связей косвенных геологических

признаков с сейсмичностью в фиксированных геодинамических условиях составляет основу статистико-геодинамического подхода к прогнозу землетрясений.

В рамках статистико-геодинамического подхода на примере Среднеазиатского орогена рассмотрим геологические условия возникновения землетрясений в орогенах, формирующихся в обстановке горизонтального сжатия.

Элементы внутренней геодинамики орогенов, развивающихся в условиях горизонтального сжатия. [Кучай, 1975]. В обстановке горизонтального сжатия в формировании внутренней структуры орогенов существенную роль играют: 1) напряжения фонового горизонтального сжатия; 2) горизонтальные напряжения за счет вариаций мощности земной коры; 3) активная нагрузка на подошве вдавленных и выдавленных блоков земной коры. Рост гор в условиях сжатия происходит как за счет сплющивания земной коры и ее изостатического всплывания в верхней мантии, так и в результате своеобразного торошения земной коры, подобного торошению льда во время ледохода. Такое торошение приводит к тому, что в горных системах практически отсутствуют блоки, находящиеся в состоянии изостатического равновесия, — одни из них вдавлены в верхнюю мантию, а другие — выдавлены вверх.

Напряжения за счет вариаций мощности земной коры являются растягивающими в зонах с утолщенной земной корой и сжимающими в месте контакта блоков с толстой и тонкой земной корой. Суперпозиция фонового горизонтального сжатия и напряжений за счет вариаций мощности земной коры является причиной пространственной неравномерности сжатия внутри орогена — величина сжатия минимальна в частях хребтов-поднятий с наиболее мощной земной корой и максимальна в зоне перехода от тектонических депрессий к новейшим поднятиям. В силу этого орогенез в условиях сжатия носит существенно зонный характер: наиболее интенсивны орогенные процессы в зоне перехода от тектонических поднятий к депрессиям, где идет формирование предгорий. Аномально быстрое утолщение земной коры в зоне предгорий приводит к тому, что с течением времени мощность земной коры в зоне предгорий становится близкой к мощности коры в хребте-поднятии. После этого участок зонной орогенной переработки "мигрирует" ближе к центру впадины и здесь начинают формироваться более молодые предгорья.

Наиболее высокий уровень тектонических напряжений присущ внутри областей зонной орогенной переработки контактам вдавленных и выдавленных блоков. И именно с этими участками связаны сильные землетрясения Среднеазиатского орогена.

С.А. Ушаковым [Ушаков, Исаев, 1969] было введено понятие "поверхности свободной мантии", рассчитываемой по формуле

$$T_0 = H_M - (H_M + h) \rho_K / \rho_M, \quad (1)$$

где T_0 — глубина до поверхности свободной мантии от уровня моря; H_M — глубина до поверхности Мохоровичича от уровня моря; ρ_K и ρ_M — соответственно средние плотности вещества земной коры и верхней мантии; h — средняя высота рельефа от уровня моря.

Равенство (1) справедливо лишь для блоков земной коры, находящихся в состоянии свободного плавания в верхней мантии. В действительности это условие выполняется далеко не всегда и расчеты дают не положение свободной мантии, а глубины "напряженной" мантии, отражающей вдавленность или выдавленность блока в верхней мантии:

$$\tilde{T}_0 = T_0 - \Delta h \rho_k / \rho_m ; \quad (2)$$

здесь \tilde{T}_0 — глубина до поверхности напряженной мантии от уровня моря; Δh — разность высот поверхности Земли в реальных условиях и в случае изостатического равновесия.

Границы вдавленных и выдавленных блоков фиксируются высокими значениями поля $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ [Кучай, 1975]

$$|\text{grad } \tilde{T}_0| = |L \tau_{\max}| . \quad (3)$$

С зонами высоких $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ связаны сильные ($M \geq 5$) землетрясения Среднеазиатского орогена (коэффициент связи качественных признаков $Q = 0,8$). Поле градиентов глубин поверхности напряженной мантии является мелкомасштабным критерием прогноза места сильных землетрясений. Для нахождения геологических критериев детального прогноза сейсмичности необходимо оценить статистическую тесноту связи сильных землетрясений со структурными элементами.

Методика детального прогноза места сильных землетрясений по геологическим признакам. Для оценки степени связи землетрясений с картируемыми геологическими признаками $u_i^{(k)}$ воспользуемся простым преобразованием формулы Байеса [Кучай, 1976; Гангнус, Кучай, 1976; Кучай, Пономарев, 1976]:

$$P_i^{(n)} = \gamma_i^{(n)} / \sum_{k=1}^n \gamma_i^{(k)} , \quad (4)$$

где $\gamma_i^{(k)} = q_i^{(k)} / S_i^{(k)}$ ($S_i^{(k)}$ — площадь, занятая признаком $u_i^{(k)}$ на анализируемой территории S); $q_i^{(k)} = \frac{1}{m} \sum_{n=1}^m \tilde{q}_{in}^{(k)}$ ($\tilde{q}_{in}^{(k)} = q_{in}^{(k)} / q_n$).

В этих формулах q_n — площадь эпицентральной зоны n -го землетрясения; $q_{in}^{(k)}$ — площадь n -й эпицентральной зоны, занятой признаком $u_i^{(k)}$.

Вероятности $P_i^{(n)}$ определяют распределение апостериорных вероятностей совместных реализаций признака $u_i^{(k)}$ и землетрясения при условии, что землетрясение произошло, и в предположении, что априорные вероятности признаков равны.

Элементы современной орогенной структуры в условиях сжатия и сейсмичность. В настоящей работе рассматриваются особенности сейсмичности в связи с внутренней геодинамикой современного орогена в условиях горизонтального сжатия, поэтому ниже мы не будем останавливаться на особенностях геофизических полей, материалах об альпийской и палеозойской структурах Средней Азии, а исследуем связи землетрясений именно с элементами современной орогенной структуры.

Ранее [Кучай, 1973; Нерсесов и др., 1974] было показано, что по отношению к современной орогенной структуре землетрясения с $M \geq 5$ разделены как элементы одного множества, другое множество образуют землетрясения с $M < 5$. В связи с этим здесь и в дальнейшем сильными землетрясениями будем считать землетрясения с $M \geq 5$, а слабыми с $M < 5$.

В качестве проекций очаговых областей на земную поверхность примем: 1) горизонтальные проекции областей развития первых афтершоков; 2) плейстоценовые области сильных землетрясений; 3) зоны палеосейсмодислокаций. Тесноту связи землетрясений со структурными элементами оценим с помощью вероятностей связи по формуле (4).

В Среднеазиатском орогене сильные землетрясения возникают в областях зонной орогенной переработки как в пределах новейших поднятий, так и в области депрессий. Для дальнейшей детализации сейсмического прогноза по геологическим признакам оценим влияние на места возникновения сильных землетрясений поля $|\text{grad } V|$ и структурных элементов. Ранее [Кучай, 1966] для Северного Тянь-Шаня была показана независимость мест возникновения сильных землетрясений от поля $|\text{grad } V|$. Оценки степени связи сильных землетрясений с полем $|\text{grad } V|$ в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню подтверждают этот вывод. Так, значениям $|\text{grad } V| : 0,7 \cdot 10^{-9}$; $(0,4-0,7) \cdot 10^{-9}$; $(0,2-0,4) \cdot 10^{-9}$; $(0,1-0,2) \cdot 10^{-9}$; $0,1 \cdot 10^{-9} - 0$ соответствуют значения $P_i^{(k)}$: 0,37; 0,13; 0,21; 0,11; 0,18.

Действительно, на основании критерия согласия χ^2 можно утверждать, что распределение $P_i^{(n)}$ при 75%-ном уровне значимости незначительно отличается от равномерного, следовательно, существенные связи между полем $|\text{grad } V|$ и местом возникновения сильных землетрясений отсутствуют.

В качестве элементов современной орогенной структуры рассмотрим: в пределах новейших поднятий 1) антиклинали, горсты и 2) рамповые грабены; в пределах новейших депрессий 3) внутривпадинные поднятия и 4) синклинали, разделяющие внутривпадинные поднятия и, наконец, в качестве самостоятельного структурного элемента 5) разломы, активные в плейстоцене.

Статистические оценки тесноты связи сильных землетрясений с перечисленными структурными элементами свидетельствуют о связи сильных землетрясений в пределах новейших поднятий с рамповыми грабенами, а в тектонических депрессиях — с внутривпадинными поднятиями [Кучай, 1966, 1969, 1973; Кучай, Пономарев, 1976]. Различные части этих структурных форм обладают различной степенью сейсмической опасности (таблица).

Связи сильных землетрясений со структурными элементами, перечисленными в таблице, значимы при 75%-ном уровне доверия.

Как следует из таблицы, участки с наиболее высоким уровнем сейсмического риска асимметрично смещены в стороны по отношению к разрывным границам. Оценим тесноту связей землетрясений с разломами, активными в плейстоцене.

Вероятности связи сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня с элементами современной орогенной структуры

Структурные элементы	Зоны удаленности, км		
	0-5	5-10	более 10
Зоны удаленности от разрывных контактов грабенов внутри областей новейших орогенных поднятий	0,23	0,28	0
Зоны удаленности от разрывных контактов горстов в областях новейших орогенных поднятий	0,04	0,02	0
Зоны удаленности от замков внутри-впадинных поднятий	0,20	0,11	0
Зоны удаленности от разрывных ограничений внутригорных тектонических депрессий	0,12	0,01	0

Учитывая детальность работ, непосредственно к разлому будем относить объемы горных пород, удаленные от сместителя не более чем на 1 км. Тогда, по формуле (4), наименее вероятно возникновение землетрясений непосредственно в зоне разлома первого порядка и наиболее вероятно — в объемах горных пород, малоразупрочненных разрывными нарушениями.

Так, зонам разломов I, II, III порядка и их отсутствию соответствуют $P_i^{(n)}$, равные 0,14, 0,22, 0,27, 0,37.

Таким образом, мы получили достаточно сильные критерии прогноза места землетрясений с $M \geq 5$. Однако изложенный метод не позволяет оценить предельную магнитуду или предельную силу возможного землетрясения. В настоящее время существует несколько подходов к оценке этих важных параметров: на основании значений $|\text{grad } V|$ [Гзовский, 1964], путем изучения амплитуд плейстоценовых смещений по разломам [Губин, 1960; Крестников, 1957] и с помощью палеосейсмогеологического метода [Солоненко, 1970]. Непригодность поля $|\text{grad } V|$ в целях сейсмического прогноза для орогенов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия, показана выше. Что касается связи сильных землетрясений с амплитудами смещений по разломам, то если считать, что разлом может влиять на землетрясения при их удаленности не более чем на 25 км, то таковая связь отсутствует как при рассмотрении данных по новейшей тектонике и энергии землетрясений всего Северного Тянь-Шаня, так и на детальных материалах в зоне Талассо-Ферганского разлома [Кучай, 1972а, 1973]. В то же время палеосейсмогеологический метод с учетом временного тренда уровня максимального сейсмического воздействия в позднем плейстоцене и голоцене [Кучай, 1972б] дает вполне надежные определения максимально возможной интенсивности сейсмического воздействия. Поэтому, рассчитывая вероятности места возникновения сильных землетрясений в зависимости от структурных признаков, по формуле (4) можно определить максимально возможное сейсмическое воздействие с помощью изучения палеосейсмодислокаций.

Детальный сейсмический прогноз, его проверка и обсуждение результатов. В настоящее время опыт сейсмического прогнозирования в рамках статистико-геодинамического подхода ограничивается предсказанием места сильных землетрясений Средней Азии по признаку $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ [Кучай, 1975] и детальным прогнозом места сильных землетрясений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню [Кучай, Пономарев, 1976].

После составления прогнозной карты по критерию $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ на территории Таджикистана произошло 11 землетрясений с $M \geq 5$. Если даже считать, что эпицентральные области этих землетрясений определены абсолютно точно и все ошибки прогноза являются ошибками метода, то и тогда гипотеза о случайном попадании сильных землетрясений в выделенные зоны сейсмической опасности отвергается при 95%-ном уровне значимости.

После составления в 1974 г. прогнозной карты для зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню здесь произошло четыре сильных землетрясения, которые все возникли в выделенных местах с высоким уровнем сейсмического риска. В этом случае гипотеза о неслучайном попадании этих землетрясений в зону высокой сейсмической опасности принимается при 98%-ном уровне значимости.

Таким образом, результаты проверки статистико-геодинамического подхода к прогнозу места землетрясений можно считать весьма успешными.

Остановимся теперь на парадоксальном, на первый взгляд, выводе о том, что непосредственно зоны разломов неблагоприятны для возникновения землетрясений (особенно сильных). Причин этого явления две. Во-первых, зона разлома и прилегающие к ней объемы горных пород разупрочнены [Кучай и др., 1978] и не способны к накоплению упругой энергии. Во-вторых, в непосредственной близости от существующих разрывных нарушений располагаются участки с пониженным уровнем напряжений [Гзовский, Михайлова, 1972], а аномально высокие напряжения локализуются на некотором удалении от разлома. Поскольку для образования землетрясения необходим определенный запас упругой энергии и высокие напряжения, достаточные для разрушения горных пород, то сильные землетрясения возникают не непосредственно в зоне разлома (разупрочненные породы, низкий уровень напряжений), а на удалении от нее. По этой же причине землетрясения возникают в пачках компетентных, а не пластичных пород [Кучай, 1973].

* * *

Поле напряжений орогенов, развивающихся в условиях сжатия, неоднородно, что является причиной зонного характера орогенной переработки внутренней структуры области горообразования. Сильные землетрясения связаны с участками зонной орогенной переработки земной коры.

Внутри областей зонной орогенной переработки сильные землетрясения статистически связаны с контактами вдавленных и выдавленных блоков. Эти контакты отличаются наиболее высоким уровнем максимальных касательных напряжений, и они фиксируются высокими значениями поля $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ ($|\text{grad } \tilde{T}_0|$ является мелкомасштабным критерием прогноза места сильных землетрясений).

Внутри зон с высокими значениями $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ сильные землетрясения реализуются: а) в орогенных поднятиях — внутри рамповых грабен; б) во внутригорных тектонических депрессиях — на крыльях и периклиналях внутривпадинных поднятий и вблизи разрывных ограничений тектонических депрессий и прилегающих поднятий. В различных частях этих сейсмоопасных структурных элементов сильные землетрясения возникают с различной вероятностью (см. таблицу).

Наконец, при еще большей детализации можно утверждать, что, при прочих равных условиях, землетрясения (особенно сильные) возникают в стороне от зон дробления разломов и разупрочненных частей их крыльев.

Перечисленные выводы в рамках статистико-геодинамического подхода правомочны только для областей современного орогенеза, развивающихся в условиях горизонтального сжатия. Вопрос об их применении в других геодинамических условиях требует специального исследования.

Статистико-геодинамический подход позволяет преодолеть существующий до сих пор разрыв между сейсмологическими и геологическими методами оценки сейсмического риска, поскольку он позволяет представлять результаты геологического прогноза в понятиях повторяемости землетрясений [Кучай, Пономарев, 1976].

АБСТРАКТ

The structural elements of the nearsurface part of the earth crust are only indirectly dependent upon the deep earth processes, associated with earthquakes. Therefore the same specific features of geological structure in different geodynamic conditions can be formed by means of a large number of stress conditions and the parameters which can be used for earthquake prediction in certain geodynamic situation can not necessarily be used in another one.

In this connection, geological prediction criteria of probable places of earthquakes have to follow an understanding of the interior geodynamics (orogenesis with compressional conditions, the borders between an ocean and a continent etc). From the other hand, the geology of regions with concrete geodynamics, and its connection with earthquakes are indirectly affected by the processes at depth. It leads to the necessity of using statistical methods to investigate the connection between seismicity and geology, and then, from this base, to the statistical geodynamical approach to the earthquake prediction problem.

The interior orogenesis structure development under pressure condition occurs in narrow zones. It is due to a maximum stress which is concentrated near the border of tectonic uplifts and depressions.

Inside the orogenesis region, developed by a horizontal pressure, large earthquakes take place in active interior zones. In these zones the epicenters as a rule, are on the contacts of squeezed blocks. The contacts are defined by anomalous high meanings of gradients of a stressed mantle surface depth $|\text{grad } \tilde{T}_0|$. The stressed mantle surface can be presented as $\tilde{T}_0 = H_m - (H_m + h) \rho_k / \rho_m$, where H_m — is the distance between the Mohorovicic surface and the sea level; h — average altitude of a relieve, ρ_k and ρ_m the corresponding mean densities of the crust and the mantle. The field $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ is a small

scale criterium of prediction of places of strong earthquakes for orogenesis by horizontal compressional.

Inside zones of a large $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ strong earthquakes are released in two ways: a) — in orogenesis uplifts — inside ramps; b) — in tectonic depressions — on uplifts inside depressions and near faulting districts of tectonic depressions and uplifts. In different parts of enumerated structures strong events occur with different probability: probability decreases with an increase of distance away from fault contacts or from ninge einss of uplifts inside depressions.

At last, further detailization allows the conclusion that earthquakes (especially stronges) are displaced from gouge fault zones and from their shoots. That is caused by impossibility of accumulation of elastic energy in such a medium to realise the breaking. Usually the earthquakes occur in the competent layers.

Small events are not controlled by orogenesis structure and they are considered to be the kind of back-drop breaking of the crust, accompanying its deformation process.

The statistical geodinamical method of prediction is approved in the Middle Asia mountain belt of the USSR. The estimations of informativity of geological indications are made by the Biyes probabilitites for a sum of indications with equal probabilities.

The strong events, wich happened after the prediction map was ready, had epicenters inside the separated zones of high seismic risk. The hipothesis of non-random hitting of strong events inside the separated zones is accepted with a 90% confidence.

ЛИТЕРАТУРА

Гангнус А.А., Кучай В.К. О связи сейсmodинамических параметров с элементами четвертичной структуры (на примере Гармского района Таджикской ССР). — Геотектоника, 1976, № 2.

Гзовский М.В. Тектоническое обоснование геологических критериев сейсмичности (статья первая и вторая). — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, 3.

Гзовский М.В., Михайлова А.В. Энергетика тектонических процессов. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.

Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Крестников В.Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1957, № 3.

Кучай В.К. О сейсмогеологическом районировании северо-запада Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1966, № 3.

Кучай В.К. Потенциальная энергия изменения объема и условия возникновения сильных землетрясений Киргизии. — В кн.: Труды III Всесоюз. симпоз. по сейсмическому режиму. Новосибирск: Наука, 1969.

Кучай В.К. Количественная оценка новейших движений вдоль линии Талассо-Ферганского разлома в связи с его сейсмичностью. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972а, № 4.

Кучай В.К. Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным. — Геол. и геофиз., 1972б, № 12.

Кучай В.К. Сейсмичность и структурные элементы Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7.

Кучай В.К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975.

Кучай В.К. О вероятностном геологическом прогнозировании. — Геол. и геофиз., 1976, № 10.

Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига. — Докл. АН СССР, 240, 1978, № 3.

Кучай В.К., Пономарев В.С. Оценка вероятности возникновения сильных землетрясений по комплексу геофизических и геологических признаков. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 9.

Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974.

Соломенко В.П. Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970.

Ушаков С.А., Исаев Е.Н. Поверхность свободной мантии под океанами. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 11.

УДК 550.3:551.24

В.Б. СОЛЛОГУБ, А.В. ЧЕКУНОВ

СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

На территории Центральной и Восточной Европы силами многочисленных организаций в последние годы проведены в большом объеме геофизические исследования, в том числе методом глубинного сейсмического зондирования.

Нами предпринята попытка проанализовать имеющиеся данные о структуре коры и времени образования зоны перехода кора — мантия.

Структура земной коры в пределах рассматриваемой территории характеризуется большой сложностью и расчлененным рельефом раздела Мохо. По толщине коры (от 20 до 65 км) территорию Центральной и Восточной Европы можно разделить на крупные по площади сегменты с толстой (40 км и более) и относительно тонкой (30 км и менее) корой. Граница между сегментами, как правило, проходит по глубинным разломам (линеаментам) с амплитудой смещения поверхности Мохо до 20 км.

Первый сегмент (Восточно-Европейский) с "толстой" корой охватывает почти всю Восточно-Европейскую платформу, Урал, Кавказ, большую часть Скифской платформы, Добруджу, Восточные и Западные Карпаты и Датско-Польскую борозду. Второй сегмент (Среднеевропейско-Черноморский) с относительно "тонкой" корой включает Среднегерманскую впадину, область палеозойской консолидации Центральной Европы, Венский бассейн, Венгерскую и Трансильванскую впадины, Южные Карпаты, Мизийскую плиту, большую часть Балкан и Черноморскую впадину. Граница между первым и вторым сегментом трассируется вначале в юго-восточном направлении по линии: устье р. Одер, г. Познань, Берегово, Брашов, район Вранча, дважды пересекая горные Карпаты, а затем — в субширотном направлении южнее Тарханкутского и

Крымского полуостровов. Юго-западнее второго сегмента расположен третий — с "толстой" корой, который охватывает Восточные Альпы, внешние Динариды, Родопский массив и складчатые структуры Анатолии. За этим сегментом намечается четвертый — Адриатический — с "тонкой" корой.

Установлена определенная связь между приповерхностными и глубинными структурами как в изменении мощности коры, так и в совпадении простираний, при этом обнаруживается, что на участках, неоднократно претерпевших перестройки тектонического плана, наблюдаются несколько поверхностей Мохо, залегающих на различных глубинах. Структурные построения по этим разделам Мохо имеют различное простирание, которое совпадает с простираниями приповерхностных структур различного возраста. Последнее дает возможность путем сопоставления датировать возраст того или иного структурного плана раздела Мохо. Так, на участке восточных Карпат наблюдается три плана по поверхностям Мохо. Наиболее высокий (альпийский) имеет широтное простирание и следует строго, в виде утолщенной зоны, под внешней флишевой частью Западных Карпат. Средний план (байкальско-герцинский) северо-западного простирания следует в районе Датско-Польской борозды вдоль западного края Восточно-Европейской платформы, уходит под восточные Карпаты и продолжается до района Вранча — Добруджа. Нижний план (раннепротерозойский; зона с утолщенной корой порядка 50 км) имеет субмеридиональное простирание, зафиксирован в пределах Восточно-Европейской платформы в районе Львова, пересекает под острым углом в районе Рахова восточные Карпаты, уходит во внутренние области Тетиса, трассируется через два сегмента — Среднеевропейско-Черноморский с "тонкой" корой (в районе гор Апусени и Южных Карпат) и Альпийско-Анатолийский с "тонкой" корой (район Родопского массива). Подобные узлы выделяются и в других регионах — на участке Днепровско-Донецкого авлакогена (байкальско-герцинский и раннепротерозойский планы) и Крымском полуострове (альпийский и раннепротерозойский планы).

Комплексная интерпретация данных ГСЗ, теплового поля, значений силы тяжести и результатов магнитотеллурических исследований в районе Восточных Карпат позволила создать модель земной коры и верхней мантии и объяснить геологическую историю и строение рассматриваемого региона. Предполагается, что на глубинах 250—400 км под районом современной Венгерской впадины, около 50 млн. лет назад (в палеогене) возник глубинный источник тепла с запасом энергии около $3 \cdot 10^{14}$ дж/м². С этого момента началось его "всплывание" и по мере проникновения в менее плотные горизонты мантии движение вверх замедлялось и происходило горизонтальное "растекание" разогретых масс.

В настоящее время кровля источника находится на глубине 60—70 км при вертикальной мощности 60 ± 20 км.

Под действием описанного глубинного механизма земная кора Карпатского региона претерпела сложные преобразования и приобрела современную структуру.

ABSTRACT

The recent years geophysical studies including the deep seismic sounding (DSS) were carried out on the territory of the Central and Eastern Europe by numerous organisations.

We have tried to analyze the data available on crustal structure and the time of the crust to mantle transition zone formation.

The crustal structure within the area considered is very complex and has a rough topography of the M-discontinuity. The territory of the Central and Eastern Europe can be divided into large segments according to crustal thickness varying from 20 to 65 km. These are the areas of "thick" (40 km and more) and "thin" (30 km and less) crust. The boundary between the segments runs, generally, along deep-seated faults (lineaments) with the M-surface throw to 20 km.

The first segment (East-European) of a "thick" crust covers almost all the East-European platform, the Urals, the Caucasus, the greater part of the Scythian platform, the Dobruja, the Eastern and Western Carpathians and Dano-Polish trench. The second segment (Middle-European-Black sea) of a relatively "thin" crust includes the Mid-German depression, the area of Paleozoic consolidation of the Central Europe, the Viennese basin, the Hungarian and Transilvanian depressions, the Southern Carpathians, the Moesian platform, the greater part of the Balkan and the Black sea depression. The boundary between the first and second segments is traced along the line of the Oder mouth - Poznan' - Beregovo - Brashov - Vrancea area and crosses twice the mountainous Carpathians (mostly in south-east direction). The line then changes its trend for sublatitudinal and runs south of the Crimea peninsula. To the south-west of the second segment lies the third one of a "thick" crust. It covers the Eastern Alps, Outer Dinarides, Rodop massif and Anatolian folded structures. The fourth segment (Adriatic) of a "thin" crust - is also outlined.

A clear correlation between the subsurface and deep parts of the crust has been established both in thickness variation and strike of separate structures. It is revealed that in certain areas which have repeatedly been tectonically reworked there are several M-surfaces occurring at different depths.

The corresponding M-structures derived vary in strike, coinciding with subsurface structures of various age. The latter provides the opportunity of dating the M-structures. So, in the area of the Eastern Carpathians three plans of the M-surface are observed. The uppermost (Alpine) has a latitudinal strike and occurs as a thick crust zone under the outer flysch part of the Western Carpathian. The intermediate plan (Baikalian-Hercynian) of a north-westward strike is traced in the area of the Dano-Polish trench along the western edge of the East-European platform, then plunges under the Eastern Carpathians and extends to the area of Vrancea-Dobruja. The lower plan of the Early Proterozoic age (a crust to 50 km thick) has about north-south trend is found in the East-European platform in the region of the town of Lvov. In the area of the Rakhov town it is crossing at an oblique angle the Eastern Carpathians, extends into the inner areas of the Tethys and is traced through two segments: the Middle-European-Black Sea area of a "thin" crust (in the area of the Apuseni Mt and Southern Carpathians) and the Alpine-Anatolian area of a "thick" crust (the Rodopian massif). Similar knots are recognized in other regions, such as a part of the

Dnieper—Donets aulacogen (the Baikal-Hercynian and Early Proterozoic plans) and Crimean Peninsula (the Alpine and Early Proterozoic plans).

Interpretation of combined data derived from the DSS, heat flow and gravity studies and magnetotelluric soundings in the Eastern Carpathians has made it possible to construct a model for the earth's crust and upper mantle and explain the geologic history and structure of the region under study. It is suggested that some 50 mln years ago (the Neogene), at a depth of 250—400 km under the area of the present Hungarian depression, a deep heat source with energy reserve of about $3 \cdot 10^{14}$ j/m².

Since that time the source has been "come to the surface" into the looser horizons of the mantle, the upward movement slowed down and horizontal "flow" of the warmed-up material took place.

Under effect of the described deep mechanism the earth's crust of the Carpathian region has undergone complex transformations and acquired the present structure.

УДК 551.24 (262.5) (262.8)

Е.В. АРТЮШКОВ, Л.И. ЛЕБЕДЕВ, Я.П. МАЛОВИЦКИЙ,
М.В. МУРАТОВ, А.Е. ШЛЕЗИНГЕР, А.Л. ЯНШИН

ОСАДОЧНЫЕ ЧЕХЛЫ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

В последнее десятилетие в геотектонике получило широкое распространение представление о литосферных плитах. Горизонтальные перемещения последних доказываются палеомагнитными, литологическими, палеонтологическими и другими данными. Однако в пределах самих плит, несомненно, имели место и достаточно сложные вертикальные движения большой амплитуды, не создавшие зон скупивания горных пород. В результате этих движений возникали различные типы крупных структур, длительно различавшихся тектоническим режимом и характером осадконакопления. К ним относятся глубоководные бассейны Средиземноморского пояса (Южно-Каспийский, Среднекаспийский, Черноморский, Левантйский, Ионический, Критский, Тирренский, Алжиро-Прованский и Альборанский). Все они на значительном протяжении граничат с альпийскими горными складчатými сооружениями. Однако большинство бассейнов имеет выход и к равнинным территориям древних или молодых платформ. Только Тирренский и Альборанский бассейны со всех сторон окружены альпийскими сооружениями.

Поверхность Мохо в пределах глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса залегает на относительно небольших глубинах и в некоторых из них характеризуется пониженными значениями скоростей продольных волн (7,7—7,9 км/с для Средиземного моря и Южного Каспия). Вследствие этого кристаллическая часть коры резко сокращена и составляет в центральных частях глубоководных котловин Средиземного моря около 4 км, в Черном море — до 5 км и Южном Каспии — до 20 км. До последнего времени считалось, что в ее строении принимает участие только

ко базальтовый геофизический слой, характеризующийся скоростями 6,5 км/с. Однако проведенные в последнее время более детальные сейсмические исследования на Черном море В.Н. Москаленко, Я.П. Маловицким [1974], а на Средиземном море М.Т. Карузо и др. [Carrozo et al., 1974], К. Морелли [Morelli, 1975] показали в верхах кристаллической части коры более низкие значения скоростей (5,8–6,4 км/с), быстро нарастающих при удалении от ее кровли (до 7,4–7,5 км/с).

Подшва осадочного слоя рассматриваемых глубоководных бассейнов определяется по одиночным разрезам ГСЗ, МПВ и ОГТ. По периферии глубоководных котловин Средиземного моря она выделяется на временных разрезах отраженных волн. По этим материалам общая мощность осадочного чехла достигает в глубоководных впадинах Западного Средиземноморья 6–8 км, Восточного Средиземноморья – 10–12 км, Черного моря – 12–14 км и Южного Каспия – 20 км.

На временных сейсмических разрезах глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса в осадочном чехле отчетливо выделяются два структурных комплекса. Верхний слагают плиоцен-четвертичные образования мощностью до 5–6 км (Черноморский бассейн), 10 км и выше (Южно-Каспийский бассейн). Нижний комплекс состоит из доплиоценовых образований, в составе которого принимают участие породы миоцена, палеогена, мезозоя, а местами и палеозоя (до 10 км и более).

Слои нижнего структурного комплекса осадочного чехла глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса отличаются очень пологим залеганием. От центральных частей бассейнов они воздымаются к периферии под углами, обычно не превышающими 1° . В этом же направлении наблюдается региональное уменьшение их мощности. Часто слои нижнего комплекса вырисовывают обширные (сотни километров) пологие прогибы и впадины, разделенные поднятиями и седловинами. Их амплитуда достигает первых километров. В зонах современных склонов глубоководных бассейнов наклон слоев нижнего комплекса чехла резко увеличивается и измеряется градусами (иногда до 10 и более). Крутые участки (флексуры и сбросы) чередуются с более пологими, от чего вырисовывается сложное ступенчатое опускание от шельфов к подножию склонов.

Слои верхнего осадочного комплекса глубоководных бассейнов отличаются еще более пологим залеганием. Обычно они под углами, измеряемыми минутами или десятками минут, погружаются от их периферии к центральному району. Лишь над соляными и глиняными структурами нижние горизонты плиоцен-четвертичных отложений образуют подобные изгибы. В более верхних частях разреза крутизна наклона уменьшается и складки затухают иногда до полного исчезновения.

В большинстве районов у подножия современных континентальных склонов Средиземного моря большая, преимущественно нижняя, часть плиоцен-четвертичного комплекса прислоняется к породам подстилающего ложа, вырисовывая на сейсмических профилях резко выраженные борта седиментационных бассейнов. Выполняющие их слои расположены параллельно друг другу. Вертикальная амплитуда зон прислонения измеряется 400–500 м и более.

Верхние слои плиоцен-четвертичного комплекса мощностью до 100–200 м, реже до 300 м, обычно не прислоняются к бортам глубоководных котловин, а поднимаются вдоль них, приобретая наклон под углами до 10° и изредка выше. Этот региональный наклон осложнен более крутыми узкими флексурными изгибами, разделенными пологими и более широкими структурными ступенями. Часто последние ограничены сбросами, амплитуда которых достигает первых сотен метров.

Таким образом, глубоководные бассейны Средиземного моря имеют широкие плоские днища и крутые борта, совпадающие с современными континентальными склонами. Последние представляют собой гигантские сложные флексурно-разрывные зоны, четко выраженные в слоях осадочного чехла и поверхности дна моря.

По периферии Черноморского глубоководного бассейна слои верхнего комплекса, залегающие между собой параллельно, на обширных пространствах также испытывают прислонение к поверхности подстилающего субстрата. Вертикальная амплитуда этого прислонения здесь достигает 5–6 км. Поверхность прислонения переходит в крутую верхнюю часть современного континентального склона. Притыкание слоев плиоцен-четвертичного комплекса к поверхности доплиоценового ложа обнаружено и во многих внутренних районах глубоководного Черноморского бассейна. Все они приурочены к склонам поднятий нижнего комплекса.

Вдоль склонов глубоководной котловины Южного Каспия устанавливаются флексурные изгибы (первые градусы) слоев, параллельные поверхности дна моря. От шельфа к восточному борту котловины верхние горизонты верхнего комплекса сокращаются в мощности и частично выклиниваются.

В доплиоценовое время акватории глубоководных бассейнов входили в состав континентального ряда структур (осадочные бассейны платформ). Установленное повсеместное прислонение верхнего комплекса по периферии глубоководных бассейнов к поверхности подстилающего субстрата и практически полная параллельность в напластовании слагающих его слоев свидетельствуют о резком кратковременном обрушении крупных участков земной коры к началу плиоцена. Оно создало тектонический палеорельеф, впоследствии захоронившийся осадками. Обрушение в общем вписалось в контуры платформенных бассейнов и не затронуло или захватило лишь самые периферийные участки смежных крупных платформенных поднятий и альпийских складчатых сооружений. Оно имело дифференцированный характер. Крупные поднятия платформенного чехла опустились в это время на несколько километров меньше по сравнению с участками платформенного чехла, которые и раньше представляли собой прогибы.

В четвертичное, а точнее в позднечетвертичное время, в пределах акватории Средиземного моря и Южного Каспия имела место новая интенсивная волна кратковременных опусканий. Они устанавливаются по практически точному соответствию дислокаций слоев верхнего комплекса рельефу современной поверхности дна моря. Амплитуда новейших опусканий на Средиземном море достигла 2,5–3 км.

Рассматриваемые глубоководные бассейны возникли на жестких литосферных плитах. Горизонтальные движения последних привели к закрытию межплитных глубоководных альпийских геосинклинальных систем и превращению их в складчатые сооружения, окончательно спаявшие Средиземноморский пояс в единую литосферную плиту. Следовательно, современные глубоководные бассейны Южного и Среднего Каспия, Черного и Средиземного морей имели непосредственную связь и преемственность не с глубоководными бассейнами Тетиса, а с более мелководными эпиконтинентальными частями обширнейшей доплиоценовой акватории. Подобного типа бассейны в прошлые геологические эпохи также возникли в земной коре. К ним, в частности, относится Прикаспийская впадина в средне- и позднепалеозойское время.

Глубоководные бассейны представляют самостоятельный класс тектонических элементов земной коры, являясь антиподами областей активизации. В первых происходит резкое утонение земной коры и погружение ее поверхности, тогда как во вторых кора наращивается, а ее поверхность воздымается.

На образование глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса существуют разные взгляды. Ряд исследователей рассматривают их как реликтовые глубоководные впадины с первичной океанической корой [Васильковский, 1960; Дьяков, Титаренко, 1975; Милановский, 1967; Сорский, 1966]. Другие считают их новообразованными структурами, возникшими за счет растяжения и раздвигания верхнего сиалического слоя земной коры [Кропоткин, 1961; Муратов, Непрочнов, 1967; Biju-Duval et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975]. Наконец, большая группа исследователей выводит механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса из глубинных процессов преобразования континентальной коры в океаническую [Белоусов, 1962, 1976; Земная кора . . . , 1975; Субботин и др., 1975].

Представление о реликтовом характере рассматриваемых глубоководных впадин противоречит современным данным о строении осадочного чехла глубоководных бассейнов, основанным на новейших материалах сейсмических исследований. Последние позволяют предполагать под глубоководными осадками бассейнов платформенный чехол, мощность которого обычно в несколько раз меньше синхронных по возрасту пород смежных альпийских и киммерийских складчатых сооружений. Противоречит их реликтовому генезису и то соображение, что при относительно небольших размерах они давно уже были бы заполнены осадками. При первично океанической природе глубоководных бассейнов не должно было произойти дифференциации мощностей на относительно большие в областях альпийских и киммерийских складчатых сооружений и умеренные на акваториях бассейнов. И, наконец, однозначно доказано, что континентальные склоны рассматриваемых бассейнов образовались в новейшее время. Все это показывает, что глубоководные бассейны Средиземноморского пояса не являлись остаточными океаническими бассейнами.

Вторая гипотеза также не находит подтверждения в строении осадочного чехла глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса и их мор-

фологии. Действительно, если бы глубоководные бассейны возникли за счет процессов растяжения, приведших к уничтожению гранитно-метаморфического слоя и резкому утонению консолидированной к ры, то почему остался ненарушенным вышележащий платформенный чехол? Рассматриваемые глубоководные бассейны имеют округлое замыкание и плавные очертания, лишенные линейных разломов, без которых растяжение земной коры крайне затруднено. Напротив, на продолжениях рифта Красного моря, являющегося типичной структурой растяжения земной коры, находятся гигантские системы линейных разломов.

Растяжение земной коры в одних регионах приводит к возникновению сжатия в других областях. В общем случае, как следует из геомеханики, сжатие, компенсирующее растяжение, происходит на расстоянии порядка половины длины структуры растяжения или меньше. В изометричных депрессиях растяжения, компенсирующие зоны сжатия, непосредственно приближены к границам этих структур. Ширина зон сжатия будет составлять около половины длины структуры сжатия. Однако, как известно, зоны скупивания, синхронные по возрасту глубоководным бассейнам, т.е. плиоцен-четвертичному времени, в Средиземноморском поясе отсутствуют. На огромных расстояниях глубоководные бассейны граничат с плитными участками платформ, в пределах которых слои залегают практически горизонтально. Следовательно, с позиции геомеханики глубоководные бассейны Средиземноморского пояса не могли образоваться за счет процессов растяжения земной коры.

При третьем подходе к механизму образования глубоководных бассейнов господствовали идеи базификации. Однако несостоятельность последних ранее была доказана на основе физических соображений [Люстих, 1959; Магницкий, 1958]. Исследованиями Е.В. Артюшкова [1968, 1970] было показано, что на границе ядра и мантии происходит дифференциация вещества по плотности. В результате этого процесса выделялся легкий нагретый материал (аномальная мантия), который в виде диапиров (астенолитов) всплывал к подошве значительно более вязкой литосферы. Потоки легкого нагретого материала могли приносить крупные его массы непосредственно к подошве толстой холодной литосферы континентальных платформ. Они приводили к обширным изостатическим поднятиям. Тепловой поток из легкого материала прогревал литосферу и резко снижал вязкость ее нижних частей. В результате легкий материал начинал внедряться в более холодные и тяжелые породы мантийной части литосферного слоя, оттесняя ее вещество в стороны и вниз. Он приходил в непосредственный контакт с породами коры. Базальты нижних частей коры за счет соприкосновения с легким нагретым материалом верхней мантии также начинали нагреваться. Когда в них температура поднималась до $800-900^{\circ}\text{C}$, они переходили с повышением плотности в гранатовый гранулит, а затем в ряде случаев — в еще более плотный эклогит ($3,5-3,6 \text{ г/см}^3$). Последний отрывался и тонул в мантии, что приводило к постепенному утонению консолидированной коры. Сильно утоненная кора испытывала быстрое изостатическое опускание, в результате чего и образовывались глубоководные бассейны.

ABSTRACT

Abyssal basins of inland seas are characterized by a thinned out consolidated crust (to 2–4 km in the Tyrrhenian Sea) and a thicker sedimentary cover (to 20 km in the South-Caspian basin). Two complexes are distinctly recorded in the latter: the lower represents a pre-Pliocene platform cover (to 10–12 km in the Levantian basin), while the upper consists mostly of abyssal Pliocene and Quaternary sediments (to 6–8 km in the Black Sea basin). The beds of the sedimentary cover occur with a gentle dip (angles of dip come to first degrees). Only within continental slopes and on the limbs of diapir folds the dips increase to the first few tens of degrees. In the lower complex large sloping isometric platform structures become outlined, usually, not reflected in the bed occurrence of the upper complex. Along the periphery of the basins the latter nearly always occur transgressively and are in contact with the underlying basement. An analogous contact is established also in their internal parts on the limbs of platform uplifts.

It is possible to assume that abyssal basins of inland seas originated in the place of portions with a platform type of evolution, when a light and heated mantle material ascended from the depth to the lithosphere. Having pushed out the usual substance of the upper mantle from the bottom parts of the lithosphere, the anomalous mantle material penetrated to the crust after it got cooled to a temperature of 800–900 °C. At a contact with the crust the basalt of the crust became rapidly altered into eclogite with a great density (3.5–3.6 g/cm³). The eclogite broke off and sunk into the mantle, which resulted in a gradual thinning out of the consolidated crust. A greatly thinned out crust experienced a rapid isostatic subsidence, which led to the formation of abyssal basins.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.* Гравитационная конвенция в недрах Земли. – Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е.В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В.В.* Геотектоника, М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Васильковский Н.П.* Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. – Тр. СибНИИ геологии, геофизики и минерального сырья, 1960, вып. 13.
- Дьяков Б.Ф., Титаренко В.Г.* К вопросу о природе Южно-Каспийской и Черноморской впадин и перспективах их нефтегазоносности. – Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 367.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
- Кропоткин П.Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблемы крупных горизонтальных движений земной коры. – Сов. геология, 1961, № 5.
- Люстих Е.Н.* О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 11.
- Магницкий В.А.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. – Вопросы космогонии, 1958, т. 6.
- Милановский Е.Е.* Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 1.
- Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9.

- Муратов М.В., Непрочнов Ю.П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 5.
- Сорский А.А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южного Каспия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 3.
- Субботин С.И., Гаркаленко И.А., Греку Р.Х. и др. Строение земной коры внутренних морей Западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 67.
- Biju-Duval B., Letousey J., Montadert L. et al. Geology of the Mediterranean Sea Basins. — Inst. franç. petrole, 1974.
- Carrozo M.T., Giorgetti F., Nicolich R. An example comparative analysis of geophysical data. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1974, v. 16, N 62–63.
- Finetti J., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1973, v. 15, N 66.
- Morelli C. Geophysics of the Mediterranean. — Coop. Invest. Mediterr., 1975, N 7.

УДК 551.24

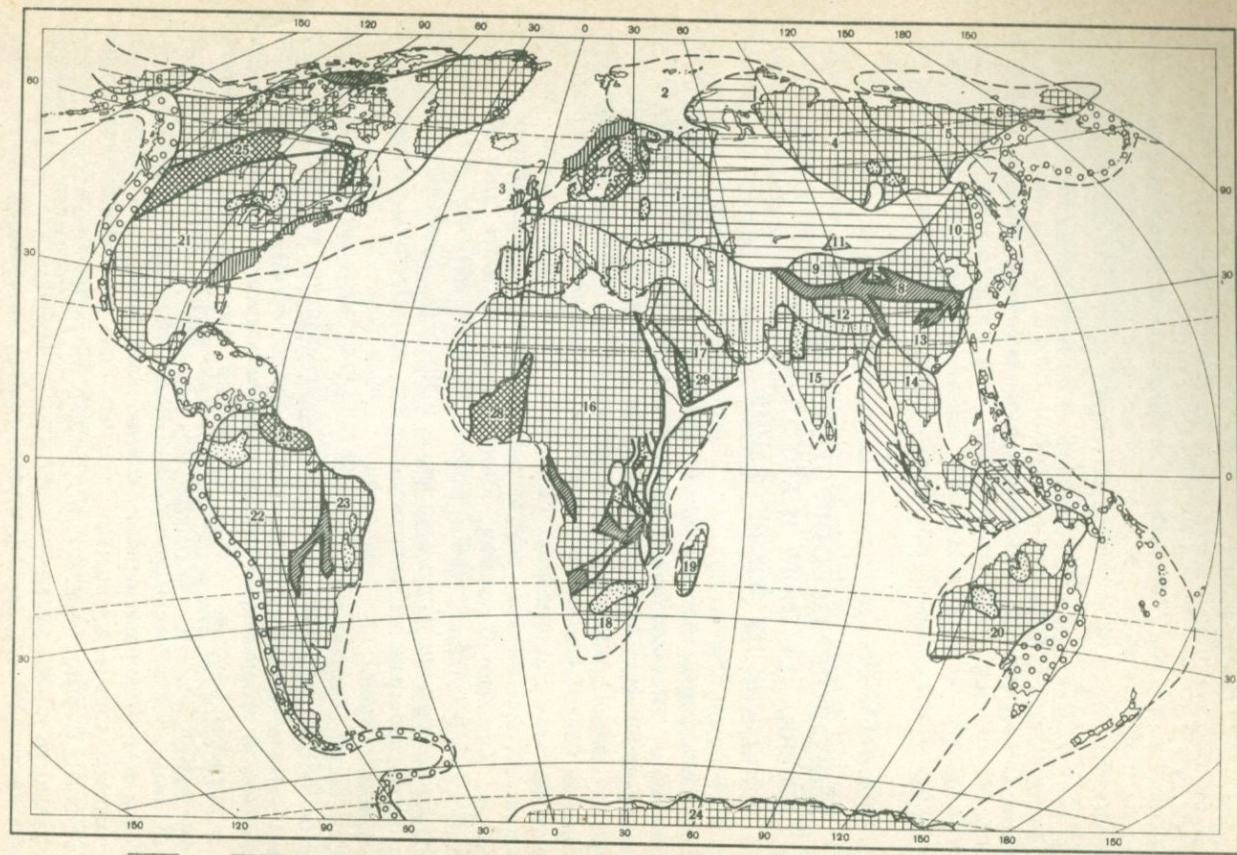
М.В. МУРАТОВ

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ИСТОРИИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Древние платформы слагают преобладающую часть площади материковой земной коры, образуя, как известно, остовы всех континентов. Всего можно выделить до 24 древних платформ, различающихся по занимаемой площади (рис. 1). Самыми большими среди них являются Северо-Американская, Северо-Африканская и Южно-Американская, меньшие размеры имеют Восточно-Европейская, Сибирская, Южно-Африканская, Австралийская, Антарктическая, еще меньшими являются Аравийская, Индостанская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, далее идет Восточно-Бразильская, Мадагаскарская и, наконец, Баренцово-Печорская, частично погруженная под дно Баренцова моря, и Чукотско-Аляскинская на значительном пространстве погруженная под дно Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Еще более ограниченные площади имеют Таримская, Тибетская платформы Центральной Азии и Охотская, охватывающая значительную часть дна Охотского моря [Чиков, 1978]. Далее небольшими по площади древними платформами, скорее обломками последних, являются массивы в пределах Евразии — Эйре, Богемский, Джунгарский, Цайдамский, Сангиленский. Кроме перечисленных, две значительные по размерам платформы — Верхояно-Колымская и Индосинийская отличаются от остальных тем, что подверглись в мезозое сложным и многообразным деформациям, сопровождавшимся складчатостью покрывающих их осадочных толщ и формированием гранитоидных интрузий. Обычно по возрасту складчатости их относят к мезозойским складчатым областям, но так как в основе их залегает докембрийский кристаллический фундамент платформ, подвергшийся разламыванию и сложным нарушениям, правильнее их считать сильно деформированными древними платформами.

Перечисленные платформы окаймлены и разделены впадинами дна



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10

океанов или складчатыми геосинклинальными поясами: Средиземноморским, Тихоокеанским, Атлантическим и Урало-Монгольским; некоторые платформы разделены узкими межплатформенными складчатыми системами, вытянутыми вдоль зон крупных глубинных разломов, таких, как Кунь-Лунь-Цинлинская в Азии, разделяющая Тибетскую, Таримскую, Северо- и Южно-Китайские платформы, и Бразильская в Южной Америке, отделяющая Южно-Американскую и Восточно-Бразильскую платформы. Северная и Южно-Африканская платформы разделены на юге Дамара-Катангским складчатым поясом, а на севере — рифтовой системой Красного моря и Восточной Африки, отделяющей их от Аравийской платформы.

Все древние платформы обладают одинаковыми элементами строения и сходными чертами истории развития. В основе их лежит кристаллический архейский фундамент, сложенный магматическими и метаморфическими комплексами и образующий самую мощную и древнюю часть земной коры всех материков. Он служит основанием древних платформ, прикрытым на обширном пространстве осадочным и вулканическим чехлом, достигающим во впадинах платформ значительной мощности.

К этим двум важнейшим структурным этапам должен быть добавлен нижнепротерозойский, который образует промежуточный, но самостоятельный структурный этаж, ниже охарактеризованный более подробно.

По занимаемой площади главную роль в основании всех древних платформ играют архейские массивы, в строении которых выделяются три главных комплекса. Первый — протометаморфический слой, образующий древнейшую, нижнюю, часть фундамента платформ и сформировавшийся за счет метаморфизма основных вулканических и осадочных толщ, сопровождаемых плагитогранитными магматическими телами (тоналитами, трондьемитами). Второй, верхний, комплекс сложен различными гнейсами и кристаллическими сланцами, образовавшимися в середине или конце архея. Третьим является троговый комплекс позднего архея (кватиний), представленный метаморфизованными осадочными и вулканическими толщами, достигающими огромной мощности. С ними во многих районах связаны железорудные месторождения. К концу архея сложились большие массивы основания древних платформ, хотя они в то время еще не были проплавлены значительными по размеру гранитными интруз-

Рис. 1. Древние платформы материков и складчатые пояса

1 — древние платформы [1 — Восточно-Европейская, 2 — Баренцево-Печорская, 3 — Эриа, 4 — Сибирская, 5 — Верхояно-Колымская (деформированная), 6 — Чукотско-Алясцинская, 7 — Охотская, 8 — Цайдамский массив, 9 — Таримская, 10 — Китайско-Корейская, 11 — Джунгарский массив, 12 — Тибетская, 13 — Южно-Китайская, 14 — Индонезийская (деформированная), 15 — Индостанская, 16 — Северо-Африканская, 17 — Аравийская, 18 — Южно-Африканская, 19 — Мадагаскарская, 20 — Австралийская, 21 — Северо-Американская, 22 — Южно-Американская, 23 — Восточно-Бразильская, 24 — Антарктическая]; 2 — протерозойские складчатые области в пределах древних платформ (25 — провинция Черчилл и Лабрадора, 26 — Карибская, 27 — Свекофенская, 28 — Бирримская, 29 — Аравийская); 3 — главные области распространения протоплатформенного чехла; 4—8 — пояса: 4 — Атлантический, 5 — Урало-Монгольский, 6 — Средиземноморский, 7 — Индонезийский, 8 — Тихоокеанский; 9 — межплатформенные складчатые системы и пояса; 10 — крупнейшие зоны разломов

зиями и отличались, таким образом, по своему составу и строению от современной гранитизированной коры древних платформ [Пейве и др., 1976; Штрейс и др., 1978; Лейтес, Федоровский, 1978].

Архейские массивы были ограничены глубинными разломами и представляли сочетание крупных глыб земной коры, разделенных швами.

В начале протерозоя наступил важнейший переломный этап в развитии древних платформ. Движения земной коры привели к поднятию большинства блоков архейского фундамента. Некоторые из них испытали в это время значительное воздымание и стали подвергаться выветриванию, денудации, размыву в субэпиральных условиях.

Как показывают данные ряда исследователей [Виноградов, Лейтес, 1978], атмосфера раннего протерозоя уже была значительно обогащена кислородом. Во многих районах в этих условиях образовались мощные коры выветривания, подвергшиеся затем размыву и переотложению. Они широко представлены на Балтийском щите, где залегают в основании ятулия [Гилярова, 1974; Соколов и др., 1970], в основании курской серии посередине Восточно-Европейской платформы, а также в Канаде, Африке и на других древних платформах. Процессы размыва поверхности архейского основания платформ происходили также с образованием огромных масс обломочных продуктов, которые вместе с материалом вулканических извержений стали накапливаться в отдельных пониженных участках, депрессиях и грабенах, образовавшихся в пределах относительно поднятых блоков фундамента.

Только на некоторых, хотя и значительных по площади участках основания древних платформ поверхность их была с начала протерозоя сильно опущена по разломам и оказалась под водами моря. Здесь в подвижных условиях, которые можно охарактеризовать как эпикратонные геосинклинальные, шли процессы осадконакопления и формирования очень мощных вулканических и осадочных комплексов нижнего протерозоя.

В середине или конце раннего протерозоя¹ эти комплексы подверглись складчатости, затем были проплавлены гранитоидными интрузиями и подверглись метаморфизму.

В пределах всех материков известно сейчас всего пять крупных складчатых областей, сложенных нижнепротерозойскими метаморфическими комплексами этого рода.

Это обширная Свекофеннская область Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, Бирримская складчатая область юго-западной части Африки, Карибская область Гайаны, Суринама и Гвианы на Южно-Американской платформе, складчатая область провинции Верхнего озера на Канадском щите с вероятным продолжением на Лабрадорском полуострове и, наконец, протерозойская складчатая область на западе Аравийской платформы [Салоп, 1977] близ берега Красного моря.

Среди протерозойских складчатых систем при этом намечаются два типа.

Один представлен огромными по площади и сложно построенными прогибами, разбитыми на части крупными разломами и осложненными склад-

¹ По новой схеме деления докембрия ранний протерозой (афебий) соответствует интервалу 2600–1700 млн. лет.

чатостью и гранитоидными интрузиями. К этому типу относятся Свекофеннская, Бирримская и Карибская складчатые области с широким проявлением в них процессов гранитизации и развитием огромных гранитных массивов и куполов протерозойского возраста. Их архейское кристаллическое основание испытало прогибание с одновременным раздроблением разломами, что сопровождалось процессами гранитизации с образованием очагов кислой вторичной магмы.

К другому типу относятся протерозойские складчатые области Канадского щита и Аравии. Здесь в результате раздробления древнего архейского фундамента происходило образование систем отдельных узких трогов геосинклинального типа, разделенных архейскими массивами. Развитие их сопровождалось широким проявлением гранитного магматизма с формированием крупных массивов гранитоидов, которые образовались не только в областях трогов, но и между ними и за их пределами на обширной площади архейского основания. С ними был связан протерозойский метаморфизм значительных площадей древней платформы (провинции Черчилл Канады).

Все эти складчатые области развивались в течение примерно одинакового времени в интервале 2600—1850 млн. лет. Для всех характерно широкое проявление гранитоидного магматизма, который выражался в образовании нескольких и часто многих поколений гранитоидных интрузивных комплексов, формировавшихся в течение очень длительного промежутка времени не только до самого конца раннего протерозоя, но и начала позднего. Например, в пределах Свекофеннской протерозойской складчатой области фундамента Балтийского щита в эпоху свекофеннской складчатости (1950—1850 млн. лет назад) образовались древнейшие синорогенные интрузии, согласные со складчатыми структурами. Более молодой позднеорогенный интрузивный комплекс с возрастом 1850—1820 млн. лет сечет складчатые структуры. Это гранодиориты Хапранд, Упсалы, Ревзунд, Иерн и др.

После их формирования на площади Балтийского щита наступила длительная эпоха (до конца раннего и начала позднего протерозоя), которая характеризовалась проявлением процессов гранитизации с образованием гранитоидов на огромных площадях. Шведские геологи именуют ее эпохой готской гранитизации. Особенно велики площади готских гранитов Смоланд-Вермланд с возрастом около 1740 млн. лет в юго-западной и западной Швеции. Они сопровождаются на юге узкими полосами вулканоогенных пород, известных как порфиры Смоланд, которые прорваны и метаморфизованы этими гранитами.

Позднее в центре Швеции к северо-западу от оз. Сильян глубокие депрессии поверхности (шириной более 10 км) свекофеннского основания были заполнены мощным комплексом осадочных и вулканических пород нижней и верхней серий Дала (так называемый субиотний). В основании их залегает конгломерат с галькой из различных свекофеннских пород и гранитов, выше — песчаники и вулканические породы. Верхняя часть серии Дала — преимущественно кислые (игнимбриты) и основные вулканические породы. Общая мощность серии очень велика — несколько тысяч метров. Серия Дала сопровождается гранитами Дала и большим гранит-

ным массивом Ротан. Возраст порфириов Дала — готский (по рубидиево-стронциевому методу — 1669 млн. лет).

В северной Швеции глубокие депрессии меньшего масштаба на поверхности свекофеннского комплекса заполнены конгломератами Варгфорс, песчано-конгломератовыми формациями и порфириовыми излияниями Дуоббиона, Пите и др. [Lundegardh, 1978]. Это свидетельствует о существовании в пределах Балтийского щита в эпоху формирования готского магматического комплекса и серии Дала (субиотний) значительных депрессий, заполнявшихся обломочным материалом и продуктами вулканической деятельности.

Следовательно, существовали и возвышенности, которые подвергались размыву и служили источником обломочных продуктов. Таким образом, эпоха готской гранитизации являлась в то же время эпохой орогеяза, т.е. значительных поднятий отдельных участков поверхности фундамента, сопровождавшихся прогибанием крупных впадин и грабенов.

В самом конце раннего протерозоя в пределах Свекофеннской складчатой области и по ее периферии образовались большие массивы гранитов рапакиви, возникших, несомненно, в условиях уже слабой подвижности земной коры. Их возраст 1700—1650 млн. лет. Они отличаются очень большим объемом и кристаллизовались, как показывают особенности их структуры, в течение длительного времени [Судовиков, 1967] в совершенно спокойных условиях застывания магматических очагов.

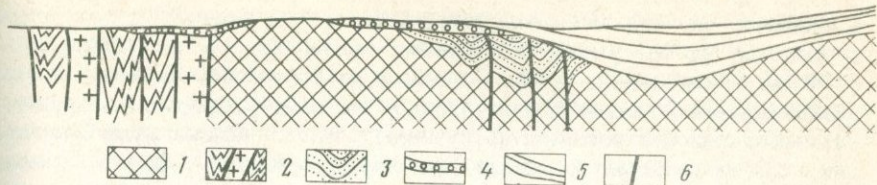
Таким образом, есть основание считать, что после складчатости нижепротерозойских комплексов в пределах Свекофеннской складчатой области здесь проявился длительный орогенный этап, охвативший в меньшей мере соседние архейские блоки. В частности, процессами поднятий была охвачена пограничная область Лапландии между Свекофеннской областью и окаймлявшими ее на востоке архейскими блоками. Здесь произошло формирование больших очагов гранитной магмы, метаморфизирующих протерозойские отложения.

Сходные явления сопровождали и развитие других протерозойских складчатых областей. В Бирримской складчатой области Африки процессы гранитизации были связаны с эбурнейской-раннепротерозойской эпохой складчатости, когда внедрились гранитоиды Бондуку с возрастом 1850—2030 млн. лет. Орогенный комплекс представлен обломочной формацией Тарквия, заполняющей отдельные прогибы.

Широкая гранитизация Гудзонской протерозойской складчатой области связана с формированием Гудзонского гранитоидного комплекса в интервале 1850—1750 млн. лет. Метаморфизирующее воздействие его проявилось далеко за пределами собственно протерозойских складчатых систем в провинции Черчилл, где повторным метаморфизмом охвачено значительное пространство архейских массивов.

В Карибской протерозойской складчатой области Южной Америки гранитизация выражена образованием куполовидных гранитоидных тел карибских гранитов с возрастом 2000—1800 млн. лет [Choubert, 1965].

Одновременно с формированием охарактеризованных протерозойских складчатых областей геосинклинального типа на более обширных по за-



Р и с . 2. Схема соотношений главных структурных комплексов или этажей древних платформ

1 — архейский фундамент; 2 — раннепротерозойские складчатые области типа свекофеннской; 3, 4 — протоплатформенный чехол: 3 — главный комплекс, 4 — верхний комплекс; 5 — рифейско-фанерозойский чехол древних платформ; 6 — разломы

нимаемой площади пространствах архейских блоков также шли активные поднятия отдельных частей массивов и опускания других.

Продукты размыва, а также вулканической деятельности накапливались здесь на пониженных участках их поверхности и в отдельных депрессиях, впадинах и грабенах, образуя местами толщи осадочных пород значительной мощности и разнообразного состава (комплексы древнейшего осадочно-вулканического чехла). Они существенно отличаются от типичного рифейско-фанерозойского чехла, покрывающего платформы на огромных площадях, и имеют ограниченное распространение, заполняя отдельные депрессии поверхности, сопровождаясь комплексами основных и гранитоидных интрузий. Вместе с тем они слагают совершенно обособленный структурный этаж древних платформ — между их фундаментом и основанием несогласно перекрывающего их осадочного чехла. Последний залегают, образуя более обширные и плоские впадины — синеклизы и перикратонные прогибы. По отношению к фундаменту платформ и их чехлу, отложения древнейшего чехла образуют, следовательно, совершенно обособленный промежуточный этаж (рис. 2). Чтобы отличить осадочно-вулканические комплексы этого этажа от настоящего платформенного чехла, целесообразно именовать их протоплатформенным чехлом, используя термин, давно уже предложенный Е.В. Павловским [1964, 1970] для древнейших платформенных образований.

Типичным примером их может служить мощный (до 1300 м) комплекс ятулия Карелии, заполняющий значительные депрессии поверхности фундамента Балтийского щита и представленный толщей конгломератов (сариолий), песчаников, глинистых пород, карбонатных отложений. В средней и верхней части присутствуют мощные основные эффузивы [Соколов и др., 1970; Гилярова, 1974]. Этот комплекс сопровождается корой выветривания на поверхности пород основания.

В отдельных случаях в крупных межгорных депрессиях раннего протерозоя протоплатформенный комплекс достигает значительно большей мощности (15–18 км), сопровождаясь интрузивными пластовыми телами осадочных пород и гранитоидов.

Пример такого рода мощнейшего протоплатформенного чехла представляет давно уже описанный в литературе удоканский комплекс Восточной Сибири [Лейтес, Федоровский, 1977]. Вероятно, примером такого же

комплекса еще большей мощности является бодайбинский в верховьях р. Патома, на что указывают данные, приведенные В.С. Федоровским [Лейтес, Федоровский, 1978]. Подобный же протоплатформенный комплекс с огромной мощностью осадочных и вулканических толщ, сопровождаемых сложнопостроенным интрузивным телом (Бушвельдский интрузив) слагает обширный массив Трансвааля в Южной Африке [Салоп, 1977]. Наконец, близкие черты строения имеет протерозойский комплекс района озер Верхнего и Гурона в Америке, сложенный мощными нижнепротерозойскими толщами надсерий Гурона и Анимика [Семихатов, 1974].

В Южной Америке подобные же мощные комплексы протоплатформенных отложений распространены в железорудном районе Минас в Бразилии, достаточно широко развиты они также и на Индостанской платформе, где представлены аравалийской и делийской сериями, образующими комплекс, заполняющий систему грабенообразных прогибов, вытянутых с севера на юг и осложненных складками.

В Австралии комплексы протоплатформенного чехла заполняют сложнопостроенные грабенообразные прогибы Пайн Крик, Наллагайн и Ашбертон-Наберри, где представлены мощными терригенными толщами с прослоями лав и туфов местами мощностью до 12–14 км.

В составе протоплатформенного чехла во многих областях их распространения можно выделить два комплекса, различающихся по составу и условиям залегания. Один, более древний, связан по времени образования с первой половиной раннего протерозоя. Он представлен наиболее типичными образованиями рассматриваемых отложений, которые охарактеризованы выше, второй — более молодыми отложениями, которые относятся ко второй половине раннего протерозоя и отличаются по составу и условиям распространения, залегают стратиграфически всегда выше первого. В конкретных условиях эти верхние комплексы нередко залегают непосредственно на фундаменте. Перекрывая нижний комплекс, они трансгрессивно ложатся прямо на его основание или иногда заполняют грабены.

По составу это преимущественно песчаниковые толщи, чаще всего однообразные кварцевые песчаники, достигающие многих сотен метров. Они иногда сопровождаются кислыми или основными эффузивами, залегают спокойно. К ним относятся петрозаводская и шокшинская серии песчаников Карелии, овручская серия Украины и другие песчаниковые комплексы, которые нередко объединяются под наименованием иотния. Наиболее известные из них и мощные заполняют в Финляндии большие грабены Сатакунты и Мухос. Песчаниковый комплекс этого же типа серии Гойас известен в Южной Америке, где в бассейне Амазонки ложится прямо на кристаллический фундамент, слагая мощную толщу, сопровождаемую базальтовыми излияниями.

Нижний и верхний комплексы чехла, как видно, различаются условиями залегания. Первый из них заполняет крупные древние депрессии и грабены, нередко значительно дислоцирован, участвуя в строении складчатых структур, осложненных разломами. Толщи верхнего комплекса, наоборот, как правило, залегают исключительно спокойно, заполняя отдельные депрессии или грабенообразные впадины.

Различия этих комплексов, несомненно, связаны с разной обстановкой

формирования в начале раннего протерозоя — для первого и в его конце — для второго. В начале протерозоя осадконакопление происходило в условиях значительной подвижности областей и сложного рельефа. Во втором этапе подвижность была относительно ограниченной, выражалась в поднятии и опускании отдельных блоков фундамента или грабенов. Это свидетельствует, что к концу раннего протерозоя подвижность фундамента платформ значительно упала, а различие нижнего и верхнего комплексов протоплатформенного чехла отражает эту потерю подвижности.

Комплекс протоплатформенного чехла занимает в структуре древних платформ промежуточное положение между архейским фундаментом и рифейско-фанерозойским платформенным чехлом (см. рис. 2). Точно так же и складчатые нижнепротерозойские метаморфические комплексы (свекофеннский, бирримский и др.) занимают промежуточное положение между архейским основанием и элементами верхнего комплекса протоплатформенного чехла.

Большая часть площади платформ в раннем протерозое, как показано выше, испытала значительное общее поднятие блоков на разную высоту. Таким образом, ранний протерозой начинается крупными поднятиями, своеобразным древнейшим орогенным этапом в жизни земной коры континентов. Только на ограниченной площади древних платформ в это время образовались прогибы, в которых формировались протерозойские складчатые комплексы типа эпикратонных геосинклиналей. Следовательно есть полное основание считать, что нижнепротерозойские осадочно-вулканические комплексы геосинклинального типа, а также древнейшего чехла платформ образуют вполне четко обособленный структурный этаж в строении древних платформ. Время его формирования соответствует самостоятельному этапу развития древних платформ, который отделяет этап формирования архейского фундамента платформ от этапа возникновения и развития их осадочного чехла в рифее и фанерозое.

К этому можно добавить, что этот этап между концом архея и началом позднего протерозоя является достаточно длительным, охватывая интервал около 900—1000 млн. лет, т.е. сопоставим по масштабу времени с двумя другими крупнейшими этапами развития древних платформ, соответствующими формированию их кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Наиболее поднятые части платформ в этом этапе сделались объектами денудации и размыва, а по периферии их возникли области континентального осадконакопления с формированием в их пределах в отдельных депрессиях мощнейших комплексов осадочных отложений протоплатформенного чехла преимущественно обломочных толщ, сопровождаемых вулканическими породами. Преобладание продуктов размыва архейского фундамента обуславливает сходство раннепротерозойских комплексов с молассовыми формациями, что уже отмечалось многими исследователями [Мокшанцев и др., 1975; Борукаев и др., 1977].

При этом обращает на себя внимание исключительная длительность рассматриваемого этапа — сотни миллионов лет, чем он существенно отличается от хорошо известных орогенных этапов фанерозоя: байкальского, каледонского, альпийского.

Таким образом, его приходится признать своеобразным этапом — одним из трех главных последовательных этапов в развитии древних платформ, хотя этот этап имеет многие типичные черты орогенных. С ним связано поднятие только что сформированных блоков архейского фундамента платформ и образование на их поверхности древнейшего осадочно-вулканического чехла, во многом сходного с молассовыми комплексами орогенных этапов складчатых областей.

В этом же этапе проявилась широкая гранитизация, или кратонизация, фундамента древних платформ, обусловленная широким развитием гранитоидного магматизма и характерная для орогенных этапов складчатых областей, но проявившаяся в протерозое в несравненно большем масштабе и в течение более длительного времени. Вместе с тем совершенное своеобразие этого этапа отражается в том, что с ним же связано образование эпикратонных геосинклинальных складчатых областей раннего протерозоя, охарактеризованных выше.

А B S T R A C T

A brief characteristic of Lower Proterozoic (Lower and Middle Proterozoic, as previously understood) complexes is given. Two major types have been distinguished among the latter: 1) a geosynclinal complex filling large depressions in the Archean basement and forming the early Proterozoic folded area (Svecofennian, Hudsonian, Birrimean, Arabian, Carribean), 2) platformal complexes forming the oldest elements of the sedimentary cover filling the grabens and deep depressions separating them. They reach considerable thickness, forming sometimes thin covers. Complexes of the Lower Proterozoic sedimentary cover are considerably metamorphosed, being accompanied by volcanogenic strata, granitoid and other intrusions. In places they are complicated by folding and blocky dislocations.

The sedimentary-volcanogenic Riphean-Phanerozoic cover of old platform with a sharp unconformity overlies both the Archean basement and the elements of the oldest cover. So, they can be attributed to quite different independent stages of development. Hence, three most important stages of development should be distinguished in the history of development: a) Archean related to formation of the Archean metamorphic basement of the platforms; b) Proterozoic characterized by formation of peculiar geosynclinal complexes and areas, along with elements of the oldest sedimentary-volcanogenic cover; c) Riphean-Phanerozoic associated with formation of the widely distributed platform cover and accompanied by appearance of platform structures of avlagoens, synclises and others.

ЛИТЕРАТУРА

Борукаев А.К., Башарин Н.А., Берзин Н.А. Докембрий континентов. — В кн.: Основные черты тектоники, М.: Недра, 1977.

Богданова С.В., Калев Г.И., Лазарев Ю.И. и др. Докембрий континентов. — В кн.: Древние платформы Евразии. М.: Наука, 1977.

Виноградов В.И., Лейтес А.М. Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3.

Гилярова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974.

Колотухина С.Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах Южного полушария. М.: Наука, 1977.

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 7.

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления земной коры юга Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы. М.: Наука, 1978.

Мокшанцев К.Б., Луцк Б.Г., Петров А.Ф. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975.

Моралев В.М., Перфильев Ю.С. К геологии докембрия Южной Индии. Сов. геология, 1972, № 6.

Моралев В.М., Чешихина К.Г. Тектоническая эволюция Австралийской платформы в докембрийском протерозое. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 2.

Муратов М.В. Раннепротерозойский этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования. — Геотектоника, 1979, № 2.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.

Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя, М.: Наука, 1974.

Симонен А. Центральная часть Балтийского щита в пределах Финляндии. Главные структурные элементы. Тектоника свекофенно-карелид. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. М.: Наука, 1978.

Соколов В.А., Галдобина Л.П. и др. Геология, литология и палеогеография ятулий Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970.

Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л.: Наука, 1967.

Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.

Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978.

Штрейс Н.А., Новикова А.С., Савельев А.А. и др. О покровной структуре Балтийского щита. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы. М.: Наука, 1978.

Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. — Bull. Soc. geol. France, 1965, t. 7.

Lundegårdh P.H. Neue Gesichtspunkte zum Schwedischen Präkambrium. — Geol. Rdsch., 1971, Bd. 60, N 4.

Simonen A. Das finnische Grundgebirge. — Geol. Rdsch., 1971, Bd. 60, N 4.

УДК 551.243

Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Р.Е. АЙЗБЕРГ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Континентальные древние платформы отчетливо подразделяются на две группы: лавразийскую и гондванскую. Лавразийские платформы — Восточно-Европейская, Сибирская и Северо-Американская — имеют полностью развитый чехол. Почти на всем протяжении они ограничены фанерозойски-

ми складчатыми зонами. Гондванские платформы — Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая — обладают неполноразвитым (редуцированным) чехлом, который распространен на фоне обширных выходов фундамента на поверхности — щитов и мегащитов. Границы древних платформ Гондваны на значительном протяжении вторичны, приурочены к континентальным склонам и примыкают к океанам. Таким образом, крупнейшие лавразийские платформы представляют собой цельные структуры в отличие от гондванских платформ — больших или меньших по размеру "кусков", частей некогда единого континента.

Полноразвитые чехлы древних платформ Лавразии подразделяются на две главные части: доплитную и плитную, т.е. чехол, возникший до образования плит, и чехол, сформированный на плитных этапах. К зрелому чехлу может быть отнесен плитный (ортоплатформенный) мегакомплекс, к раннему — доплитные квази- и катаплатформенный мегакомплексы [Яншин и др., 1974; Тектоника Белоруссии, 1976].

Генетическая делимость чехлов отражает главные этапы развития платформ. Квазиплатформенный мегакомплекс развивался главным образом во время кратонизации платформ в зонах наиболее ранней консолидации областей позднекарельской складчатости; он сосуществовал с активной анорогенной гранитизацией. Катаплатформенный мегакомплекс формировался после завершения кратонизации платформ в основном в структурах растяжения — доплитных авлакогенах или палеорифтах, возникающих на фоне длительного воздымания. Нередко этот этап называют "авлакогенным"¹ [Богданов, 1964; и др.]. Плитный мегакомплекс образовался на этапах преимущественно нисходящих движений земной коры [Хайн, 1973; и др.].

Главные этапы развития платформ осложнялись особенностями проявления их отдельных стадий. При переходе платформ от квазиплатформенных к катаплатформенным и затем плитным этапам структуры и формации "отмирающего" и "нарождающегося" этапов могли временно сосуществовать в пределах будущих плит; при этом один класс структур и формаций постепенно вытеснял другой. Различия доплитных и плитных этапов отразились в общей продолжительности доплитного и плитного развития, характерных парагенезах типов формаций и структур, особенностях территориального проявления тектонических движений, скорости накопления осадков и формирования структур и т.д.

Начало формирования древних платформ Лавразии можно отнести за пределы позднего протерозоя, заключительные стадии доплитных этапов захватывают венд и низы палеозоя. Общая продолжительность этих этапов уменьшалась с востока на запад от Сибирской платформы к Северо-Американской — от 1,4 до 1,1 млрд. лет. Последующее развитие платформ, сопровождавшееся формированием плитного чехла, продолжалось в среднем 600—650 млн. лет. Следовательно, длительность доплитного развития древних платформ в 2 раза и более превышала время их плитного формирования.

¹ В связи с тем, что авлакогены формировались и на более поздних этапах развития платформ, этот термин тем самым является недостаточно строгим.

Доплитные мегакомплексы представлены преимущественно красноватными и пестроцветными терригенными и вулканогенно-терригенными формациями; плитные — полным спектром платформенных формаций. Однако на Сибирской платформе среди доплитных мегакомплексов развиты и карбонатные формации, по характеру проявления магматизма на плитных этапах она сходна с платформами Гондваны. В целом различие названных мегакомплексов древних платформ Лавразии обусловлено направленной эволюцией тектогенеза и седиментогенеза. Оно связано с тремя основными факторами: большим разнообразием геологических (тектоно-седиментационных и климатических) процессов на плитных этапах — в венде и фанерозое; существенным качественным и количественным изменением биогенного седиментогенеза на рубеже: конец протерозоя — начало фанерозоя; редуцированностью и большими перерывами в доплитных формационных рядах по сравнению с плитными.

Анализ выявленного эволюционного ряда структур древних платформ позволил установить последовательность их появления во времени (таблица, вкл.). Для квазиплатформенного этапа типичны грабен-синклинали, грабенообразные прогибы, впадины, мульды. Преимущественно терригенно-эффузивный состав формаций, интрузии гранитоидов и пластовые интрузии, повышенная дислоцированность по сравнению с более молодыми ката- и ортоплатформенными структурами были свойственны древнейшим тектоническим элементам платформ. На современных плитах и щитах квазиплатформенные структуры сохранились в виде реликтовых небольших грабенов, выполненных древнейшими осадочно-эффузивными породами чехла и соответствующими им по возрасту интрузиями.

На катаплатформенных этапах увеличилось типовое разнообразие платформенных структур, главным образом линейных. Появились крупнейшие отрицательные тектонические элементы — доплитные авлакогены (палеорифты), перикратонные прогибы, моноклинали склонов щитов. Им были соподчинены или развивались самостоятельно структуры первого порядка: выступы, седловины, моноклинали, грабены, прогибы, впадины и более мелкие элементы.

Доплитные структуры чехла имели в основном отрицательную форму. Положительные структуры квази- и катаплатформенных этапов в большинстве не отражены в чехле и могут быть обособлены только по особенностям строения рельефа поверхности фундамента. Доплитные структуры в отличие от последующих плитных были соподчинены не только более крупным структурным элементам, но иногда мелким и средним, развивавшимся самостоятельно, вне тесной пространственной связи с крупными.

На поздних этапах формирования лавразийских платформ появился принципиально новый тип субглобальной структуры — плиты. Эволюция платформ особо значительно отразилась в многообразии типов плитных структур по сравнению с доплитными. Впервые формировались специфические крупнейшие плитные тектонические формы: синеклизы, амфиклизы, антеклизы, а из новообразованных мелких и локальных элементов — разнообразные соляные структуры и т.д. Современная структура боль-

шинства синеклиз, крупных впадин и прогибов древних платформ возникла в результате наложения и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей, проявления в отдельных частях значительных поднятий и т.д. Размеры щитов на рассматриваемых этапах развития значительно сократились за счет широкого развития плитных структурных элементов [Айзберг, Гарецкий, 1977].

Положительные структуры древних платформ типа антеклиз формировались не только как пассивные относительные поднятия в результате интенсивного опускания соседних синеклиз, впадин и прогибов, как это было подчеркнuto Н.С. Шатским и другими исследователями, но в отдельные этапы и как активно воздымавшиеся своды и блоки.

Однотипные структуры доплитных и плитных этапов развития платформ — авлакогены (палеорифты), зоны перикратонных опусканий, прогибы, впадины — наряду со сходством морфологических форм, обнаруживают и существенные различия в формационном выполнении, интенсивности формирования, характере ограничений и т.д.

В расположении крупнейших и крупных структур каждого этапа платформенного развития намечается то или иное преобладающее простирание. Перестройка тектонического плана платформ, отражающаяся прежде всего в смене основных структурных направлений, имеет общую причину с активно развивавшимися сопредельными геосинклинальными складчатыми системами. В условиях индуцирующего воздействия этих систем одновременно или с некоторым смещением во времени в соседних областях платформы возникали напряжения растяжения и сжатия. Они направлены в общем параллельно или под некоторым углом к фронту складчатой системы и вызывают преобладающее простирание платформенных структур на том или ином этапе. Эти же напряжения приводят к активизации разломов соответствующего направления.

Раннеплатформенные доплитные структуры отражают большую степень унаследованности (особенно в связи с движениями по разломам), чем плитные, для которых увеличивается элемент наложенности.

Намеченные типы структурно-генетических мегакомплексов чехлов древних платформ Лавразии и этапы их развития могут быть выделены почти на всех других древних платформах. Однако если на платформах лавразийской группы проявились в полном виде все этапы развития, то на платформах гондванской группы структуры плитных этапов имеют ограниченное распространение. Наряду с отмеченными различиями в структурном ограничении платформ этих двух групп и особенностями пространственного размещения чехлов это отражает биполярное развитие структуры земной коры [Штрейс, 1962], большую общность структур и истории материков широтных поясов [Хаин, 1971].

А B S T R A C T

The completely developed covers of the old Llavrasian platforms are subdivided into two main parts: pre-plate and plate. The plate (orthoplatfornal) mega-complex can be regarded as a ripe cover, the quasi- and cataplatfornal mega-

complexes — as early ones. The genetic divisibility of the covers reflects the main stages of the platform development. The quasiplatform megacomplex developed mainly during the platform cratonization in the zones of the earliest consolidation.

The cataplatform megacomplex was formed mainly in the tension structures after the completion of the platform cratonization. The plate megacomplex was formed at the following stages of the mainly descending platform crust movements.

The differences of the pre- and plate stages were reflected in the general duration of the pre- and plate development, characteristic parageneses of formation and structure types, peculiarities of the territorial tectonical movements display, sedimentation rate and structure formation etc. The pre-plate megacomplexes are mainly represented by red- and mixed-coloured terrigenous and volcanogenic-terrigenous formations, the plate ones — by the complete spectrum of platform formations.

The increase of the type heterogeneity of the platform structures in time has been determined. The platform evolution was made especially obvious in the type multiformity of the plate structure cover as compared with the preplate ones. At the late development stages of the old Laurasia platforms plates, a radically new subglobal structure type, appeared the superregional structures (synclises, amphyclises, antyclises) were formed. Structures of the same type dating back to stages of the various platform development — aulacogens (palaeorifts), zones of the pericratonic subsidences, troughs, basins — along with the similarity of the morphologic forms show essential differences in the carrying out of the formations, intensity of the formation, limitation nature etc.

All the evolution stages completely displayed their nature on the platforms of the Laurasia group; a reduced cover is developed on the Gondwana ones, the spread of the structures and formations of the plate stages is limited. Along with essential differences in the structural limitation of the old Laurasia and Gondwana platforms this reflects the bipolar crust structure development (N.A. Shtreis), great structural and historic similarity of the latitudinal zones of continent (V.E. Khain).

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Некоторые особенности тектоники древних платформ (на примере запада Русской плиты и других областей). — В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — Сов. геология, 1964, № 9.

Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

Штрейс Н.А. О биполярном развитии структуры земной коры: Тез. докл. Совещания по проблемам тектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты. — Геотектоника, 1974, № 3.

Н.А. ШТРЕЙС, С.В. БОГДАНОВА, Р.А. ГАФАРОВ,
А.С. НОВИКОВА, А.А. САВЕЛЬЕВ

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Успехи в развитии наук о Земле открыли новые перспективы изучения докембрия древних платформ. Возникла возможность по-новому интерпретировать и коррелировать важные события докембрийской геологии начиная с самых ранних этапов становления земной коры континентов.

Различным аспектам геологии архея и протерозоя посвящены многочисленные монографии и сборники Института геологии и геохронологии докембрия, серия книг по докембрию континентов, подготовленных сибирскими геологами, карта докембрийского фундамента территории СССР, составленная под руководством К.О. Кратца и многие другие обобщения как отдельных исследователей, так и коллективов геологов. Данные многих современных исследований, естественно, использованы нами; без них было бы невозможно обосновать многие положения нашей работы, о которой здесь пойдет речь.

Особую роль в проведенном нами анализе играет принцип стадийности геосинклинального процесса, разработанный в Геологическом институте АН СССР на материалах изучения складчатых систем фанерозоя, дна современных океанов и зон перехода от океанов к континентам. Сравнительный анализ тектоники фанерозойских складчатых поясов и фундамента древних платформ, а также результаты исследования истории структурно-вещественных преобразований дорифейских комплексов показывают, что становление и эволюция земной коры фундамента платформ происходит по тому же плану, что и формирование континентальной коры в складчатых системах фанерозоя, где этот процесс направлен в сторону последовательного преобразования коры океанического типа в кору континентальную.

В длительном геологическом развитии древнейших структур евразийского континента также удастся распознать стадии, аналогичные океанической, переходной и континентальной [Новикова, 1971, 1975; Лейтес, Федоровский, 1977; Тектоника фундамента . . . , 1978].

Анализ вещественного состава и строения раннедокембрийских образований Восточно-Европейской платформы позволяет наметить два ряда формационных комплексов, образующих структуру ее фундамента. Комплексы первого ряда развиты наиболее широко в восточной части платформы (волго-уральский тип), второго — преимущественно на западе и юго-западе (свеко-карельский тип) (рисунок).

Структурно-формационные комплексы волго-уральского типа дают представление о ранних стадиях формирования континентальной коры, свеко-карельского — об особенностях ее строения в поздние стадии.

Структуры волго-уральского типа, выделяемые в литературе как архейские массивы или как протоплатформы, сложены полиметаморфическими породами существенно базитового состава, образовав-

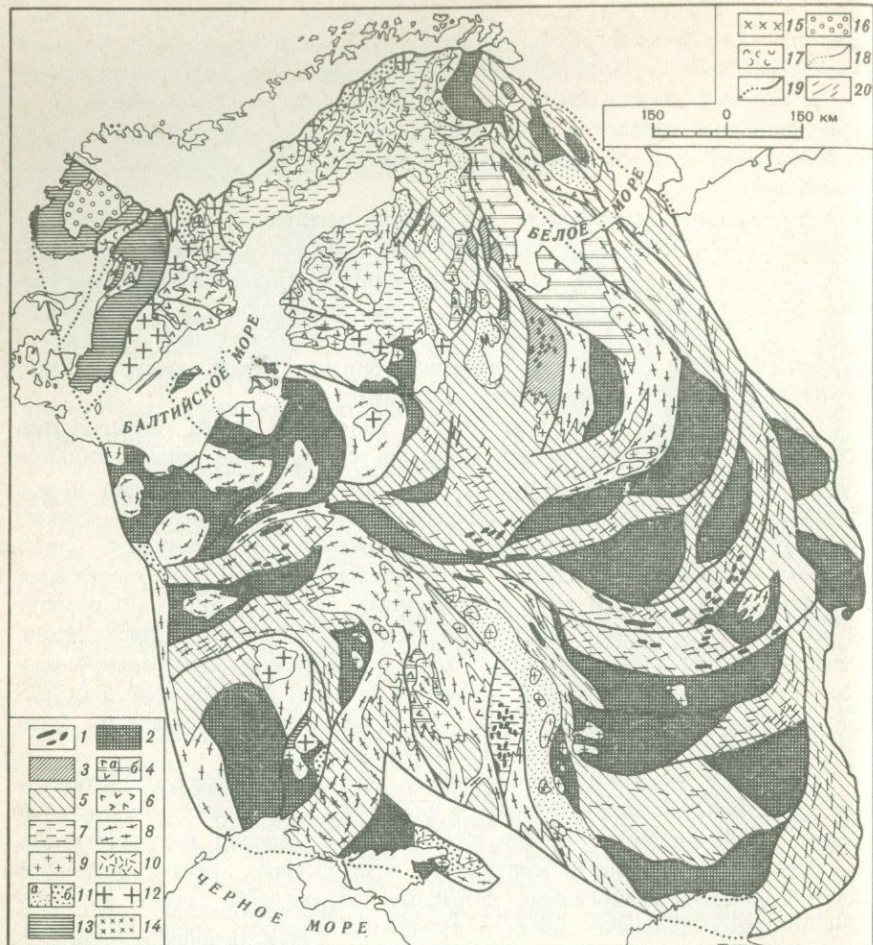
щимися по габброидам, толеитовым вулканитам, железисто-кремнистым образованиям (отраденская серия Волго-Уральской области, бугский комплекс Украины, породы субстрата Мурманского массива), а также по вулканогенно-осадочным и осадочным высокоглиноземистым и глиноземистым толщам в сочетании с основными вулканитами и железисто-кремнистыми образованиями (кольская серия, большечеремшанская серия).

Перечисленные комплексы претерпели региональный метаморфизм гранулитовой фации, сопутствующие ему чарнокитизацию и плагииогранитизацию около 3 млрд. лет назад и разновременные явления наложенных регрессивных преобразований. Они составляют в современной структуре фундамента фрагменты протометаморфического слоя, который по составу и физическим свойствам близок "базальтовому" (гранулит-базитовому) слою современных континентов.

Структуры свеко-карельского типа, известные среди геологов под названием свекофенно-карелид, сложены существенно иным набором пород, сформировавшимся в интервале 3,0–1,6 млрд. лет тому назад. Наиболее древние комплексы представлены метавулканитами спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций (парандовская, бергаульская, михайловская, конкско-верховцевская серии), сопоставимыми с вулканитами второго слоя современных океанов. Вверх по разрезу их сменяют образования переходной стадии: контрастные и дифференцированные серии островодужного типа (гимольская, центрально-шведская, криворожская, курская серии), а затем — флишоидные и моласоидные вулканогенно-осадочные зонально-метаморфизованные комплексы ладожской, воронцовской и ингулецкой серий.

Отмеченные вулканогенно-осадочные ассоциации образуют латеральные ряды контрастных структур и формаций, сравнимых с палеоструктурами и формациями складчатых систем фанерозоя и современных зон перехода от океана к континенту. В структурах свеко-карельского типа осадочно-вулканогенные формации переходной стадии сохранились в узких линейных зонах и локальных участках среди обширных пластин, сложенных породами диорит-плагииогранитной, гранодиорит-гранитной и гнейсово-мигматитовой формаций, выступающих в куполах и валообразных формах.

Чрезвычайно интересная особенность формирования гранитно-метаморфического слоя структур свеко-карельского типа состоит в том, что становление происходило в процессе прогрессивного разрастания как в пространстве, так и во времени. Намеченные внутри свеко-карельского сегмента Балтийского щита пластины, прошедшие в разное время сначала океаническую, а затем переходную (островодужную) стадии, оказались расположенными рядом, что, несомненно, вызвано их тектоническим сближением по латерали. В узких зонах сочленения разновозрастных пластин нередко прослеживаются тектонические фрагменты коры океанического типа, сопровождаемые чешуйчато-надвиговыми структурами. Соотношения гранитизированных пластин с этими структурами свидетельствуют о том, что гранитообразование и метаморфизм неизменно сопровождалось тектоническим скупиванием, про-



Тектоническая карта докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,7 – 1,6 млрд. лет назад). 1, 2 – комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (3,5–3,0 млрд. лет назад): 1 – меланократовый фундамент (гипербазиты, габбро, габбро-анортозиты), 2 – меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической и переходной стадий, нерасчлененные, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и регрессивному метаморфизму; 3–11 – комплексы становления и развития гранитно-метаморфического слоя: 3 – океанической стадии (до 2,7 млрд. лет назад), 4–9 – переходной стадии [4 – вулканогенные и осадочные островных дуг (а) и краевых морей (б)], 5 – амфиболит-плагиигранит-гнейсовый и диорит-гнейсово-мигматитовый (2,9–2,7 млрд. лет), 6 – осадочно-вулканогенные островных дуг (2,6–1,9 млрд. лет), 7 – преимущественно солнечные краевых морей (2,6–1,9 млрд. лет), 8, 9 – плагиигранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2,3–1,9 млрд. лет): 8 – автохтонных, 9 – аллохтонных], 10, 11 – континентальной стадии [10 – вулканоплутонические (1,7–1,6 млрд. лет); 11 – моласс: ранних (а) и поздних (б)]; 12 – граниты ралакиви

Континентальная кора, образовавшаяся в рифее. 13 – комплексы океанической и переходной стадии, нерасчлененные; 14 – гранодиорит-гранитный аллохтонный ком-

исходившим в разные этапы становления гранитно-метаморфического слоя.

Процесс созидания гранитно-метаморфического слоя, сопровождавшийся формированием аллохтонных массивов плагиомикроклиновых гранитов в структурах свеко-карельского типа, захватил и структуры волго-уральского типа, составлявшие протометаморфический слой. С последним, однако, связано формирование лишь автохтонных гранитоидов диорит-плагиогранитной, гранодиорит-гранитной и гнейсово-мигматитовой формаций. Эти образования развиты спорадически и не достигают значительных мощностей (первые километры).

Процесс созидания гранитно-метаморфического слоя завершился формированием вулканоплутонических формаций Смоланда, Вермланда, гранитами рапакиви, а также образованием тяготеющих к ним наложенных впадин, выполненных терригенными толщами типа поздних моласс (Далекарлия, Сатакунта). Эти комплексы свидетельствуют о наступлении континентальной стадии развития обоих типов структур фундамента Восточно-Европейской платформы.

Направленный процесс формирования структур волго-уральского и свеко-карельского типа сопровождался явлениями деструкции, возникшими на разных стадиях их становления. Эти явления, вызванные горизонтальными движениями, приводили к разрывам сплошности различных горизонтов коры, их раздвижению и образованию грабенообразных и рифтогенных форм. Среди них — Сармановская система рифтогенных прогибов наложена на структуру протометаморфического слоя, а ятулийские грабенообразные формы наложены на относительно ранее стабилизированные участки гранитно-метаморфического слоя. Накопление терригенно-вулканогенных образований ятулия в этих структурах завершилось протрузиями базит-гипербазитов, внедрением карбонатитов и щелочных пород, свойственных более позднему, по-видимому, уже рифейскому этапу развития Балтийского щита. Процесс рифтообразования этого этапа захватил и плитную часть фундамента платформы, где широко представлены вулканогенно-терригенные образования, заполняющие авлакогены средне-верхнерифейского времени.

Современная структура раннедокембрийских образований расчленяется на ряд асимметричных сегментов, различающихся полнотой намеченных типов разрезов земной коры, временем становления гранитно-метаморфической оболочки и проявления континентальной стадии развития. Каждому из сегментов свойственно чешуйчато-надвиговое строение, вырисовывающееся по многочисленным зонам дизъюнктивных нарушений дугообразной формы. Эти зоны, местами значительной протяженности, отличаются пестрым набором формационных комплексов, принадлежащих разным стадиям развития оболочек земной коры и сопро-

(Окончание подписи к рисунку)

плекс; 15 — комплекс щелочных гранитов (0,9 млрд. лет назад); 16 — комплекс ранних моласс; 17 — наложенные комплексы грабена Осло.

Прочие знаки. 18 — границы комплексов; 19 — тектонические швы; 20 — оси магнитных аномалий

вождаемых явлениями брекчирования, катаклаза и милонитизации пород. С такими зонами связаны линейно-вытянутые протрузивные тела гипербазитов и габбро-норит-аноритозитов. Сейсмические профили трассируют крутонаклоненные поверхности этих нарушений, выполаживающихся с глубиной.

Проведенный анализ тектоники и эволюции земной коры Восточно-Европейской платформы в докембрии раскрывает необратимый ход развития структуры ее фундамента, предопределивший местоположение его щитов и плит.

АБСТРАКТ

The generalization of results of the East-European platform basement geological and geophysical researches conducted on the basis of the stage geosynclinal process concept made it possible to establish the most important stages of the formation and evolution of the continental crust in this very region. This process ran along the same pattern as the formation of the continental crust in the Phanerozoic folded systems, is being directed towards consecutive transformation of the oceanic type crust into continental type.

Two kinds of formation complexes constituting of the East-European platform basement structure are determined. The complexes of the first kind are more common in the eastern part of the platform (the Volga-Urals type); the second kind of them is dominant in the west and south-west (the Sveco-Karelian type). The Volga-Urals complexes indicate early stages of continental crust formation; the Sveco-Karelian type — its structure features in the later stages. The Volga-Urals structure type are mainly composed of gabbroids, tholeiitic volcanites, ferriferous siliceous formations and the volcanogenic-sedimentary sequences all which experienced a granulite metamorphism about 3,0 billion y. ago. It resulted in the "protometamorphic" layer creation having physical properties of the "basaltic" layer of the present-day continents.

The Sveco-Karelian type structure are composed of different age sets of metarocks formed between 3,0 and 1,6 billion y. ago. The volcanogenic-sedimentary associations of them are represented mevolcanites correlated with the volcanites of the present-day ocean second layer, the island arc type contrasting and differentiated volcanic series, fliishoid and molassoid complexes. They produce lateral series of contrasting structures which can be compared with the paleostructures of the Phanerozoic folded systems and the modern transition zones from the ocean to the continent. The Sveco-Karelian type structures formation occurred during the process of the granite-metamorphic layer progressive development in space and time.

The oriented process of the Volga-Urals and the Sveco-Karelian formation was accompanied by the events of the crust destructuion which occurred at different stages of their creation.

The present-day structure of the Early-Precambrian formations is dissected into several asymmetric segments differing from each other by the completeness of the crust sections, by time of granite-metamorphic layer formation and of the continental stage of development manifestations.

The imbricate-overthrust structure is characteristic of each segment as evident by numerous zones of archlike disjunctive displacement.

The described analysis of tectonics and evolution of the East-European platform earth crust in the Precambrian reveals an irreversible process of its basement structure development which predetermines the position of its shields and plate.

ЛИТЕРАТУРА

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1.

Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 237.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 265.

Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978.

УДК 551.24

Ю.Г. НАМЕСТНИКОВ, В.М. РОТЕНФЕЛЬД, А.Ш. ФАЙТЕЛЬСОН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР НА ПЛАТФОРМАХ

В настоящее время не вызывает сомнения, что блоковая тектоника фундамента платформ, контролирующая роль блоков, является основным фактором формирования структур осадочного чехла. Его влияние обнаруживается и в сложных для расшифровки тектонической природы структур условиях проявления галокинеза. В процессе развития платформ устанавливается унаследованность в формировании структур разного порядка. Однако этот важный для практики геологоразведочных работ вопрос (например, прогноз структур на глубине) изучен недостаточно и требует специального рассмотрения.

Бассейны осадконакопления. В общем виде об унаследованности на платформах можно судить по периодичности в изменении положения бассейнов осадконакопления. Впервые закономерную смену во времени широтных прогибаний долготными на Восточно-Европейской платформе отметил А.П. Карпинский [1939], который связывал это явление с развитием Кавказской и Уральской геосинклиналей. С.Н. Бубнов [1960] конкретизировал представления А.П. Карпинского. Он выделил в истории развития земли, и в частности Европы, ряд циклов, в начале и конце каждого из которых бассейны осадконакопления были ориентированы в меридиональном направлении, а в середине циклов, в условиях максимального развития трансгрессии, — в широтном. Поворот оси бассейнов от меридионального к широтному происходил против часовой стрелки — через промежуточные фазы, когда бассейны имели северо-западную ориентировку. Смысл сделанных С.Н. Бубновым уточнений заключается не только в выделении промежуточных фаз: изменение длинной оси бассей-

нов осадконакопления, во время максимумов трансгрессий распространявшихся на весь земной шар, подчиняется глобальной причине и не связано с транспортировкой движений на платформы со стороны геосинклиналей.

Формирование фундамента. Для доплатформенного этапа по характеру становления структуры фундамента также устанавливается определенная последовательность, в отдельных случаях — периодичность развития. Проявление периодичности как на доплатформенном, так и на платформенном этапах может указывать на общность вызывающих ее причин и, следовательно, на то, что платформенный этап является дальнейшим продолжением развития доплатформенного.

Для фундамента платформ устанавливается разновозрастность элементов различного простираения. Так, в пределах Восточно-Европейской платформы, на Балтийском щите, структурные зоны на первом этапе архейской истории формирования беломорского комплекса были ориентированы в северо-западном, на втором — в широтном направлениях [Володичев, 1975]; на Украинском щите днеприды (аналоги саамид — нижний архей) ориентированы в меридиональном и широтном направлениях, бугиды (аналоги беломорид) преимущественно в северо-восточном, комплексы первой фазы ранних карелид (азово-вольтиниды) — в северо-западном, второй фазы ранних карелид (саксаганиды) — в меридиональном [Гладкий, 1973]. Это устанавливается и на других платформах, в частности на Сибирской, где, например в западной части Алданского щита, складки нижнеархейского комплекса имеют северо-западное простираение [Кудрявцев, 1973].

Достаточно подробно особенности становления фундамента изучены для советской материковой части Балтийской синеклизы. Архейский структурный план здесь имел широтную структурную зональность, в первой половине раннего протерозоя (ранний карелий) главным простираением структур было меридиональное, а также северо-восточное, во второй половине раннего протерозоя (поздний карелий) — северо-западное. В конце раннего протерозоя повторно активизировались, но уже не в геосинклинальных условиях, широтные элементы совместно с северо-восточными и северо-западными. Повторная активизация широтных структур произошла в условиях блокового типа движений. Обращает на себя внимание строение изометричных глыб. В ряде из них отчетливо обнаруживается широтная тенденция напряженности гравитационного поля [Литвиненко и др., 1971]. Очевидно, указанные глыбы после формирования архейских широтных структур не подверглись коренным последующим преобразованиям. Это дает основание предполагать, что глыбы представляют собой фрагменты обширных складчатых областей, возникших на месте протогеосинклиналей [Павловский, 1964].

Блоковая тектоника. Блоковый тип развития, возникший в конце раннего протерозоя, унаследованно проявился на платформенном этапе, и это определило структурную взаимосвязь между этажами платформенного чехла, поскольку, несмотря на значительные перестройки, инструмент передачи движения был одним и тем же — ранее сформировавшиеся блоки. Можно привести достаточно большое число примеров контролирующе-

го влияния блоков раннего формирования. Однако важным является не доказательство проявления блоковой тектоники, которое все более становится бесспорным, а выяснение связи между стадиями циклически развивающихся бассейнов осадконакопления и характером движения блоков с учетом различий в их физических свойствах. В этом, как нам кажется, ключ к пониманию особенностей формирования структур на платформах. Для решения поставленной задачи удобным полигоном является уже упоминавшаяся хорошо изученная советская материковая часть Балтийской синеклизы.

Здесь блоковая тектоника фундамента проявляется в особенностях распределения мощностей и фаций, а также в современной структуре практически всего разреза платформенного чехла [Ротенфельд и др., 1974; Наместников и др., 1977]. Движение блоков носит дифференцированный, а также знакопеременный характер. При этом смена знака обнаруживается только для сравнительно крупных блоков, соответствующих по размерам мощности земной коры (30 × 40 км) или превышающих ее. В смене знака обнаруживается периодичность, совпадающая с определенными стадиями циклически развивающихся бассейнов осадконакопления. Так, смена знака одних и тех же блоков устанавливается при сравнении кембрийской (начало трансгрессии в Европе) и ордовикской (максимум трансгрессии) стадий развития осадочного бассейна.

Выяснено, что степень обособленности блоков также увязывается с общим режимом движений. Наибольшая контрастность с точки зрения гипсометрического положения блоков имела место во время общих подъемов территорий, перерывов осадконакопления. Весьма важной является намечаемая связь между знаком движения блоков и их плотностью. На начальных стадиях развития бассейнов осадконакопления и во время регрессий наиболее приподняты блоки повышенной плотности, при максимумах трансгрессий (ордовик, средний—поздний девон) ситуация в целом менялась, и относительно приподнятыми становились многие блоки пониженной плотности.

Имеющиеся материалы, в частности по Западно-Европейской платформе, подтверждают указанную закономерность. Наибольший интерес здесь представляют погруженные районы: на поднятии Рингкёбинг Фюн отсутствуют отложения девона, карбона и нижней перми, Доггер-Бэнк — верхнего карбона и нижней перми, в пределах глубокопогруженного Восточно-Эльбского массива из разреза почти полностью выпадают верхнекаменноугольные отложения [Месторождения. . . , 1975]. Это, очевидно, является следствием подъемов в конце каледонского цикла, в судетскую и другие фазы тектогенеза.

Поднятие более плотных глыб, по-видимому, является следствием проявления антиизостатических сил в верхней части коры, а их опускание — изостатических сил. Это может служить признаком типа развития коры [Файтельсон, 1963], выражающимся в характере соотношения знака движения глыб и их плотности. Таким образом, для каждой конкретной территории по указанному признаку имеется возможность прогнозирования палеотектонической обстановки.

Разрывные нарушения. Со стадиями развития бассейнов осадконакопления коррелируются также масштабы проявления разноориентированных разломов. При относительно постоянной степени выраженности разломов диагональной системы наиболее подвержены изменениям во времени разломы ортогональной системы, что находится в соответствии с изменением простираения длинной оси бассейнов осадконакопления.

Отмеченные особенности развития позволяют выделить в разрезе платформенного чехла толщи со сходными чертами региональной структуры, например кембрийскую и силурийскую и отличающиеся от них, но сходные между собой ордовикскую и средне-верхнедевонскую. Это один из критериев прогнозирования геологической обстановки на глубине.

Учитывая намеченную преемственность платформенного этапа от доплатформенного, для последнего можно сделать, исходя из большей информации по платформенному чехлу, следующие предположения: при выявленной для определенного интервала времени доминирующей роли широтных и меридиональных разломов достаточно широко могут быть развиты также разломы диагональной системы; характер проявления широтных и меридиональных разломов может служить указанием о стадиях развития бассейнов осадконакопления, что важно для прогноза полезных ископаемых.

Локальные поднятия. Характер проявления унаследованности локальных поднятий отличается от крупных структур консервативностью развития, отсутствием смены знака движения. Общим является преимущественный рост во время подъемов территорий и перерывов осадконакопления. Такой тип развития устанавливается для многих регионов, в том числе характеризующихся наличием каменной соли [Андреев и др., 1962; Волох и др., 1974; Окушко и др., 1976; и др.].

Особого внимания заслуживает явление, связанное с продолжением развития локальных поднятий в условиях переориентировки общего структурного плана [Волох и др., 1974]. Этот факт применительно к антиклинальным поднятиям имеет место и на других территориях — Апшеронском полуострове [Григорьянц, Хаин, 1957], во Франции, в пределах Армориканского массива [Гогель, 1969]. Он обнаруживается и в других местах и свидетельствует о том, что переориентировка структурных зон носит не прямолинейный характер, а происходит с подчеркиванием прежних структурных линий, разломов, к которым обычно приурочены поднятия на платформах.

Столь удивительная стабильность развития локальных поднятий объясняется тем, что и в случае с ними действует постоянный механизм передачи движений — микроблоки фундамента, присутствие которых доказано буровыми и геофизическими работами [Верте, 1959; Файтельсон, 1972; и др.]. В силу малых размеров микроблоки в отличие от крупных блоков не могут изменить знак движения. Наблюдаемая в ряде случаев в пределах локальных поднятий повышенная мощность отложений обусловлена особенностями седиментации (в частности, карбонатной) и создает иллюзию смены знака.

Особенности формирования платформенных структур дают возможность для их прогнозирования. Критерии прогнозирования различны для структур разного порядка. Для крупных структур, учитывая неоднократные перестройки и смену знака движения, основным может становиться нахождение пар толщ со сходными чертами палеоструктурного плана. Они выявляются с учетом особенностей развития бассейнов осадконакопления и поведения блоков различного вещественного состава. Такой метод может являться главным при расшифровке характера распространения глубокопогруженных отложений. Некоторые крупные структуры, надежно фиксируемые при палеотектоническом анализе, в современной структуре становятся неотчетливыми.

Для прогнозирования локальных поднятий, с учетом консерватизма их развития, может быть использован более обширный диапазон критериев — данные не только по мощности отложений (в расчет должны приниматься прежде всего мощности, характеризующие подъемы территории), но и по современной структуре. Такой метод прогнозирования подтвержден на практике [Наместников и др., 1977].

Приведенные данные, как нам кажется, дополняют представления об особенностях формирования структур на платформах и могут способствовать повышению эффективности поисково-разведочных работ.

А B S T R A C T

A wide manifestation of structural inheritance of a platform mantle was found. It was mainly predetermined by the fact that the basement blocks served as a tool of the movement transference at all stages of the platform history and whose formation as a whole was completed at a pre-platform stage, at least at the end of Early Proterozoic. Differentially developing blocks, controlling the structural setting of all classes, conditioned the structural relationship between the stages of the platform mantle, most complete, considering the repeated rearrangements of a structural plan, in the past of local rises.

Some formation features were determined as a rate of frequency of existence of similar general structural plan, correlating with the definite developing stages of the sedimentary basins, a change of the structural movement direction, controlled by the blocks, adequate by size or exceeding the crustal thickness (change of the movement direction is to be correlated with the stages of development of the indicated basins and with the basement blocks of dissimilar rock composition) and a conservatism of development with stability of the movement direction controlled by microblocks. Common to all the structures is their active growth during the break in sedimentation. All the aforesaid enables to predict general and local structure alike of the subjacent including oil and gas potential deposits across the upper better explored horizons. In this case some data on the developing stage of the sedimentary basins may serve as a peculiar indicator while interpreting a general structure.

A general feature established for the platform and preplatform stages and related to a sequence and a rate of frequency of development of some tectonic

features, specifically in the faults of various orientation, allows, considering the relationship envisaged for a platform stage between this phenomena and development of the sedimentary basins in stages, to specify some data on a basin type at a pre-platform stage.

Data presented above contribute to a general knowledge on a manifestation of structural inheritance on the platforms and they are of importance for prognosis for mineral potential.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Д.К., Дрейсин А.Г., Ротенфельд В.М. Новые данные о формировании локальных поднятий в Ближнем Саратовском Заволжье в мезозойское время. М.: Госпотехиздат, 1962.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Верте А.И. О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе Таллина. — Вестн. ЛГУ. Сер. Геология и геофизика, 1959, № 6.

Володичев О.И. Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья). — В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975.

Волох А.Г., Наместников Ю.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. Развитие локальных поднятий Балтийской синеклизы и их прогнозирование в нефтесодержащих отложениях по данным неотектоники. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1974, № 9.

Гладкий В.Н. Тектоническая карта фундамента Украинской ССР и Молдавской ССР. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973.

Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969.

Григорьянц Б.В., Хаин В.Е. О механизме перестройки плана складчатости. — Геол. нефть, 1957, № 10.

Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. М.: АН СССР, 1939.

Кудрявцев В.А. Тектоника нижнего докембрия западной части Балтийского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973.

Литвиненко О.К., Апирубите Р.А., Файтельсон А.Ш. Об интерпретации результатов гравиметрических съемок с помощью ЭВМ на примере Балтийской синеклизы. — Сов. геология, 1971, № 4.

Месторождения нефти и газа Северо-Западноевропейской нефтегазоносной провинции/ Г.Х. Дикенштейн, В.В. Глушко, Б.А. Соловьев, С.М. Чернышев, В.Н. Боровиков, М.И. Тарханов. М.: Недра, 1975.

Наместников Ю.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. Цикличность развития осадочных бассейнов и тектоника Балтийской синеклизы. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М.: Наука, 1977.

Окушко В.Б., Айзберг Р.Е., Гузанова Т.Н. Некоторые закономерности формирования локальных поднятий Припятского прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности. — В кн.: Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.

Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш., Калинин Н.А. и др. О взаимосвязи структуры фундамента и осадочного чехла Балтийской синеклизы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6.

Файтельсон А.Ш. К вопросу о развитии земной коры и изостазии. — Сов. геология, 1963, № 11.

Файтельсон А.Ш. Локальные поднятия Русской плиты и аномалии силы тяжести. — Разведочная геофиз., 1972, вып. 53.

В.В. БРОНГУЛЕЕВ, И.В. ВОРОБЬЕВ,
В.Вад. БРОНГУЛЕЕВ

СВОДНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, МЕТОДИКА ИХ СОСТАВЛЕНИЯ И АНАЛИЗ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Изучение глубинного строения платформ связано с большими трудностями, обусловленными необходимостью применения трудоемких и дорогих буровых и геофизических работ. Однако этот путь является в данных условиях единственно возможным, и задача должна сводиться главным образом к правильному и наиболее рациональному способу обобщения получаемых при этом фактических данных.

В процессе многолетних исследований авторы пришли к заключению, что одним из наиболее эффективных методов в указанном смысле является построение серий региональных структурных карт, составленных по важнейшим опорным горизонтам разреза платформ, начиная с поверхности Мохоровичича и их фундамента и кончая важнейшими горизонтами осадочного чехла. Совокупность этих карт, выполненных по единому принципу, по единой легенде и в одном масштабе, может рассматриваться как своеобразная трехмерная модель глубинного строения платформ. Такая модель имеет много преимуществ перед обычно составляющимися тектоническими картами, так как двухъярусное строение платформ, а также наличие широко распространенных здесь "обращенных" форм приводит к крайней перегрузке подобных карт, а отсюда — к затруднениям при их использовании.

На протяжении последнего десятилетия авторами проводились работы по обобщению огромного количества геологических и геофизических материалов по Восточно-Европейской платформе, собранных десятками научных и производственных организаций. Эти материалы дали возможность построить сводные структурные карты платформы, на которых с помощью изогипс было изображено высотное положение заранее выбранных маркирующих поверхностей всего ее разреза.

В качестве исходных материалов для указанных региональных карт использовались предварительно составленные структурные карты выбранных горизонтов в масштабе 1:1 000 000. Эти карты увязывались друг с другом как в плане, так и по вертикали. Полученные сводки генерализовались по специально разработанной инструкции и публиковались в масштабе 1:2 500 000. Для максимального сохранения фактического материала сечение изогипс было принято переменным. Карты закрашивались стандартной гаммой коричневато-зеленых цветов, шкала которой была составлена в геометрической прогрессии с начальным шагом в 400 м. Поскольку вся серия карт оказалась одноцветной, их заголовки раскрашивались по возрасту картируемых отложений. На картах-врезках были приведены дополнительные сведения о соответствующих комплек-

сах пород, а также авторские макеты и те организации, материалы которых использовались при составлении карт.

На сессии конгресса предполагается продемонстрировать только часть большой серии сводных карт Восточно-Европейской платформы. Будут представлены структурные карты поверхностей: разновозрастного докембрийского фундамента, валдайской серии венда, саргаевского горизонта франского яруса верхнего девона, верейского горизонта московского яруса среднего карбона и артинского яруса нижней перми. Совокупность этих карт дает очень четкое представление о строении всего домезозойского комплекса пород платформы, причем не только качественное, но, что наиболее важно, и количественное, так как в любой точке платформы по ним могут быть получены данные о глубине залегания важнейших опорных поверхностей ее общего разреза.

В целях упрощения существующей ныне сложной и во многом противоречивой тектонической терминологии все формы рельефа фундамента платформы, вне зависимости от их конфигурации и размеров, были названы на соответствующей карте просто "выступами" или "впадинами". Формы изгибов перекрывающего фундамент осадочного чехла на остальных картах получили названия "антиклиналей" и "синклиналей", причем под их географическими наименованиями были помещены чаще всего используемые синонимы, например, такие, как "свод", "вал", "поднятие" или "мульда", "прогиб", "впадина" и др. Обнаружилось, что во многих случаях сходные по своему строению формы разными исследователями именовались различно, а формы, отличающиеся по тем же признакам, имели одинаковые названия. Авторы доклада надеются, что их работа привлечет внимание тектонистов к данному вопросу и побудит их к пересмотру существующей терминологии и разработке более приемлемой классификации структурных элементов земной коры. Одним из авторов доклада рекомендации в этом направлении уже были сделаны ранее [Бронгулеев, 1972; Bronguleev, 1974].

Описание морфологии платформенных дислокаций и характера их взаимных соотношений должно явиться предметом специального изучения. Здесь же, в виде примера, можно отметить только некоторые особенности строения и расположения наиболее крупных из них.

Прежде всего следует отметить, что в пределах Восточно-Европейской платформы поднятые и опущенные участки поверхности Мохоровичича чередуются более или менее равномерно [И.С. Вольвовский, Б.С. Вольвовский, 1975]. Изменение амплитуд этой поверхности не превышает 5–10 км и не проявляется в какой бы-то ни было асимметрии платформы. Иная картина имеет место в рельефе фундамента [Бронгулеев, Воробьев, 1976]. В целом в границах Советского Союза, наблюдается значительная широтная асимметрия в высотном положении поверхности фундамента. На востоке она в среднем сильно погружена, местами ниже – 20 км (например, в Прикаспийской впадине), а на западе, напротив, значительно поднята и располагается на обширных площадях выше уровня моря (например, на Балтийском и Украинском выступах).

В поверхности Мохоровичича положительные и отрицательные формы

более или менее равновелики и изометричны¹, а в поверхности фундамента как выступы, так и впадины имеют различное строение. С одной стороны, здесь развиваются широкие и пологие изометричные формы, а с другой — резкие, линейные формы, в структурном отношении представляющие собой горсты и грабены. При сравнении этих поверхностей часто обнаруживаются их зеркально-обратные соотношения. Так, например, в пределах фундамента Днепровско-Донецкой впадины поверхность Мохоровичича образует положительную форму, Украинскому выступу фундамента отвечает прогиб поверхности Мохоровичича и т.д.

Далее обнаруживаются весьма сложные соотношения всех этих форм с формами, развивающимися в осадочном чехле платформы. Преобладают их гармоничные соотношения, большей частью к тому же унаследованные. Над обширными пологими изометричными впадинами и выступами фундамента располагаются не менее обширные синклинали и антиклинальные структуры в чехле. Примерами могут служить такие крупнейшие формы, как Московская, Балтийская, Прикаспийская синеклизы, а также Балтийская, Волго-Камская, Украинская антеклизы. Однако наряду с подобными соотношениями обнаруживаются и отчетливо дисгармоничные. Обычно они характеризуют резкие, не изометричные формы. Так, например, глубокая линейная впадина в фундаменте, меридионально протягивающаяся от г. Кажим до Казани и именуемая Кажимской, в верхнепалеозойском комплексе сменяется сходно ориентированной антиклинальной формой, известной под названием Вятского вала. Столь же глубокая впадина в фундаменте, протягивающаяся почти от Москвы до Саратова и именуемая Пачелмской, в осадочном чехле вообще не проявляется, а на северо-западе в породах палеозоя и мезозоя сменяется системой линейных асимметричных антиклиналей (Окско-Цнинская, Керенско-Чембарская и др.). Особого внимания в том же смысле заслуживает характер строения фундамента и чехла в Припятско-Днепровско-Донецкой впадине и Большом Донбассе. В рельефе фундамента и в осадочном чехле Припятская впадина имеет гармоничное блоковое строение. В Днепровско-Донецкой такое строение становится менее отчетливым. В Донбассе же картина соотношений фундамента и чехла резко меняется. Над относительно просто построенной впадиной фундамента в верхнем палеозое развиваются классические линейные складки. Дисгармония здесь выражена наиболее резко, и анализ соотношения всех закартированных поверхностей дает интересные результаты, в значительной мере способствующие решению общей проблемы складкообразования на платформе. Число подобных примеров может быть увеличено, особенно среди более мелких платформенных структур.

Весьма важным является анализ характера взаимных соотношений развитых на платформе дислокаций в плане. Любая из демонстрируемых здесь карт показывает чрезвычайно большую причудливость в их строении и ориентировке. Сплошь и рядом фиксируются очень сложные по своим очертаниям формы и их еще более сложное взаимное расположение. Иногда это эллиптические или сублинейные структуры, ориентированные

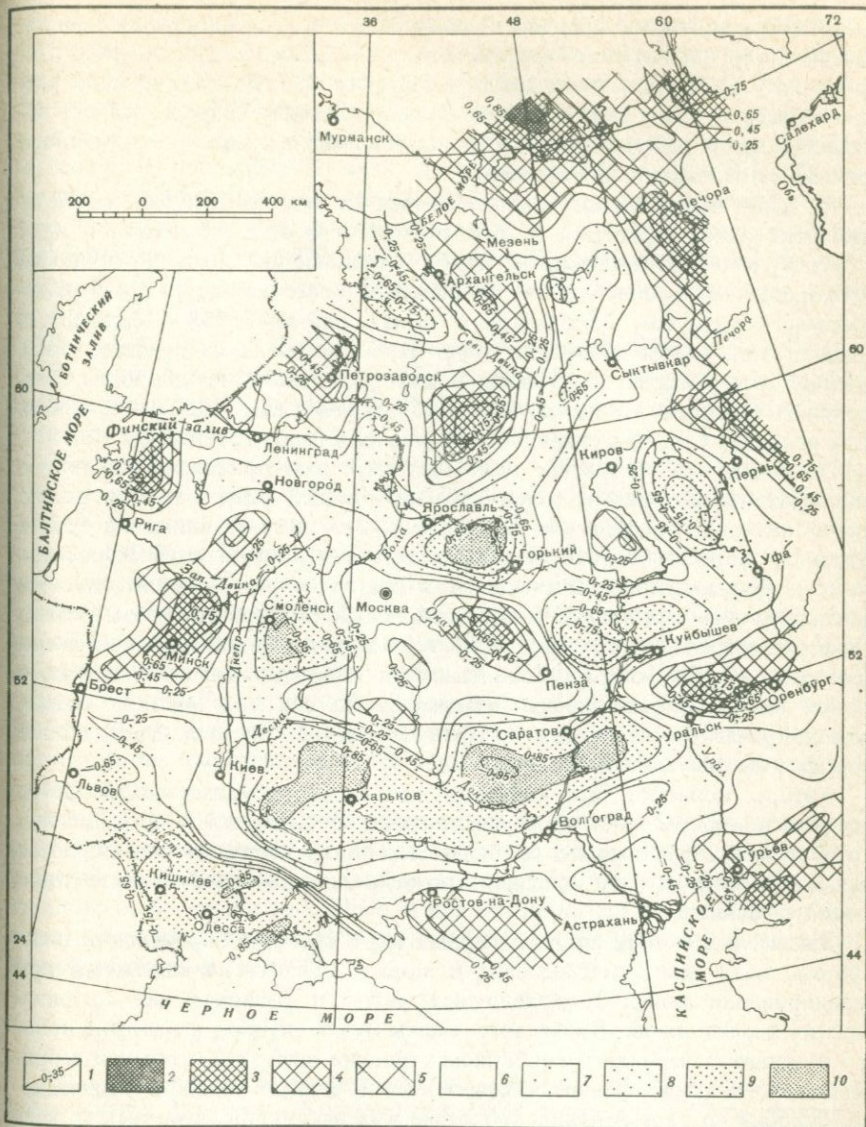
¹ Впрочем, это может оказаться результатом слабой изученности данной поверхности.

более или менее параллельно друг другу, чаще же — неправильные сооружения, сочленяющиеся как угодно и даже "тавровидно". Анализ этих соотношений опять-таки дает интересные данные для суждения о генезисе складчатых структур.

Как уже отмечалось, обычным итогом обобщения материалов по тектонике тех или иных регионов, в том числе и платформенных, являются тектонические карты, на которых весьма произвольно изображаются различные типы дислокаций, выборочно показывается их возраст и также выборочно наносятся кое-какие детали строения отдельных частей картируемой территории. Объективность таких карт невелика, и возможности применения ограничены. Несмотря на явные преимущества демонстрируемых структурных карт, они также имеют некоторые недостатки, в частности, связанные с их большим числом. Синтезом могли бы явиться специальные трехмерные модели, построенные из всей совокупности структурных карт. Однако они громоздки и только визуально отражают тесноту и направленность структурных связей между соответствующими маркирующими поверхностями. Выходом из положения может послужить применение корреляционного анализа, опирающегося на машинную обработку исходных построений, т.е. структурных карт. Этот анализ нами еще не завершен, но и то, что удалось пока сделать, представляет весьма существенный интерес.

Методика корреляционного анализа не нова, но применялась до сих пор к ограниченному по площади районам. Обычный способ оценки степени связи между интересующими исследователей поверхностями с помощью коэффициента корреляции сводится к следующему. На подлежащей изучению территории набирается то или иное число точек с абсолютными отметками каждой пары сравниваемых поверхностей (при наличии структурных карт отметки снимаются непосредственно с них) и по совокупности этих отметок вычисляется коэффициент корреляции (r). Его величина характеризует связь рассматриваемых поверхностей на всей данной территории в целом и отражает ее наиболее общие особенности. При этом если связь однородна, то полученное значение r может быть отнесено и к любой части этой территории. Однако в общем случае крупные структурные элементы земной коры такой однородностью не обладают и все детали интересующих нас структурных связей на разных частях площади при данном способе оценки их тесноты могут оказаться осредненными, т.е. попросту потерянными.

Для получения объективной и детальной картины структурных связей различных поверхностей разреза земной коры Восточно-Европейской платформы был применен несколько иной метод [Бронгулеев, 1977; В.Вад. Бронгулеев, В.В. Бронгулеев, 1978]. Значения r вычислялись не для всей платформы или ее отдельных частей, но в "скользящих окнах" с различными радиусами, величина которых отвечала тем или иным размерам структурных элементов платформы. Исходные карты предварительно переводились в числовые матрицы путем считывания отметок в каждом квадратном сантиметре площади; значения r , вычисленные при всех положениях "скользящего окна", приписывались центральной клетке окружности. Большой объем вычислений потребовал применения



Карта структурного соответствия поверхности Мохоровичича и поверхности докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Составил В. Вад. Бронгулев

1 - изокорреляты; 2-10 - области со значениями коэффициента корреляции: 2 - более 0,85; 3 - от 0,85 до 0,65; 4 - от 0,65 до 0,45; 5 - от 0,45 до 0,25; 6 - от 0,25 до -0,25; 7 - от -0,25 до -0,45; 8 - от -0,45 до -0,65; 9 - от -0,65 до -0,85; 10 - менее -0,85

ЭВМ. Цифровые поля величин r , полученные при сканировании "скользящих окон", послужили основой для проведения по ним системы изокоррелят, т.е. построения карт структурного соответствия каждой рассматриваемой пары поверхностей. Такому анализу подверглись все названные выше поверхности разреза платформы, а также ее современный рельеф и поверхность Мохоровичича.

Не имея возможности останавливаться на многочисленных результатах этих работ, приведем в качестве примера одну из десятков карт структурного соответствия — карту, отражающую связь поверхности Мохоровичича и поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы с радиусом "скользящего окна", равным 175 км (рисунок). Анализ этой карты позволяет отметить, в частности, следующее. Связь данных поверхностей в пределах платформы крайне неоднородна. Значения r меняются от более чем +0,85 до менее чем -0,95, в то время как величина r , вычисленная для платформы в целом, составляет -0,35.

Очевидно, что построение подобных карт дает принципиально новую информацию, которая не содержится ни в общей характеристике связи, ни в исходных графических материалах. Заслуживает внимания общий характер картины структурного соответствия поверхностей Мохоровичича и фундамента, отличающийся в данном случае концентрическим расположением зон прямой и обратной связей. Центральная изометричная зона прямой связи окружена зоной весьма интенсивной обратной связи, которая в свою очередь опоясывается наиболее крупной наружной зоной вновь положительных значений r . До сих пор никаких следов концентрического строения глубинных частей Восточно-Европейской платформы никем не отмечалось.

Авторы полагают, что подобный анализ структурных связей всего разреза платформ, учет пространственных особенностей и соотношений этих связей с различными геофизическими характеристиками являются необходимыми на пути познания причин и закономерностей их тектонического развития.

Значительная часть подготовленных карт Восточно-Европейской платформы ныне уже опубликована и может с успехом применяться при планировании поисково-разведочных работ и региональных геофизических исследований. Кроме того, карты будут служить в качестве нового источника сведений о глубинном строении всей этой огромной территории и, что самое главное, в качестве очень ценного учебно-методического пособия по ряду ведущих геологических дисциплин, читаемых во всех горно-геологических высших учебных заведениях Советского Союза.

АБСТРАКТ

The most efficient means of generalizing geological and geophysical evidence on the deep structure of platform areas of the Earth's crust is the compilation of series of composite structural maps on most important marker surfaces of the section.

A huge amount of information available for the area of the East-European Platform was used to prepare and publish a series of structural maps on a scale

of 1:2 500 000 on the Mohorovičić discontinuity, the Precambrian basement, the top of the Vendian, the bottom of the Upper Devonian Sargaevsky horizon, the top of the Vereysky horizon of the Middle Carboniferous Moskovian stage, the top of the Lower Permian Artinskian stage and others.

A special technique was developed for the maps' preparation, which provided for complete standardization as to the scales, legends, contour intervals, colouring, terminology, etc. The standardization, in turn, made it possible to consider the maps as a three-dimensional model of the crustal structure of the East-European platform. The generalization and systematization of the data on this scale for such a vast area is believed to be the first experience in the worldwide geological practice.

The whole series of the structural maps was processed and analyzed statistically using a computer, which made it possible to compare eight marker surfaces including the present day platform topography and to estimate their structural relations.

Correlation factors were calculated using a technique of radius-varying "sliding windows" to get a detailed knowledge of structural relations. Different radii of the windows were selected empirically depending on the size of the structural features occurring within the platform. The original structural maps were transformed to numerical matrices to calculate correlation factors by a computer. The numerical fields of the values of correlation factors thus obtained for each pair of the compared maps were used to plot contour maps of equal correlation factors for every radius of a "sliding window". The proposed analysis of subsurface structural relations within platforms with due allowance for the geophysical information available seems to be an important step on the way to the understanding of the mechanisms and regularities of the related tectonic histories.

Many of the maps prepared by the authors for the area of the East-European platform have been published and can be used to plan exploration and regional geophysical investigation, as another source of information about the deep structure of the region and, which is not less important, as a valuable educational means in many geological subjects taught at the geological faculties and schools of mines of the USSR.

ЛИТЕРАТУРА

Бронгулеев В.Вад. О построении карт структурного соответствия рельефа земной поверхности и фундамента Восточно-Европейской платформы. — Геоморфология, 1977, № 4.

Бронгулеев В.Вад., Бронгулеев В.В. Структурные связи поверхности Мохорovičićа и поверхности докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 2.

Бронгулеев В.В. Классификация и способы образования складчатых структур платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10.

Бронгулеев В.В., Воробьев И.В. Карта рельефа разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы и ее морфологический анализ. М.: ГУГК, 1976.

Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. — М.: Советское радио, 1975.

Bronguleev V.V. Classification and formation of the folded structures of platforms. — Intern. Geol. Rev., 1974, t. 16, N 9.

В.А. НАУМОВ

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КРАЕВЫХ ШВОВ СИБИРСКОЙ И ДРУГИХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Проблема структурных связей платформ и геосинклиналей впервые была четко поставлена Н.С. Шатским. В разное время этим вопросом занимались: А.А. Богданов, Ю.А. Косыгин, И.В. Лучицкий, М.В. Муратов, Е.В. Павловский, Ю.М. Пущаровский, В.Е. Хаин и др. Под краевыми швами подразумевались линейные глубинные разломы, которые на первых этапах повсеместно разделяли древние платформы и геосинклинальные системы, а в последующие эпохи могли сменяться другими категориями краевых структур: краевыми прогибами или перикратонными опусканиями. В последнее время намечается тенденция переосмысления понятия "краевой шов". Появились предложения о необходимости выделения внутренних и внешних краевых швов [Хаин, 1973], кулисных краевых швов [Журавлев, 1975] и краевых шовных зон [Наумов, 1973].

Анализ строения и особенностей развития краевых швов на юге Сибирской платформы и сравнение с краевыми швами Восточно-Европейской платформы на Западном Урале, Северо-Американской платформы в пределах Аппалачей и платформы Эриа в северо-западной Шотландии позволяет под краевыми швами понимать широкие шовные зоны глубинных разломов, активно влиявшие на заложение, развитие и строение других категорий краевых структур.

По южному ограничению Сибирской платформы выделяются Прибайкальская и Присянская краевые шовные зоны, занимающие соответственно территории северо-западного Прибайкалья и Присяньи и простирающиеся на многие сотни километров. Первая имеет ширину 40–60 км, вторая — 50–120 км. В современной структуре краевых шовных зон наблюдается сложное сочетание глубинных разломов и разрывных нарушений продольной, поперечной и диагональной ориентировки. Среди продольных и диагональных разломов преобладают взбросы и взбросо-сдвиги с надвиганием в сторону платформы. Вертикальные амплитуды составляют несколько километров. Основные продольные глубинные разломы имеют докембрийское заложение, отличаются длительным развитием и группируются во внешний и внутренний граничные разломы, намечая контуры краевых шовных зон.

Внутренние граничные разломы имеют мантийное заложение, служат границей распространения кристаллического фундамента платформы, с ними связаны крупные плутонические пояса, сформированные разновозрастными магматическими телами салического и фемического ряда, пояса дислокационного метаморфизма, зоны смятия, милонитизации и дробления пород. В геофизических полях им соответствуют границы полей разного типа, крупные гравитационные ступени и интенсивные линейные магнитные аномалии. Являясь крупными взбросами,

внутренние граничные разломы в отдельные геологические эпохи сопровождались значительными сдвиговыми дислокациями. В Присаянской шовной зоне внутреннему граничному разлому соответствует Главный Саянский разлом, а в Прибайкальской — последовательный ряд глубинных разломов — Байкальский, Даванский, Кутимский, Великандинский и Чуйский.

Внешние граничные разломы отделяют интенсивно раздробленную часть фундамента краевых шовных зон от относительно монолитной внутренней части платформы, имеют коровое заложение, сопровождаются гранитоидным магматизмом, милонитизацией, зонами трещиноватости, контрастной надразломной складчатостью и флексурами, взбросами и надвигами в сторону платформы. В Прибайкальской шовной зоне внешний граничный разлом трассируется Передовым взбросо-надвигом, Окунайским надвигом, Малочуйским взбросом и Витимскими чешуйчатыми взбросами. В Присаянье ему соответствует Присаянский глубинный разлом.

Многочисленные разломы как глубинные, так и неглубокого заложения расчленяют кристаллический фундамент и осадочный чехол краевых шовных зон на многочисленные блоки, которые по времени и стилю развития объединяются в комплексы тектонических блоков. Каждый комплекс тектонических блоков развивался как единая тектоническая зона, отличающаяся от соседних типом тектонических движений, характером осадконакопления, мощностью отложений, магматическими проявлениями, морфологией и типом складчатости, степенью регионального метаморфизма, блоковой тектоникой фундамента, временем заложения и развития. Комплексы тектонических блоков формировались под влиянием развития процессов в соседней геосинклинали. Они отражают определенные этапы формирования краевых шовных зон и имеют в строении верхних структурных этажей такие категории структур ограничения, как краевые вулканические пояса, окраинные (миогеосинклинальные) и краевые прогибы.

Заложение внутренних граничных разломов произошло на рубеже 3100 млн. лет в связи с расчленением первыми разломами и раздвижением сиалических протоплатформенных глыб. Развитие на новообразованной базитовой коре Саяно-Байкальской геосинклинальной системы в позднем архее и раннем протерозое вовлекло в прогибание, дробление и геосинклинальную переработку краевые части протоплатформенных глыб, в результате которой окончательно сформировался кристаллический фундамент, с заложением внешних граничных разломов наметились контуры краевых шовных зон и возникли первые комплексы тектонических блоков — Шарыжалгайский массив, Бирюсинская глыба и Чуйско-Тонодские блоки, сохранившие устойчивую тенденцию к воздыманию на протяжении всех последующих геологических эпох.

Эпоха среднепротерозойской тектоно-магматической активизации и воздымания Саяно-Байкальской геосинклинальной системы в краевых шовных зонах проявилась первыми окраинными прогибами компенсационного типа с миогеосинклинальными чертами развития на базе проседающих комплексов блоков фундамента Байкало-Акитканского в

Прибайкалье, Урикско-Ийского и Ийско-Туманшетского в Присаянье. Со среднепротерозойским этапом связаны значительные взбросовые дислокации и сдвиги по внутренним граничным разломам, которые привели к массовому разломообразованию, формированию Северо-Байкальского краевого вулканического пояса и вулкано-плутонических поясов Главного Саянского и Бирюсинского разломов. Возобновление прогибания Саяно-Байкальской геосинклинали в позднем протерозое привело к образованию по окраине платформы обширных миогеосинклинальных окраинных прогибов (перикратонных прогибов) — Байкало-Патомского и Присаянского, крупные впадины которых развивались на основе проседающих Нижневитимского и Ийско-Туманшетского комплексов блоков, отделяясь от эвгеосинклинали высокоподнятыми Чуйско-Тонодским, Приольхонским и Бирюсинским комплексами блоков.

Поднятия эпибайкальского складчатого обрамления Сибирской платформы захватили территорию краевых шовных зон и вызвали прогибание Ангаро-Ленского и Присаяно-Енисейского раннепалеозойских краевых прогибов компенсационного типа на прилегающих частях платформы. Максимум тектонической активности пришелся на разделяющие орогенную зону и краевые прогибы внешние граничные разломы, взбросовые движения по которым привели к значительной дислоцированности внутренних бортов прогибов. Дальнейшее развитие блоков структуры краевых шовных зон и образование надвигов продолжалось в период активизации орогенного этапа каледонид и в эпохи активизации тектонических процессов в мезо-кайнозое.

Близкие черты строения и некоторые аналогии в особенностях развития улавливаются при рассмотрении ограничения Сибирской платформы в пределах Енисейского кряжа, Становой складчатой области и Сетте-Дабанского обрамления. Очевидно, аналогичные структуры имеют место и по ограничениям других древних платформ.

Структурные связи Восточно-Европейской платформы и Уральской геосинклинальной системы осуществлялись через крупную зону дробления земной коры, проникающую в верхнюю мантию [Дружинин и др., 1974; Ярош, 1970], которая в основных чертах тождественна рассмотренным краевым шовным зонам. Пространственно ей соответствует миогеосинклинальная зона Западного Урала и внутреннее крыло Предуральского краевого прогиба. Ширина зоны 80—130 км, протяженность до 4000 км. В ее основе располагается гетерогенный кристаллический фундамент платформы. Главный Уральский разлом имеет все признаки, присущие внутренним граничным разломам. Западным структурным ограничением зоны служит глубинный разлом палеозойского заложения в фундаменте, скрытый под отложениями Предуральского прогиба [Ярош, 1970]. Центрально-Уральская антиклинорная зона покровных чешуй и блоков доуралид и фундамента и Западно-Уральская зона краевых структур окраинного миогеосинклинального прогиба соответствуют комплексам тектонических блоков. Отложения восточного крыла Предуральского краевого прогиба располагаются на основе наиболее погруженного комплекса блоков внешней части краевой шовной зоны. Широким распростра-

нением в строении зоны пользуются складчато-чешуйчатые и покровные структуры [Камалетдинов, 1974].

Тектоническое развитие Приуральской краевой шовной зоны, по-видимому, происходило в течение одного ордовикско-позднепалеозойского цикла на добайкальском и байкальском фундаменте и лишь ее южная часть представляется двухциклическим построением. Однако у исследователей еще нет единой точки зрения на количество тектонических циклов в истории Уральской геосинклинали.

Структуры сочленения складчатой системы Аппалачей и Северо-Американской платформы удивительно напоминают охарактеризованные выше краевые шовные зоны, многие черты которых присущи миогеосинклинальной зоне Аппалачей [Кэй, 1955; Кинг, 1972; Rodgers, 1970].

Аппалачская краевая шовная зона простирается на 3700 км, при ширине 65–130 км. В ее основе находится кристаллический фундамент платформы, а граничными разломами являются глубинные разломы древнего заложения и длительного развития — зона Бревард и линия Логана. Разлом Бревард отделяет миогеосинклинальную зону от эвгеосинклинали Пидмонт, вдоль него проявлялись крупные сдвиги и надвиговые дислокации. А.В. Пейве связывает с ним границу континентальной и океанической коры в раннем палеозое. Разлом Логана отделяет краевую шовную зону от Канадского щита и Преаппалачского прогиба. В Пенсильвании он выражен крупной флексурой в строении чехла, а юго-западнее перекрыт шарьяжами Аппалачского структурного фронта, которые связаны с ним своими корнями.

Продольный глубинный разлом Грэт-Смоки разделяет краевую шовную зону на провинцию Долин и Хребтов и поднятие Голубых гор, которые сопоставляются с комплексами тектонических блоков. В структуре зоны преобладают продольные разломы надвигового типа, которые определяют чешуйчато-надвиговый тип всей зоны в целом [Кинг, 1972; Rodgers, 1970; Hatcher, 1972].

Формирование структуры Аппалачской краевой шовной зоны в Северных Аппалачах связано с каледонским этапом (акадская орогения), а в Южных Аппалачах — с аппалачской (алеганской) складчатостью конца палеозоя, которая завершила создание основных черт современной структуры зоны.

В тектоническом строении Северо-Шотландских нагорий выделяется Шотландская краевая шовная зона, занимающая блок Северных нагорий. Зона простирается на 400 км при ширине 50–80 км. В ее основании располагается льюисский фундамент платформы Эриа, который перекрыт миогеосинклинальной серией Мойн позднего докембрия и осадочным чехлом девона, мезозоя и третичными лавами.

Блоковая структура фундамента намечается продольными сдвигами Стратконон и Стратглас. Граничными разломами являются: величайший сдвиг Грейт-Глен, отделяющий краевую шовную зону от эвгеосинклинали Грампианского нагорья и надвиг Мойн западного фронта каледонид [Anderson, Owen, 1968; Bennison, Wright, 1969; The geology . . . , 1965].

1. В рассмотренных случаях краевые швы выражены краевыми шовными зонами, т.е. довольно широкими зонами глубинных разломов, которые формируются на кристаллическом фундаменте в краевых частях платформ под влиянием развития соседних геосинклинальных систем. В этом смысле они относятся к категории резонансно-тектонических структур, по Ю.М. Пушаровскому [1969].

2. Краевые шовные зоны являются первичными и главнейшими структурами ограничения длительного развития. Другие категории краевых структур — краевые вулканические пояса и формирующие осадочный чехол краевых шовных зон окраинные и перикратонные прогибы и отчасти краевые прогибы или их отдельные структурные элементы зарождаются в пределах краевых шовных зон на основе проседающих комплексов тектонических блоков фундамента и развиваются под воздействием дислокаций по разломам краевых шовных зон. Следовательно, краевые шовные зоны можно считать важнейшим структурным элементом, лежащим в основе краевых систем. Л.П. Зоненшайна, В.П. Поникарова и А.К. Уфлянда [1966].

Разломная и блоковая тектоника краевых шовных зон активно влияла на распределение впадин и поднятий в строении прогибов, на характер магматических проявлений и складчатости в отложениях прогибов, формирующих краевые системы.

3. Краевые шовные зоны Сибирской платформы отличаются длительным полициклическим развитием, для них характерны глубокие структурные связи между гетерогенным фундаментом и перекрывающими структурными этажами. Другие из рассмотренных примеров имели относительно короткий период развития, преимущественно в палеозое, без существенных структурных связей между фундаментом и чехлом, поэтому последний часто имеет покровно-чешуйчатое строение. Но, несмотря на различия в строении и развитии, основные закономерности структуры краевых шовных зон проявляются достаточно четко.

ABSTRACT

In analysing the structure and peculiarities of geological development of the southern boundary of the Siberian platform and comparing it with the structure of the Western Urals, Appalachians and North-Western Scotland it was found that marginal sutures may be represented by vast zones of splitting of marginal parts of the platform by deep-seated faults under the influence of neighbouring geosyncline systems. The Prisayan, Pribaikal, Priural, Appalachian and Scottish marginal suture zones are distinguished.

In the present structure of marginal suture zones a complicated combination of faults of longitudinal, diagonal and cross orientations is observed. Towards the geosyncline the marginal suture zones are limited by long-lived deep-seated faults (the Major Sayan, Baikal and Major Ural faults, the Breward zone and Great Glen) which represent the boundary for distribution of platform crystalline basement and are expressed by upthrow faults and shifts. The Prisayan,

Peredovoy, West-Ural faults, Logan line and Moin overthrust are situated on the platform part and are accompanied by overthrusts and flexures. The marginal suture zones may be 40–130 km wide, their extent may achieve hundreds and thousands of kilometers.

Numerous faults separate the crystalline basement and sedimentary cover of marginal suture zones into blocks, which according to style of development are combined into complexes of tectonic blocks. Each block complex corresponds to a definite stage of formation of marginal suture zones. The complex developed as a unified tectonic zone and in structure of upper structural stages it has such types of marginal structures as marginal volcanic belts or marginal (miogeosyncline) troughs and partly marginal troughs or their separate structural elements forming a sedimentary cover of marginal suture zones. The subsiding complexes of the basement blocks made these structures locate and develop. The dislocations on faults and block tectonics influenced the distribution of depressions and uplifts in the structure of troughs, the character of magmatic manifestations and the type of folding in sediments of troughs. Consequently, marginal suture zones are primary and major structures of ancient platform limitation and other types of marginal zones originate and develop within marginal zones, influencing them.

The marginal suture zones of the Siberian platform are characterized by a long polycyclic development and structural relations between heterogeneous basement and overlying structural stages. Other zones had a comparatively short period of development, primarily in Paleozoic, without significant relations between structures of the basement and cover. Therefore, the latter has a cover-sliding structure.

ЛИТЕРАТУРА

- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д.* Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона. — Сов. геология, 1974, № 10.
- Журавлев В.С.* Предуральский краевой прогиб в ограничении Европейской платформы. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975.
- Зоненшайн Л.П., Поникаров В.П., Уфлянд А.К.* О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974.
- Кинг Ф.Б.* Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М.: Мир, 1972.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М.: ИЛ, 1955.
- Наумов В.А.* Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья. — Геотектоника, 1973, № 1.
- Пушаровский Ю.М.* Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Ярош А.Я.* Структурные связи восточного края Русской платформы и Уральской геосинклинали. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970.
- Anderson J.G.C., Owen T.R.* The structure of the British Isles. Oxford; London, 1968.
- Benison G.M., Wright A.E.* The geological history of the British Isles. London, 1969.
- Hatcher R.D.* Development model for the southern Appalachians. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 9.
- Rodgers J.* The tectonics of the Appalachians. New York, 1970. The geology of Scotland. G.Y. Craig (ed.). Edinburgh, 1965.

В.С. СУРКОВ, О.Г. ЖЕРО

РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В Западной Сибири расположены два крупных тектонических элемента земной коры — Алтае-Саянская горно-складчатая область и Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская депрессия. Вместе с Уральским хребтом, Казахстанской горно-складчатой областью, Енисейским и Таймырским кряжами они образуют северную часть Урало-Сибирской молодой платформы [Тектоническое строение Евразии, 1966]. Западно-Сибирская депрессия представляет собой плиту этой молодой платформы, где палеозойские складчатые сооружения, образующие фундамент, скрыты под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом.

На территории Западной Сибири в последние десятилетия выполнены огромные объемы геологических и геофизических исследований; особенно в больших масштабах буровые и геофизические работы с нефтегазописковыми целями проведены в пределах Западно-Сибирской плиты.

Материалы исследований и разработанные принципы комплексного анализа позволили изучить тектоническое строение Западной Сибири. В пределах Алтае-Саянской складчатой области и в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделены разновозрастные складчатые системы, структурно-формационные зоны разного типа, изучены особенности современной структуры земной коры [Геологическое строение . . . , 1971; Тектоника . . . , 1973].

По геологическим, геофизическим и морфологическим данным в центральной части Западно-Сибирской плиты, где фундамент имеет позднегерцинский возраст, выделяются специфические узкие линейные отрицательные структурные зоны большой протяженности, простирающие которых не согласуется с простираем геосинклинально-складчатых комплексов.

В наблюдаемых гравитационном и магнитном аномальных полях зоны отражаются линейными положительными аномалиями. Относительно положительные аномалии еще большей интенсивности соответствуют им в остаточном гравитационном поле после исключения из наблюдаемого поля влияния рельефа поверхности Мохоровичича и мезозойско-кайнозойского чехла. В рельефе поверхности фундамента зоны выражены глубокими грабенами, в основании которых геосинклинально-складчатый комплекс бортов грабенов практически отсутствует и здесь развиты интрузивные образования основного состава [Геологическое строение . . . , 1971].

Интрузивный комплекс основания грабенов погружен относительно поверхности геосинклинально-складчатых образований бортов на 3—5 км.

Расчет плотностных моделей земной коры показывает, что данные структурные зоны представляют собой расщелину на всю мощность земной коры, заполненную базитами, и только их верхняя часть (грабеновая) сложена вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Зоны рифтогенеза четко проявляются в температурных полях. Так,

температурное поле платформенного чехла на глубине 1 км в пределах изученной южной части плиты над ними на 3—4 °С выше, чем общий фон температурного поля окружающих геосинклинально-складчатых комплексов. Над зонами отмечается и увеличение интенсивности современного теплового потока примерно на 0,1 мкал/см² [Сурков и др., 1972].

По указанным особенностям строения земной коры, морфологии структур, характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей, вещественному составу пород, интенсивности теплового потока данные зоны, несомненно, имеют рифтовую природу. Учитывая специфику структурной выраженности таких зон в виде грабенов, их целесообразно называть грабен-рифтами. Время формирования грабен-рифтов устанавливается достаточно точно (триасовый период), так как они пересекают структурно-формационные зоны фундамента позднегерцинского возраста и перекрываются нижней—средней юрой платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

В строении верхней части земной коры грабен-рифтов участвуют два структурно-вещественных комплекса: комплекс основания, или собственно-рифтовый, представленный интрузивными образованиями, и грабеновый комплекс, представленный преимущественно вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Между комплексами, по-видимому, нет четко выраженной границы: рифтовый комплекс постепенно сменяется грабеновым, а последний без существенных изменений тектонического плана сменяется комплексом платформенного чехла. Интрузивный рифтовый комплекс и вулканогенно-осадочная часть грабенового комплекса могут быть сопоставлены с ниже-среднетриасовой туринской серией Зауралья; верхняя часть грабенового комплекса существенно осадочная, развитая в северных районах плиты, может быть датирована средним—поздним триасом и сопоставлена с тампейской серией.

Весьма характерной особенностью тектонического строения грабен-рифтов является их четковидность, которая обусловлена, очевидно, разнотипностью структурно-формационных зон фундамента, пересекаемых грабен-рифтами. Намечается резкое сужение грабен-рифтов при пересечении ими антиклинорных зон и, наоборот, существенное расширение их на отрезках пересечения синклинориев и межгорных прогибов. Имеются и другие структурные осложнения грабен-рифтов, в частности горизонтальное смещение крупных их отрезков по разломам-сдвигам.

Крупнейшим и наиболее изученным геофизическими методами и глубоким бурением грабен-рифтом является Колтогорско-Уренгойский. Он простирается почти меридионально на 1800 км от Омска на юге до побережья Карского моря. Далее в акватории Северного Ледовитого океана на его продолжении расположен желоб Святой Анны, открывающийся в глубоководную котловину Нансена. Ширина грабен-рифта увеличивается от первых километров на юге до 80 км на севере и около 200 км в районе желоба Святой Анны.

В пределах южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта пробурено несколько глубоких скважин, вскрывших вулканогенно-осадочные и интрузивные образования грабен-рифта (рисунок, вкл.).

Разрез Саймовской скважины (480 м) представлен переслаивающимися между собой лавами, лавобрекчиями, туфами и пластовыми интрузиями базальтоидного состава. Мощность отдельных лавовых покровов колеблется от 5 до 50 м. Покровы разделены пластами туфов мощностью 3—35 м. Мощности пластовых интрузий варьируют от 30 до 100 м. Лавовые покровы слагаются базальтовыми порфиритами, долеритами, брекчиями порфиритов. Порфириты характеризуются миндалекаменной текстурой. Миндалины занимают иногда до 35% объема породы. Пластовые интрузии характеризуются более крупно-равномернозернистой долеритовой или офитовой структурой, плотной массивной текстурой. Они представлены долеритами, оливиновыми базальтами и другими породами. Все породы сильно изменены гидротермальными процессами. Изменение первичных минералов выражается в первую очередь наблюдающимися процессами замещения плагиоклаза альбитом. В долеритах, где пироксен еще сохранился в свежем состоянии, плагиоклаз уже замещен мелкозернистым агрегатом альбита, серицита, хлорита и кальцита. Оливин в основном переходит в карбонаты (анкерит, магнезит, кальцит) с большим количеством гидроокислов железа. Изредка по нему развиты иддингсит или тальк. Остальные темноцветные минералы и основная масса эффузивов замещены хлоритом, карбонатами, дикситом, гидроокислами железа, лейкоксеном. Встречаются разновидности пород, минералы которых полностью замещены кварцем. Кварц в таких породах образует псевдоморфозы по всем первичным минералам, исключая рудные, и скапливается в тонких прожилках совместно с вкрапленностью пирита.

Никольская глубокая скважина, расположенная в южной части рифта, вскрыла породы, слагающие грабен-рифт на глубине 3140 м, и углубилась в них на 1374 м. Здесь разрез представлен чередующимися пачками осадочных пород с базальтами и габбро-диабазам. Общее соотношение осадочных и изверженных пород во вскрытом разрезе примерно одинаково. Осадочные породы представлены терригенными и глинистыми разностями с обильным растительным детритом. Мощность осадочных пачек варьирует от 40 до 200 м. Среди базальтов преобладают миндалекаменные черные, иногда зеленовато-бурые разности. Мощность базальтовых тел 5—10 м. Мощность пройденного скважиной габбро-диабазового тела составляет 240 м.

Пирокластические аналоги базальтов имеют резко подчиненное распространение, что указывает на трещинный тип излияний.

Александровской и Иглской скважинами грабен-рифтовые образования вскрываются на незначительную глубину. Они представлены идентичными миндалекаменными порфирами, пироксеновыми и оливиновыми долеритами, витрокластическими туфами и другими разновидностями пород базитовой формации. Кроме того, в Иглской скважине верхняя часть разреза представлена туффитами, состоящими из мелкозернистого кальцита со значительной примесью пеплового материала. Такие же породы вскрыты глубокими скважинами в Аганском грабен-рифте (Локовская, Сургутская, Фроловская площади). Таким образом, геофизические данные и керн глубоких скважин показывают, что Колтогорско-Уренгойский и другие грабен-рифты Западной Сибири относятся к

межконтинентальному типу по классификации Е.Е. Милановского [1976]. Они образовались в результате раскола и раздвига литосферной плиты в начале триаса.

Рифтогенез раннетриасовой эпохи как частный случай спрединга литосферных плит был кратковременным. Процесс раздвига сопровождался излиянием в большом объеме базальтоидной магмы не только в Западной Сибири. Громадное количество базальтов излилось и в пределах Сибирской платформы, где в связи с широким развитием мощного осадочного покрова и выдержанностью слоев, кроме покровных излияний, имелась широкая возможность послойного внедрения базальтов.

Увеличение поперечных размеров и глубины Колтогорско-Уренгойско-го грабен-рифта на севере, наличие там и других крупных грабен-рифтовых зон — Худуттейской и Худосейской — показывает, что именно здесь раздвиг литосферных плит был наибольшим. С процессом дальнейшего развития рифтогенеза мы связываем общее погружение территории и формирование Западно-Сибирской плиты, причем наиболее интенсивное прогибание характерно для северной части. Расширение бассейна происходило от его стержневой структуры — Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта.

Нисходящие движения грабен-рифтов сохранялись на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, в связи с чем в платформенном чехле над ними образовались структуры типа желобов [Геология нефти . . . , 1975]. Эти нисходящие движения были неравномерными. Намечаются три этапа ускоренного опускания грабен-рифтов. Первый этап имел место в ранне-среднеюрскую эпоху (тюменское время). Второй этап резкого ускорения опускания грабен-рифтов происходил в раннемеловую эпоху и третий — в неогеновый и четвертичный периоды.

Нисходящие движения грабен-рифтов в этапы активизации приводили к значительным изменениям фациального состава и гранулометрического состава мезозойских отложений на бортах желобов.

Это обстоятельство имеет очень большое практическое значение для поисков залежей нефти, газа и конденсата в выклинивающихся песчаных и алевролитовых слоях вдоль бортов желобов, особенно в неокомских отложениях бортовых частей Колтогорско-Уренгойского желоба.

Повышенная интенсивность теплового потока над грабен-рифтами, очевидно, имела большое влияние на преобразование в углеводороды рассеянного органического вещества осадочных пород чехла. Возможно, именно это обстоятельство и является причиной концентрации таких месторождений нефти и газа, как Самотлорское, Уренгойское, Федоровское и других, в районах наибольшего развития рифтовой системы.

А B S T R A C T

There are two great tectonic elements of the Urals-Siberian young platform in the Western Siberia: the Altai-Sayany folded area and the West Siberian plate. Complex analysis of data allowed to study the Western Siberia tectonic structure including the interior structure of the basement in the West Siberian plate.

In the central part of the West Siberian plate where the folding in the basement is of Late Paleozoic, one can distinguish the comparatively narrow linear

negative zones intersecting discordantly the geosynclinal structures. They are overlapped by the Lower-Middle Jurassic platform deposits, and volcanites which form them is of Triassic.

In the observed gravity and magnetic anomaly fields the zones are reflected by linear positive anomalies. In the surface relief of geosynclinal folded formations of the basement they are expressed by deep grabens above which the increase of the heat flow intensity is marked in the platform mantle.

According to the complex of geologic and geophysical features, these zones have a rift nature, and the structures themselves are classified as graben-rifts.

Two complexes are involved in the structure of the upper Earth crust of graben-rifts: the rift complex built up by essentially intrusive basic formations and the graben one composed mainly of volcanogene-sedimentary and sedimentary formations.

The Koltogorsk-Urengoisk graben is the greatest. It crosses the West Siberian plate south-northwards over the distance of 1800 km. The trench of St. Anna is located on its extension in the Kara Sea.

Density model computations show that this graben-rift as well as others is a crack in the Earth crust filled by basic rocks. Boreholes in the south of the graben-rift penetrate basalts alternating with tuffs and tuffites, dolerites, diabasic porphyrites, gabbroids. Graben-rift structure data allow to conclude that their formation is related to splitting and spreading of lithosphere plates early in the Triassic.

The spreading process resulted in outflow of enormous masses of basaltoid magma. Further development of the process led to the area subsidence and the formation of the West Siberian plate, the expansion of sedimentary basin being off the main structure of the Koltogorsk-Urengoisk graben-rift.

Oriented descending movements in graben-rifts remained through the whole of the Mesozoic and Cenozoic which were significant for the formation of platform mantle structures and facial composition of sediments composing them. As a result of elevated intensity of heat flow the effect of graben-rifts on the process of organic matter transformation into hydrocarbons and on the formation of unique oil and gas fields such as Samotlor, Fyodorovsk, Urengoisk, et. is particularly high. These and other fields are concentrated near rift zones.

ЛИТЕРАТУРА

- Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1971. (Труды СНИИГГиМС; Вып. 76).
- Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975/А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
- Сурков В.С., Жеро О.Г. Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса. — Геол. и геофиз., 1978, № 9.
- Сурков В.С., Роменко В.И., Жеро О.Г. Геотермическая характеристика платформенного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента. — В кн.: Вопросы разведочной и промысловой геофизики в Западной Сибири. Новосибирск, 1972. (Труды СНИИГГиМС; Вып. 156).
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. (Труды СНИИГГиМС; Вып. 152).
- Тектоническое строение Ельчизя. М.: Наука, 1966.

Е.А. ДОЛГИНОВ, В.П. ПОНИКАРОВ, А.В. РАЗВАЛЯЕВ

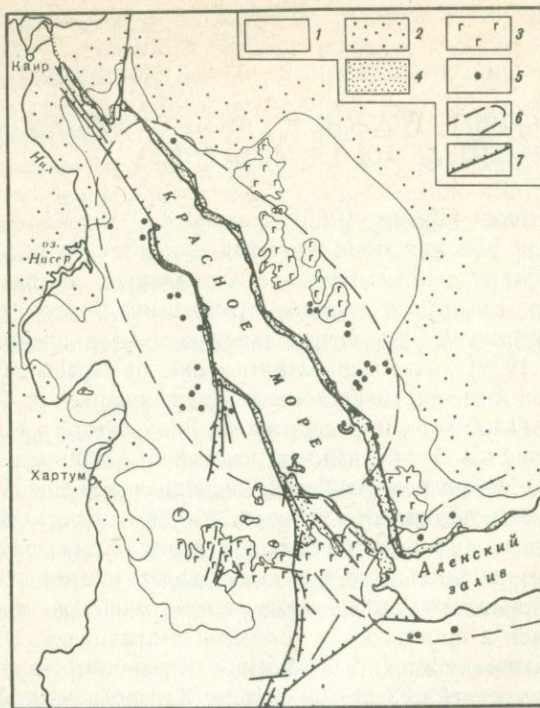
**ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА**

Впервые Ф. Дикси [Дикси, 1959], а затем Р.Б. МакКоннел [McConnell, 1972] и другие исследователи показали локализацию рифтов Восточной Африки и Аравии в докембрийских складчатых поясах полициклического развития. Нами было выявлено совпадение рифтов, различающихся по типу и возрасту, с разновозрастными системами поясов Земли [Долгинов и др., 1977]: наиболее развитых рифтов Красного моря и Аденского залива с Афаром, соответственно с гренвилльской (1000 млн. лет) и кибарской (1400 млн. лет) системами, Эфиопского и Кенийского вулканических рифтов с эбурнейской системой (1900 млн. лет), рифтов озер Малави, Танганьики, Альберта, лишенных проявлений вулканизма, со структурами родезийского возраста (2600 млн. лет). Из этого видно, что на процессы рифтогенеза большое влияние оказала древняя литосферная неоднородность, которая сама явилась следствием неравномерного докембрийского геосинклинального развития, мигрировавшего в течение архея и протерозоя в северном направлении. Рифтогенез смещался в обратном, южном, направлении от наиболее молодой (подвижной) к более древней складчатой системе Красноморско-Мозамбикского пояса. Изменение характера ультрабазитового докембрийского магматизма от пироксенит-перидотитового через дунит-пироксенит-перидотитовый до дунит-гарцбургитового при переходе от родезийской к гренвилльской складчатым системам свидетельствует о неравномерной эволюции мантии и вероятном латеральном изменении ее состава, что подтверждается при сравнении нодулей глубинных пород из мезозойских кимберлитов внерифтовых областей и кайнозойских лав разных рифтовых зон.

Крупнейшие литосферные неоднородности, выраженные не только в виде архейских кратонов и подвижных поясов, но и, что особенно важно, отдельных сегментов поясов, отчетливо проявились в эпоху позднепротерозойско-раннепалеозойской термально-магматической так называемой Пан-Африканской активизации.

В гренвилльской и кибарской складчатых системах Красноморско-Мозамбикского пояса известны многочисленные расслоенные и кольцевые интрузии габбро, габбро-анортозитов, щелочных габбро, серии недеформированных даек диабазов и долеритов [Coleman et al., 1973; Vail, Hughes, 1977].

Формация слоистых габбро представлена телами, сложенными клинопироксеновыми габбро, габбро-анортозитами, троктолитами и норитами. Интрузии имеют форму лопполитов или цилиндрических тел. В плане они округлые или овально-удлиненные. Для пород расслоенных массивов характерны все признаки гравитационной (кумулятивной) дифференциации. Радиологические датировки возраста пород указывают на длительность (700—450 млн. лет) их формирования [Coleman et al., 1972].

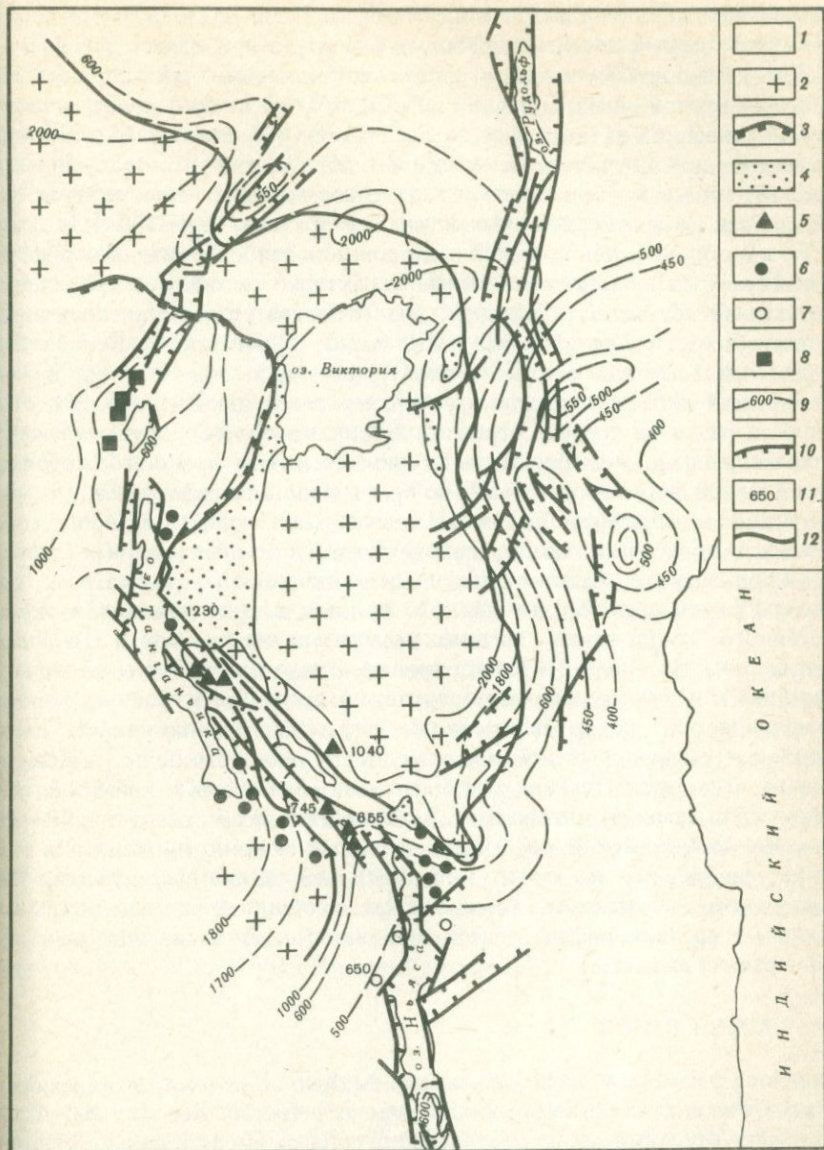


Р и с. 1. Распространение формаций расслоенных габбро, щелочных габброидов и даек диабазов Пан-Африканской эпохи активизации в северной части Красноморско-Мозамбикского пояса

1 — докембрийский фундамент; 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — кайнозойские вулканисты; 4 — осадки рифтовых впадин; 5 — формации расслоенных габбро и щелочных габбро; 6 — граница габброидного и щелочно-габброидного магматизма; 7 — разломы рифтовых впадин

Массивы щелочных габбро входят в состав кольцевых интрузий сложного строения. Это эссекситы, габбро-эссекситы — продукты слабо дифференцированных низкокальциевых магм. Кольцевые интрузии щелочных габбро широко развиты в западном обрамлении Красного моря, где приурочены к разломам глубокого заложения и длительного развития [Разваляев, Шахов, 1977]. В целом по распространению этих базитовых формаций выявляются крупные овальные области с осевыми зонами, проходящими вдоль Красного моря и Аденского залива (рис. 1). Базальтоидный магматизм широко проявился в этих областях также во время развития складчатых структур. С ними было связано накопление мощной прогрессивно дифференцированной вулканической формации и внедрение большого количества интрузий габброидов.

Для систем збурнейской и родезийской складчатости наиболее характерны слюдоносные, местами редкоземельные (Альто-Лигония Мозамбика, Мадагаскар) пегматиты, образованные в результате высокотемпературной флюидной проработки древних пород. Во время складко-



Р и с. 2. Характер проявления Пан-Африканской активизации в рифтовых системах Восточной Африки

1 – подвижные докембрийские пояса (области проявления Пан-Африканской активизации); 2 – кратоны; 3 – граница Кибарского пояса; 4 – протерозойский платформенный чехол кратона; 5 – карбонатиты; 6 – габброиды; 7 – щелочные граниты; 8 – нефелиновые сиениты; 9 – изохроны, млн. лет; 10 – разломы рифтовых систем; 11 – радиологический возраст активизационных магматических комплексов, млн. лет; 12 – граница области проявления Пан-Африканской активизации

образования в этих сегментах пояса также проявился высокотемпературный метаморфизм, достигавший большей частью амфиболитовой фации.

Для Убендийской системы родезийской складчатости, являющейся побочной внутриконтинентальной ветвью Мозамбикского пояса, в эпоху Пан-Африканской активизации определяющим оказался карбонатитовый магматизм при подчиненном значении габброидного. В сторону Мозамбикского пояса карбонатитовый магматизм сменялся щелочно-гранитовидным при закономерном уменьшении возраста (1000–550 млн. лет).

Таким образом, для областей расположения наиболее развитых рифтов Красного моря и Аденского залива характерно устойчивое проявление базальтоидного магматизма при низкотемпературном синскладчатом метаморфизме, а для областей локализации Эфиопского и Кенийского рифтов свойственны высокотемпературные процессы как во время становления складчатых структур, так и в эпоху активизации. Эти особенности развития древних структур Африканской платформы отражают латеральную неравномерность эндогенных режимов прошлого, которая, хотя и в иной форме, возродилась во время молодого рифтогенеза.

Считается, что рифтообразование связано с астенолитовым процессом. Признаки последнего можно видеть также в конфигурации областей Пан-Африканского базальтоидного активизационного магматизма на севере Красноморско-Мозамбикского пояса и в расположении изохрон изотопного "омоложения" древних складчатых комплексов в его более южных областях (рис. 2). По изохронам можно восстановить не только очертание в плане древних астенолитов, но также их глубинную форму. Представляется, что неравномерность рифтообразования явилась следствием сочетания остаточной неоднородности теплового поля и наложенного на него регионального теплового импульса в эпохи кайнозойской активизации древней платформы. В заключение особо следует подчеркнуть, что кайнозойский рифтогенез наиболее активно проявился в областях, где задолго до этого имели место неоднократные вспышки базальтоидного магматизма, связанного как с геосинклинальным режимом (ранний – средний рифей), так и с эпохами активизации (поздний рифей – ранний палеозой).

А B S T R A C T

It has long been known that African and Arabian rifts are spacially connected with Precambrian heterochronous orogenic belts. The Red Sea and Aden rifts were developed along volcanogenous belts of Grenvillian and Kibaran age respectively, while Ethiopian and Kenyan rifts were elongated along Eburnian belts. The direction of the western rift system coincides with that of the Rhodesian and Kibaran (in the north) structures. The close association of rifting with the oldest heterogeneity of the basement results from residual heterogeneity of the mantle. The latter has been clearly expressed during Pan-African ungesyncline tectonothermal activity (700–450 m.y.).

There are three types of the Pan-African magmatism (750–410 m.y.). The first one is the basic. It is represented by a great number of layered gabbro and ring-complexes of alkali gabbro as well as doleritic and diabase

dykes distributed in the Kibaran and Grenvillian belts. The Red Sea and Gulf Aden rifts generally coincide with this type of magmatism. Mica and rare metal bearing pegmatites belong to the second type of Pan-African events. They are characteristic for Eburnian and Rhodesian structures of Red Sea-Mozambique belt. Their formation is result of high-temperature hydrothermal influence on the old basement rocks. Alkaline ultra-basic and alkaline magmatism with subordinate basic ones represent the third type of Pan-African activity and developed along intracratonic Ubendian and Kibaran systems.

Pan-African magmatic activity within the marginal Red Sea-Mozambique mobile belt generated at the less depth (pegmatites, alkaline granites, gabbro and alkaline gabbro) than within intracratonic belts (carbonatites, nepheline syenites). In generally these differences are connected with different depth of rift zones magmatism: sodium one in the Eastern rift zone contrary to potassium in the Western rift zone.

Regional or global thermoactivity of asthenosphere is responsible of all ungesyncline magmatic activity of different types. Oval areas distribution of Pan-African mafic formation in Red Sea and Aden Gulf areas "reflected", presumed, mantle astenolyte process like it has been established for the rift zones. Isochrones pattern in East Africa mobile belts, which is connected with rejuvenation of old fold complexes, reveals linear and composite surfaces of the astenolyte bodies.

The mode of Late Precambrian and Cenozoic activity closely depends upon structural inhomogeneity of the platform basement. Such a dependency shows that repeatedly appeared astenolyte generation has been invariably controlled by steady lateral temperature inhomogeneity of deep seated spheres. The rate and time of rifting, which is the latest evidence of activity are caused by combination of autonomous heat flow in certain area of the lithosphere and superimposed regional or global temperature impulse. Cenozoic rifting was displaced most actively in such areas, where basic magmatism has been known to appear repeatedly being connected with gesyncline regime (Lower Riphean) as well as with phases of ungesyncline activity (Upper Riphean-Paleozoic).

ЛИТЕРАТУРА

- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М.: ИЛ, 1959.
- Долгинов Е.А., Поникаров В.П., Развалев А.В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977.
- Развалев А.В., Шахов Г.П. Тектонические особенности размещения кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 2.
- Coleman R.G., Brown G.F., Keith T.E.C. Layered gabbros in southwest Saudi Arabia. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1973.
- McConnell R.B. Geological development of the rift system of Eastern Africa. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83.
- Vaill I.R., Hughes D.I. Tholeiitic derivative dyke swarms near Erkwit, Red Sea Hills, Sudan. — Geol. Rdsch., 1977, Bd. 65, N 1.
- Wendt I., Besang C., Harre W. et al. Age determinations of granitic intrusions and metamorphic events in the early precambrian of Tanzania. — Intern. Geol. Congr. 24th Sess., Montreal, 1972.

М.С. НАГИБИНА

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА НА ВОСТОКЕ АЗИИ В МЕЗОЗОЕ

В 1976 г. в Геологическом институте Академии наук СССР были начаты исследования по проблеме корреляции эпох тектогенеза, сопоставлению времени проявления тектонических движений, их морфологического выражения на значительных пространствах востока Азии. В свете выявления динамических связей в развитии тектонических структур и магматизма была поставлена задача проследить во времени и пространстве проявления магматизма и сопоставить их с тектоническими явлениями, с этапами заложения и развития эвгеосинклиналей, складчатостью, шарьированием, образованием разломов и глыбово-складчатыми деформациями. В разработке этой проблемы приняли участие также геологи, петрографы и геохимики Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Института геохимии им. А.П. Виноградова, Института земной коры и Института геологии Сибирского отделения, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Дальневосточного научного Центра и ВНИИЗарубежгеологии — В.С. Антипин, Ю.Г. Гатинский, М.Л. Гельман, Г.А. Гринберг, Г.С. Гусев, В.И. Коваленко, П.В. Коваль, Ю.В. Комаров, А.В. Мишина, С.М. Тильман, В.М. Скобло, Д.И. Фрих-Хар.

В данной статье рассматриваются лишь некоторые предварительные тектонические результаты этих исследований с учетом более ранних работ, посвященных тектонике различных областей Восточной Азии (Н.С. Шатский, А.А. Богданов, М.В. Муратов, Н.П. Херасков, А.Л. Яншин, Ю.М. Пущаровский, Л.И. Красный, М.С. Нагибина, П.Н. Кропоткин, К.А. Шахварстова, "Тектоника Евразии", Г.А. Кудрявцев, В.Б. Агентов, Ю.Г. Гатинский, А.В. Мишина, С.М. Тильман, "Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии", А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер, М.С. Марков и др., "Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии").

На огромных пространствах Восточной Азии гранитная кора континентального типа была образована к началу рифея (Сибирская платформа, Северная и Южная Китайские платформы). В палеозое в сравнительно небольших линейных зонах между платформами происходили процессы деструкции гранитной коры и развитие вторичных геосинклинальных преимущественно миогеосинклинальных систем и продолжалось формирование первичных эвгеосинклиналей. В верхнем палеозое почти на всем пространстве Восточной Азии, за исключением некоторых небольших участков, завершилось формирование гранитной коры, при этом краевые части древних платформ, а также области байкальской и раннепалеозойской складчатых систем подвергались процессам повторного гранитообразования (гранитоидной активизации или рививации).

В начале мезозойской эры не произошло существенной перестройки структурного плана по сравнению с концом палеозоя. Раннетриасовые отложения залегают либо согласно, либо с небольшим стратиграфическим перерывом, но без структурного несогласия на отложениях поздней перми. Такие соотношения известны на обширных пространствах Верхоянской складчатой системы, в Монголии, Восточном Забайкалье, на Сихотэ-Алине, в пределах Северной и Южной Китайской платформ, в Катазии и на п-ве Индокитай.

Упомянутые геологические соотношения находят свое отражение в развитии растительного мира. И.А. Добрускина, анализируя этапы развития флоры триаса Евразии, отнесла растительность раннего триаса по преобладающему видовому составу к палеофиту, а растительность второй половины триаса и ранней юры — к мезофиту.

В раннем и позднем мезозое, начиная со второй половины триаса, на востоке Азии происходили весьма активные тектонические и магматические процессы, которые проявились неравномерно и в различных формах на отдельных ее участках. Они захватили огромные пространства внутри континентальной Азии, удаленные на расстояние до 2000 и 3000 км от материковых окраин.

Довольно четко выделяются три крупных геоблока, различающихся между собой по характеру мезозойской тектоники: Северный — Верхоянско-Чукотский, Центральный, включающий территорию Станового хребта, Монголо-Охотского пояса, Северную и Южную Китайские платформы, и Южный — Индокитайский — Зондско-Филиппинский.

Во всех перечисленных геоблоках отчетливо проявились три главные эпохи повышенной тектонической активности: 1) в позднем триасе — начале юры, 2) во второй половине юры — раннем мелу и 3) в позднем мелу — начале палеогена.

Геологическое выражение тектонической активности в эти эпохи было существенно различным как в пределах перечисленных крупных геоблоков, так и в различных их частях.

Для восточных частей Центрального и Южного геоблоков, как это было показано в работах М.С. Нагибиной, Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, В.И. Коваленко, А.Я. Салтыковского и других авторов, прослеживается последовательная миграция во времени и пространстве проявления однотипных глыбово-складчатых дислокаций и магматической деятельности (наземного вулканизма и повторного гранитообразования) по направлению с запада на восток — от Азиатского континента к Палеопацифику. Особенно четко такая миграция проявилась в Монголо-Охотском поясе. При этом прослеживается закономерная смена составов разновозрастных магматических образований по направлению от мезозойских эвгеосинклинальных систем в глубь континента. Более сложная картина динамики тектонических движений и магматических проявлений наблюдается в Южном геоблоке, находящемся в зоне сочленения Азиатского континента с Палеопацификом и Палеотетисом.

В западных частях Северного и Центрального геоблоков, за исключением Монголо-Охотского пояса, в мезозое происходило длительное, начавшееся еще в палеозое прогибание и накопление мощных терри-

генных толщ: верхоянского комплекса в Верхоянской зоне и терригенно-карбонатных, частично угленосных отложений платформенного чехла на Северной и Южной Китайских платформах. Мощность согласно залегающих мезозойских терригенных отложений в Верхоянской зоне более 14 км. Только в позднем мезозое здесь произошли интенсивные складчатые дислокации (яньшанские или позднекиммерийские движения), были смяты в единую систему линейных складок отложения палеозоя и всего мезозоя до верхней юры включительно в Верхоянской зоне и до нижнего мела включительно на Китайских платформах. Последние дислокации рассматривались нами в качестве внегеосинклинальных складчатых структур в осадочном чехле платформ. С этой точки зрения в настоящее время можно подойти и к трактовке линейной складчатости Верхоянской зоны, основание которой Ю.М. Пушаровским рассматривалось в качестве подвижной платформы. На тектонической карте Северной Евразии, составленной коллективом авторов под руководством А.В. Пейве, представленной на XXV сессии Международного геологического конгресса в Австралии, формирование гранитной коры основания Верхоянской складчатой зоны было отнесено к дорифейскому времени.

В последние годы совершенно аналогичные линейные складки в триасовых и юрских терригенных отложениях были описаны А.А. Москачковским и О. Томуртоого [1976] на юге МНР в районе Ноян Сомона. Возраст этих дислокаций здесь устанавливается как посленижнеюрский и донижнемеловой. Аналогичные линейные складки того же возраста хорошо выражены в терригенных, триасовых и юрских отложениях в Центральной зоне северной части Вьетнама.

В Северном геоблоке после завершения яньшанской или позднекиммерийской складчатости в раннем мелу происходило развитие активной вулканической деятельности и внедрение в баррем-апте гранитоидов Колымского комплекса, а позднее, в позднем мелу, Охотского комплекса. Аналогичные явления происходили на востоке Монголо-Охотского пояса и в восточных краевых частях Китайских платформ.

В зоне сочленения Северного и Центрального геоблоков Южно-Алданской зоны Монголо-Охотского пояса, а также в краевых частях Центрального геоблока на востоке Китайских платформ в Катазиатской зоне отчетливо выражены дислокации и проявления наземного вулканизма и гранитоидного магматизма раннемезозойского и позднемезозойского возраста. Для этих районов характерно развитие мозаичных глыбово-складчатых структур, особенно ярко проявившихся в позднем мезозое (в яньшанскую или позднекиммерийскую эпоху).

На востоке Азии и в переходной зоне от континента к Палеотетису в раннем и позднем мезозое происходило развитие эвгеосинклинальных систем: Корякского нагорья, Сихотэ-Алиня, Сахалина, Японии и др. Вдоль восточной границы Азиатского континента на протяжении всех геоблоков в верхнем мезозое происходила наземная активная вулканическая деятельность и внедрение гранитоидов (Чукотско-Катазиатский вулканический пояс). Начало проявления вулканической деятельности в этой зоне активной континентальной окраины относится к концу поздней юры и началу раннего мела (северный геоблок). Наибольшей

активности проявления вулканизма на всем протяжении пояса достигли в верхнем мелу, а завершились в палеогене. О масштабе этих явлений можно судить по объему продуктов вулканических извержений и интрузивных образований (вулканоплутонической формации). По подсчетам В.Ф. Белого, только в северном (Охотско-Чукотском) отрезке вулканического пояса этот объем достигал более 3 млн. км³.

Одновременно в позднем мелу и палеогене на многих участках переходной зоны от континента к океану также в пределах всех геоблоков происходили весьма активные тектонические движения, сопровождавшиеся значительными горизонтальными перемещениями с надвиганием пластин океанической коры на континентальную (например, Корякское нагорье, по С.В. Руженцеву, С.Г. Бялбужескому, С.Д. Соколову; и др.). Во внутренних частях континента в тот же период происходило спокойное накопление маломощных осадочных толщ платформенного чехла, лишь местами сопровождавшееся излиянием базальтов трапповой формации.

В заключение следует отметить, что характерной особенностью проявления мезозойской тектоники и магматизма на востоке Азии является то, что эти процессы происходили в пределах крупных геоблоков с ранее сформированной "зрелой" гранитной корой. Эта особенность отразилась на составе осадочных и магматических пород, морфологическом разнообразии и мозаичности тектонических структур. Накопление мезозойских осадочных серий происходило в замкнутых континентальных озерно-болотных и аллювиальных бассейнах (молассоидные формации) либо в эпиконтинентальных морях (песчано-сланцевые флишоидные формации или терригенно-карбонатные формации платформенного чехла).

Среди магматических пород преобладают известково-щелочные и контрастные серии. Существенную роль играют породы субщелочного, щелочного состава и континентальной толеитовой серии. Среди гранитов выделяются подчеркнуто лейкократовые, часто литий-фтористые граниты, потенциально рудоносные (олово, вольфрам, молибден и др.).

Породы океанической толеитовой серии в мезозое формировались лишь в узких участках переходной зоны в пределах эвгеосинклинальных систем или единичных структур внутри континента (например, Алозейская зона), связанных с глубокими расколами континентальной коры.

Анализируя время проявления и характер тектонических движений и проявлений магматизма на рассмотренной территории, можно отметить следующие их черты. В раннем мезозое обширные площади в пределах рассматриваемых геоблоков были вовлечены в устойчивое прогибание с накоплением согласно залегающих терригенных или терригенно-карбонатных отложений весьма различных по мощности (от сотен метров до 14–15 км). Эти площади располагались преимущественно в западных частях геоблоков.

В тот же отрезок времени на востоке происходили в значительной мере дифференцированные по знаку тектонические движения. Исключение представляла весьма подвижная территория Монголо-Охотского пояса, расположенная в зоне сочленения Северного и Центрального геоблоков, примыкающая к системе Монголо-Охотского и Южно-Алданского глубинных разломов. В пределах этой зоны и в раннем и позднем мезозое

происходили весьма дифференцированные движения, внедрение гранитоидов и проявление наземного вулканизма. В позднем мезозое в пределах всех трех геоблоков произошли интенсивные складчатые и глыбово-складчатые дислокации, широкое проявление наземного вулканизма и внедрение гранитоидов. Границы проявления этих процессов закономерно смещались в пространстве и во времени, омолаживались по направлению с запада на восток.

Одновременный охват гигантских пространств на востоке Азии тектоническими движениями и проявлением внутриконтинентального магматизма в мезозое трудно объяснить без участия крупных глубинных горизонтальных срывов. Однако объяснение всех описанных тектонических и магматических проявлений с позиции гипотезы тектоники плит весьма затруднительно. Анализ палеогеографических схем пока не позволяет установить относительных крупных перемещений между выделенными геоблоками. Не удастся на мезозойском этапе найти следы выхода на поверхность палеозон Заварицкого — Беньофа в пределах континентальной части описанных геоблоков. Если рассматривать восток Азии в мезозое в качестве единой монолитной континентальной плиты, то невозможно объяснить описанную широту охвата территории проявлений наземного вулканизма и гранитоидного магматизма, уходящего на расстояние 2000—3000 км в глубь континента от известных выходов разновозрастных образований океанической серии пород в переходной зоне. Наклон зоны Заварицкого — Беньофа под континент с теоретических позиций геофизики, используемых гипотезой глобальной тектоники плит, допускает проявление магматизма на плите в полосе, не превышающей 700 км по латерали от выхода этой зоны на поверхность. Сложная внутренняя структура описанных геоблоков, мозаичная мезозойская тектоника, разнообразие формационного состава и резкие различия мощностей мезозойских отложений, обусловленных сочетанием дифференцированных вертикальных и горизонтальных движений, а также проявление повторного (внегеосинклиналиного) гранитообразования внутри континента пока не находят объяснения с позиций тектоники плит.

А B S T R A C T

The three large geoblocks, differing from each other by the character of the Mesozoic tectonics: Northern (Verkhoyano-Chukotkian), Central, comprising the territory of Stanovoi range, Mongolo-Okhotsky belt, Northern and Southern Chinese platforms and the Southern one — Indonesia-Zondsko—Phillippine, are clearly distinguished in the eastern part of Asia. The three main epoches of increased tectonic activity distinctly manifested themselves in all these three geoblocks: in the Late Triassic — beginning of the Jurassic; in the second half of the Jurassic — Early Cretaceous; and at last in the Late Cretaceous — beginning of Paleogene. Geo-expression of the tectonic activity in these three epoches was essentially different both within these large geoblocks and in their different parts.

Long accumulation, lasting from the Paleozoic during the whole Mesozoic, of thick terrigenous series without essential reconstruction of

structural pattern, is characteristic for the western parts of the Northern and Central Geoblocks except for Mongolo-Okhotsky belt. In the Upper Mesozoic, intensive folding and block-folding movements took place. On the territory of Verkhoyanskaya zone, they resulted in conformable folding of the deposits belonging to the Paleozoic and the whole Mesozoic — till the Late Jurassic inclusively — into linear folds.

In the eastern parts of geoblocks, after the Early and Late Mesozoic foldings (block-folded, mosaic structures) were over, the intensive volcanic activity and intrusion of granitoids were under way.

The sequential migration, particularly distinct in the zone of Mongolo-Okhotsky belt, the manifestation of monotypical blockfolded tectonic dislocations and magmatic activity both in space and time in the direction from west to east — from Asian continent to the Paleo-Pacific, are clearly traced in the Central and Southern geoblocks. More complicated geodynamic situation is observed in the Indonesian part of the Southern geoblock, located in the zone of joint of Asian continent with the Paleo-Pacific and Paleo-Tethys.

In the Late Cretaceous — beginning of the Paleogene, considerable horizontal displacements, manifested themselves in the thrusting of the plates of oceanic crust over the continental one were distinct within the all geoblocks, in many parts of the transitional zone from the continent to ocean. Simultaneously, the intensive manifestation of the sub-aerial volcanic activity and intrusion of granitoids were in progress within the boundaries of the active continental margin. At the same time, calm accumulation of the sedimentary series of continental mantle, only in some places accompanied by the eruption of basalts of the trappean formation, was under way in the internal parts of the continent.

Simultaneous involvement of the vast areas in the eastern part of the Asian continent in tectonic movements and magmatic manifestations during the Mesozoic can not be understood without participation of the large deep horizontal faults in the latter. However, substantiation of the intercontinental complicated mosaic dislocations, determined by a compromise of differentiated vertical and horizontal movements as well as of the manifestation of the multiple intercontinental (extrageosynclinal) granite formation and sub-aerial volcanism, has not been yet elaborated by now from the position of the global tectonics of plates.

УДК 551.24

Ю.Г. ЛЕОНОВ

ОРОГЕННЫЕ ПЕРИОДЫ И ЭПОХИ ТЕКТОГЕНЕЗА КАК ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Для того чтобы оценить корректность любой модели тектогенеза, претендующей на описание кинематики и динамики тектогенеза в глобальном масштабе или на объяснение его физической сущности, надо, помимо

прочего, иметь твердое представление о пространственно-хронологических закономерностях тектонических процессов и магматизма, в том числе важно знать, имеется ли латеральная сопряженность тектонических движений на земном шаре (т.е. увязываются ли разнообразные одновременные проявления тектонической активности во взаимосвязанную систему), существуют ли одновременные кульминации тектонической активности и какими параметрами (продолжительность, форма проявления, распределение во времени) они характеризуются.

К настоящему времени накоплено много данных, которые с большой степенью вероятности свидетельствуют о существовании глобальных движений. Но по разным причинам эти данные недостаточно систематизированы, оставляя возможность их неоднозначного толкования. Поэтому, хотя проблема и не нова, исследования, направленные на систематизацию материала, представляются по-прежнему целесообразными. В данной статье рассматриваются два вида событий — орогенные периоды и эпохи тектогенеза, представляющие собой примеры проявления глобальной тектонической активности. Понятно, что объем статьи позволяет говорить только о принципиальной стороне вопроса, оставляя за рамками фактическое обоснование. Кроме того, здесь не ставится задача рассмотреть механизм и причины движений. Дана только феноменологическая картина и сформулированы некоторые прямо вытекающие из нее следствия.

Орогенные периоды. Под названием орогенных периодов (ОП) описываются хорошо известные этапы развития Земли, во время которых особенно широко было развито горообразование, накопление молассы, орогенный вулканизм. К их числу относятся девонский (конец силура—девон), позднемезозойский (вторая половина карбона—пермь—начало триаса), позднемезозойский или новейший (часть олигоцена—неоген—квартер) орогенные периоды.

С точки зрения определения роли ОП в процессе тектогенеза интерес представляют в первую очередь следующие вопросы: 1) являются ли разновозрастные ОП событиями одного типа или имеется принципиальная разница между древними ОП, с одной стороны, и новейшим ОП — с другой; 2) можно ли считать внегеосинклинальный и эпигеосинклинальный орогенез одного и того же возраста результатом единого процесса или это — генетически разнородные явления; 3) служит ли орогенез закономерным завершением геосинклинального развития или представляет собой генетически независимое от геосинклинального развития ("недетерминированное") явление. Представляется, что на эти вопросы можно ответить достаточно определенно.

Все данные указывают на то, что ОП представляют собой события одного вида, и их повторение свидетельствует о повторяемости в истории Земли вызывающих их процессов. Это положение является, можно сказать, классическим. На нем прежде всего основано разделение фанерозойской истории на геотектонические циклы.

Вывод об идентичности ОП наиболее наглядно аргументируется сходством орогенных формаций (континентальная моласса, орогенные вулканы) и структур разного возраста. Они свидетельствуют о близкой

палеогеографической (ландшафтной) и палеотектонической обстановке в орогенных областях, позволяющей говорить об особом орогенном тектоническом режиме [Белоусов, 1974]. Характеристика орогенного режима для ОП разного возраста дается в работах многих исследователей [Леонов, 19766; Моссаковский, 1975; Шульц, 1958].

Характерной чертой ОП является также широкое (глобальное) распространение орогенеза и в первую очередь горообразования как его главной составляющей. С этой точки зрения древние ОП и новейший ОП также соизмеримы. Но при их сравнении надо учитывать, что о древнем орогенезе мы судим только по отложениям, точнее, по фрагментам отложений, так как значительная часть их размыта, перекрыта платформенными чехлами и т.д. Размах новейшего орогенеза виден непосредственно — по распространению современного горного рельефа; кроме того, геоморфологические методы позволяют увязать горообразование с движениями равнинных областей материков [Кинг, 1967; Мещеряков, 1965; Николаев, 1962], показывая, что тектонической активизации во время новейшего ОП подверглись практически все материки. Эти обстоятельства могут создавать иллюзию несоразмерности ОП и приводить к заключению о специфическом характере новейшего ОП, который в этом случае рассматривается как новая стадия развития Земли [Шлезингер, 1975]. Ошибка здесь заключается в том, что разница в методах исследования и степени сохранности материала принимается за несходство самих событий. Специальный анализ, выполненный автором для девонского ОП, напротив, показывает, что для него характерны те же главные особенности, что и для новейшего ОП [Леонов, 19766].

Вопрос о соотношении эпигеосинклиального и внегеосинклиального орогенеза лучше всего решается на материале новейшего ОП. Для древних ОП получается в принципе такая же картина, но только более фрагментарная. Относительно терминов замечу, что в них не вкладывается генетического смысла: эпигеосинклиальным назван орогенез на месте геосинклиальных поясов, в которых незадолго до орогенеза закончилось геосинклиальное развитие; внегеосинклиальным — орогенез за пределами таких поясов, известный также под названием аркогенеза, эпиплатформенной активизации, дейтерогенеза и др.

Сравнительный анализ эпигеосинклиального (альпийского) и внегеосинклиального (внеальпийского) орогенеза новейшего ОП доказывает их тесную связь, благодаря которой их можно интерпретировать как результат одного процесса, но затрагивающего разные области — как альпийские геосинклиальные пояса, так и области более ранней консолидации вплоть до древних платформ. В этом убеждает следующее. Во-первых, сходство обстановки горообразования (морфологии структур и рельефа, отложений, характера тектонических движений) в разных по своей предыстории районах эпигеосинклиального и внегеосинклиального орогенеза, на что одним из первых обратил внимание С.С. Шульц [1958]. Во-вторых, близкий ритм движений в разных горных системах эпигеосинклиального и внегеосинклиального типа. Он выражается в приблизительно одновременности проявления орогенеза в целом и одновременности отдельных составляющих его этапов и рубежей (напри-

мер, плиоцен-четвертичного этапа усиления горообразования). К этому надо добавить и то, что наблюдается латеральная корреляция горообразования с другими явлениями за пределами собственно орогенных областей. В специальной работе автора было показано, что с горообразованием новейшего ОП коррелируются этапы активного рифтогенеза и эпейрогенического поднятия равнинных участков суши на всех или большинстве материков. В целом получается гармоническое сочетание движений в глобальном масштабе, которое трудно объяснить иначе как единством лежащего в их основе глобального процесса [Леонов, 1972].

Как было сказано выше, аналогичный вывод получается и для древних ОП. Во всяком случае, для девонского ОП его правильность подтверждается специальными исследованиями [Леонов, 1976б].

Рассматривая вопрос о детерминированности орогенеза, ряд авторов, включая автора данной статьи, пришли к заключению о независимости проявления орогенеза, имевшего место во время ОП, от предшествующего развития, в том числе геосинклинального, той территории, которая подверглась орогенезу [Белоусов, 1974; Леонов, 1972, 1976а, 1978; Вoou, 1968; Сoneu, 1970]. Подчеркнем, что речь идет только о глобальных проявлениях орогенеза во время ОП и сказанное не исключает того, что разнообразны локальные эпизоды орогенеза (в частности те, которые вызывают накопление так называемых нижних моласс) могут быть теснее связаны с геосинклинальным развитием. Независимость понимается в том смысле, что тот или иной тектонический режим территории до ОП, в том числе геосинклинальный, сам по себе орогенеза не вызывает (хотя может создавать благоприятные условия для его реализации). Приблизительно в таком же духе вывод о недетерминированности орогенеза принимается в концепции тектоники плит [Dickinson, 1971].

Представление о недетерминированном, наложенном характере орогенеза следует из факта отсутствия корреляции между характером орогенеза и предвещающего его развития. С одной стороны, для всех ОП имеется однородный орогенный режим в обширных областях эпигеосинклинального и внегеосинклинального орогенеза. С другой стороны, ему предшествует меняющаяся в широких пределах — от только что замкнувшихся геосинклиналей до древних платформ — доорогенная история. Причем, как хорошо видно на примере новейшего ОП, геосинклинальные пояса, испытавшие эпигеосинклинальный орогенез, занимают лишь небольшую часть всей территории, подвергшейся горообразованию. Поэтому их трудно рассматривать в качестве генераторов орогенеза. Наблюдаемые для всех ОП соотношения, по-видимому, логичнее объясняются, если принять, что орогенез является процессом, причинно независимым от геосинклинального развития, и что геосинклинальные пояса становятся его "жертвами" так же, как и области другой тектонической природы.

Таким образом, ОП представляют собой, во-первых, события, повторяющиеся в истории Земли, во-вторых, это — события наложенные, которые не могут рассматриваться как естественное следствие развития тех областей, в которых они проявляются (включая геосинклинальные области), в-третьих, они представляют собой события глобального масштаба.

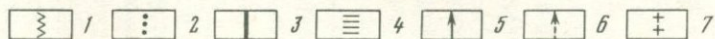
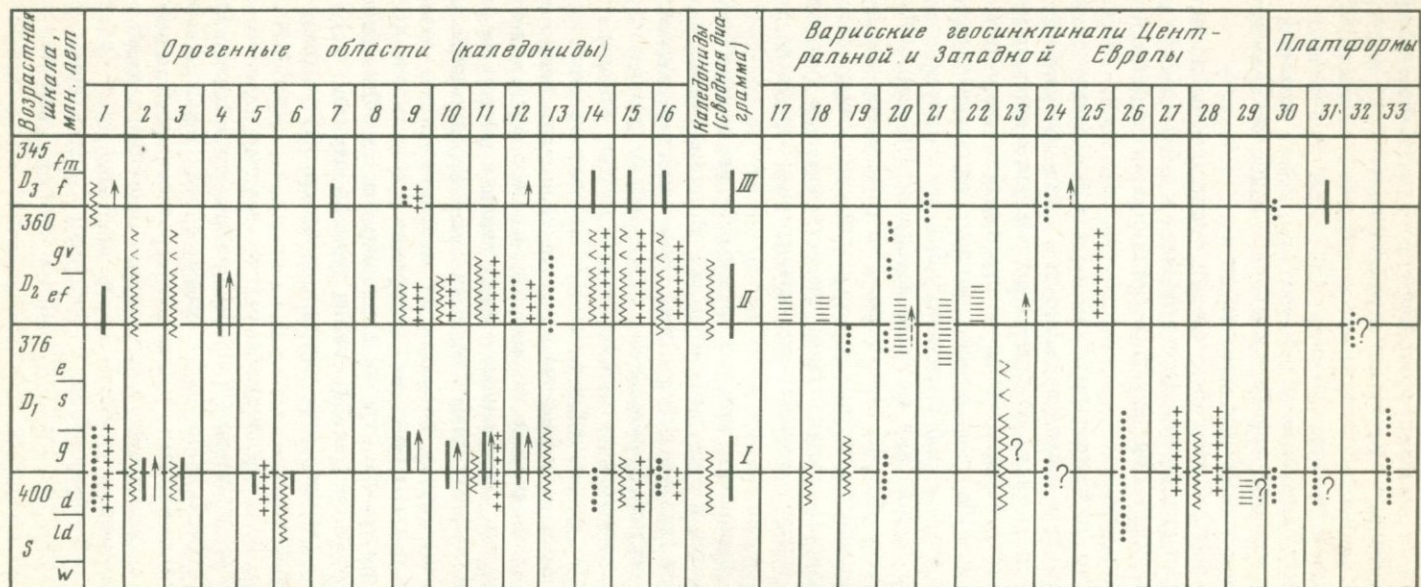
штаба. Это следует из широкого распространения эпигеосинклиналичного и внегеосинклиналичного орогенеза и из сопряженности орогенеза с другими формами проявления тектонической и магматической активности. Их совокупность позволяет говорить об ОП как о глобальных периодах повышенной тектонической активности, во время которых орогенез, в особенности горообразование, составляет наиболее яркую, характерную именно для этих периодов, компоненту.

Эпохи тектогенеза. Эпохи тектогенеза представляют собой более короткие кульминации активности. Они относятся к тому классу орогенических событий, которые под названием орогенических фаз были выделены Г. Штилле [Stille, 1924].

Первоначально орогенические фазы выделялись почти исключительно по несогласиям. Этот подход превалирует и сейчас. Однако при изучении орогенических событий на большой и разнородной площади, тем более на Земле в целом, перспективнее (и практика подтверждает это) рассматривать их как более сложный комплекс одновозрастных явлений, т.е. как эпохи повышенной тектонической и магматической активности вообще, форма проявления которой варьирует [Леонов, 1976а; Мазарович, 1940; Хаин, 1973]. Такого типа эпохи названы эпохами тектогенеза (ЭТ). Их длительность, как мы увидим ниже, соответствует суммарной длительности составляющих их региональных фаз, которые в какой-то мере могут смещаться друг относительно друга по хронологической шкале.

Изучение ЭТ выполнено автором на примере девона. Наиболее отчетливо они выделяются в орогенных областях. В истории каждой орогенной области имеются главные рубежи, представленные перерывами, несогласиями, резкой сменой формаций и т.д. Эти рубежи соответствуют кульминациям тектонической активности и для каждой области могут рассматриваться как региональные фазы. При межрегиональной корреляции выяснено, что фазы распределены во времени не хаотически, но, напротив, достаточно закономерно. На рисунке, на котором вынесены данные по разным областям (полученные в итоге анализа истории их развития), видно, что региональные фазы укладываются в ограниченные интервалы времени. Эти интервалы, несмотря на их значительную длительность, не соприкасаются и тем более не перекрывают друг друга. Хорошо выделяются два интервала; третий лишь намечается. Они описываются как ЭТ: позднекаледонская ЭТ (конец лудлова, даунтон, часть жедина), тельбесская ЭТ (верхи эмса—эйфель), рёйсская ЭТ (конец живета—первая половина франа).

В указанных ЭТ объединяются разные группы явлений, которые, как показывает их независимый анализ, связаны хронологически: 1) поднятие, 2) складчатость в широком смысле слова (т.е. поднятие, деформация разной интенсивности и типа, иногда региональный метаморфизм), 3) явления, сопровождающие установление орогенного режима, в совокупности обозначенные термином "орогенный импульс" (раздробление коры, начало горообразования и орогенного вулканизма, заложение молассовых впадин), 4) гранитоидный магматизм. Среди перечисленных ЭТ особое место занимает позднекаледонская ЭТ: по интенсивности



складчатости она, возможно, и не превосходит тельбесскую ЭТ, но образует нижнюю границу девонского ОП и поэтому, кроме складчатости, выражена принципиальной сменой формаций, соответствующей началу орогенного режима. На примере этой эпохи можно видеть, что в тех областях, где имеется складчатость и орогенный импульс, они, как правило, следуют друг за другом в классическом порядке — вначале складчатость, затем орогенный импульс. Но при обобщении данных по многим областям они попадают в целом в настолько близкие хронологические рамки, что при существующей точности стратиграфической корреляции их приходится рассматривать в рамках одной ЭТ.

Орогенные области девонского ОП, указанные на рисунке, разбросаны на поверхности Земли достаточно широко для того, чтобы считать, что выделенные в них ЭТ вызываются процессами по крайней мере внерегионального и, скорее всего, глобального масштаба. Вывод о глобальном характере ЭТ подтверждается сравнением с другими тектоническими элементами — как более стабильными (древние платформы), так и более подвижными (варисские геосинклинали).

Информация о движениях на платформах невелика. Кроме того, она имеется главным образом для северных платформ (включая Сахарскую плиту). По южным платформам данных почти нет, кроме Южно-Американской платформы, но как раз ее ритм движений не вписывается в общую картину. Малое количество данных по платформам связано с геократическим характером многих из них в девоне, особенно ранней его части, и как следствие этого ограниченным распространением отложений. Тем не менее проявление ЭТ отмечается и на платформах. Особенно хорошо это видно для позднекаледонской ЭТ, которая зафиксирована региональными поднятиями и перерывами в конце силура—начале

Хронология разных форм проявления тектонической и магматической активности в конце силура—девоне

1 — складчатость; 2 — поднятие, иногда со слабой складчатостью; 3 — орогенный импульс; 4 — значительное изменение тектонического режима; 5 — начало (местами кратковременные вспышки) орогенного вулканизма; 6 — начало геосинклинального (обычно спилит-диабазового) вулканизма; 7 — эпохи внедрения гранитов, гранитизации, метаморфизма. Длина знака соответствует не реальной продолжительности события, а диапазону, который определяется по стратиграфическим данным

Цифры на рисунке: 1–3 — Британские острова: 1 — район Оркадской впадины, 2 — район Каледонской впадины, 3 — Уэльс; 4 — Восточная Гренландия; 5 — Шпицберген; 6 — Скандинавия; 7–10 — каледонский массив Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня: 7 — зона Каратау-Таласского разлома, 8 — внутренние части массива, 9 — вулканический пояс и перивулканические впадины, 10 — Джалаир-Найманская зона; 11, 12 — Алтае-Саянская область: 11 — Западный Саян, 12 — район Минусинских впадин; 13 — Катазия (Юго-Восточный Китай); 14, 15 — Восточная Австралия (пояс Лаклан): 14 — западная часть пояса Лаклан, 15 — восточная часть пояса; 16 — Северные Аппалачи (Гаспэ); 17–21 — Реногерцинская зона: 17 — Юго-Западная Англия, 18 — Высокие Арденны, 19 — антиклиналь Кондроз, 20 — Рейнские Сланцевые Горы, 21 — Гарц, зона Гарцгерёде; 22–24 — Саксотюрингская и Центрально-Армориканская зоны: 22 — Центрально-Армориканская зона, 23 — Северные Вогезы, 24 — Саксония и Тюрингия; 25–29 — пояс центральных поднятий: 25, 26 — Армориканский массив (25 — антиклиналь Корнуайе, 26 — зона Лижерьен), 27 — Центральный массив, 28 — Средние Вогезы, 29 — Богемский массив (Баррандов синклиорий); 30–32 — платформы: 30 — Северо-Американская, 31 — Восточно-Европейская, 32 — Сибирская; 33 — Сахарская плита

девона на Северо-Американской, Африкано-Аравийской и, может быть, Восточно-Европейской платформах. Ясных следов тельбесской ЭТ, по-видимому, нигде нет. В ряде случаев наблюдается кульминация движений на уровне рэйсской ЭТ (поднятие и перерывы на Северо-Американской платформе, эпоха формирования грабенов и вулканизма рифтового типа на Восточно-Европейской платформе).

В варисских геосинклиналях Центральной и Западной Европы активные геосинклинальные процессы как бы подавляли орогенические импульсы. Поэтому последние проявляются не везде и в среднем слабее, чем в орогенных областях. Но все-таки во многих зонах с ЭТ были связаны значительные события: фазы складчатости и поднятия; рубежи между естественными этапами развития первого порядка, выраженные перестройкой тектонического режима и соответствующей сменой литологического состава пород и тектонической зональности; фазы или эпохи гранитизации и регионального метаморфизма. С позднекаледонской ЭТ коррелируется складчатость и поднятие во многих районах Реногерцинской зоны (Арденны, Рейнские Сланцевые Горы), вероятно, в Северных Вогезах, а также время становления гранитов и метаморфических пород в Центральном массиве и Средних Вогезах [Chenevoy, 1974; Nameurt, Vidal, 1973; Vialette, 1973; и др.].

С тельбесской эпохой коррелируется прежде всего существенная перестройка тектонического режима в Реногерцинской зоне (дифференциация бассейна седиментации в эйфеле, пришедшая на смену более однородному прогибанию и осадконакоплению раннего девона). С ней, по-видимому, связано также становление гранитных и метаморфических комплексов антиклинали Корнуайе в Армориканском массиве [Vidal, 1973]. Рэйсская ЭТ проявлена, как и обычно, слабее. Подчеркнем еще раз, что указанные рубежи, сопоставляемые с ЭТ, а вернее сказать, входящие в состав ЭТ, являются не второстепенными, случайно выбранными событиями, а границами первого порядка в силурийско-девонской истории развития тектонических зон европейских варисцид, в особенности Реногерцинской зоны и пояса центральных поднятий, включающего Богемский массив, Средние и Южные Вогезы, значительную часть Центрального массива и часть Армориканского массива.

Таким образом, описанные ЭТ, во всяком случае две первые из них, выделяются, если относиться к ним как к эпохам общей кульминации эндогенной активности, в орогенных областях, на территории многих древних платформ и в варисских геосинклиналях. Естественно, в каждой из этих обстановок они имеют свою специфику. К этому надо добавить, что движения, коррелирующиеся с данными ЭТ, наблюдаются, как известно, во многих других областях, в том числе многих варисских геосинклиналях (Урал, Алтай, запад Северной Америки и др.), которые здесь не рассмотрены. Так что, видимо, следует признать, что они обладают глобальным распространением.

Приведенные данные в принципе подтверждают концепцию Г. Штилле о существовании глобальных орогенических событий, но одновременно указывают на необходимость ее модернизации. Во-первых, это относится к продолжительности событий. Абсолютная продолжительность

позднекаледонской и тельбесской ЭТ в первом приближении оценивается в 10–15 млн. лет (принимая продолжительность силура – 35 млн. лет, раннего девона – 24 млн. лет, среднего девона – 16 млн. лет и получая продолжительность веков делением этих величин на количество веков). Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что это – самые короткие события, которые реально (при существующей точности стратиграфической корреляции) могут быть выделены сейчас в глобальном масштабе. Вторых, это события значительно более сложные, чем считал Г. Штилле и чем обычно принято к ним относиться. Вероятно, по истории движений ЭТ не менее сложны, чем, скажем, весь плиоцен-четвертичный этап развития Земли, с которым их можно сравнить по продолжительности, а может быть, и по характеру тектонической активности.

* * *

Данная статья, хотя и основана на результатах более планомерных исследований (см. ссылки в тексте), естественно, не может расставить все точки над "и" в вопросе существования глобальных орогенических событий. Все вышеизложенное, однако, свидетельствует о существовании глобального ритма движений. Он выражается как в относительно коротких кульминациях тектонической и магматической активности, которые выделяются под названием эпох тектогенеза (ЭТ), так и в более продолжительных событиях, описанных под названием орогенных периодов (ОП). При выделении и изучении тех и других необходимо считаться с тем, что это – сложные события, форма проявления которых меняется по латерали; также меняется их интенсивность вплоть до того, что во многих районах они могут вообще не оставлять видимых следов (обычно в очень стабильных районах, с одной стороны, и, напротив, в очень подвижных областях с энергичными "собственными" – региональными движениями – с другой). Наличие событий такого рода – одновременных глобальных ОП и ЭТ – должно обязательно учитываться при разработке моделей процесса тектогенеза. Заметим в этой связи, что учет взаимосвязанности тектонических процессов в глобальном масштабе, свидетельства о которой в настоящее время вряд ли можно игнорировать, представляет сильную сторону "глобальных" концепций тектогенеза (контракционной, новой глобальной тектоники). И, наоборот, недоучет этого обстоятельства является, по мнению автора, серьезным недостатком моделей, исходящих только из вертикального перемещения вещества; такие модели, по-видимому, не могут объяснить глобальной упорядоченности и одновременности тектонических процессов.

А B S T R A C T

Mountain-building periods (MP) and epochs of tectogenesis (ET) are global events. MP are long stages in the development of the Earth (Devonian, Late Paleozoic and Late Cenozoic) in the course of which mountain building, molasse accumulation and orogenic volcanism were most widely developed. The paper is based on results of the former works of the author [Leonov, 1972, 1976, 1978]. The author states that MP are the following

events: 1) repeated (ancient MP and Late Cenozoic one are identical); 2) superposed, that is they are not related genetically to the previous development of the areas involved, including geosynclinal areas; 3) global (mountain building within and outside geosynclinal belts and other processes, such as rifting, epeirogenetic uplift of continents, etc. outside mountain-building areas). ET are shorter climaxes of tectonic and magmatic activity, manifested in areas of different tectonic regime. They are dealt with by way of example of Late Silurian and Devonian mountain building, geosynclinal, cratonic areas. Three ET are distinguished in this time interval: Late Caledonian, Tebess and Reusse. They are complex phenomena consisting of different types of events (Fig.). A ET includes regional phases that are partially non-synchronous, but on the whole they occurred in a limited time span. The duration of the latter is that of the ET. The duration of each of the abovementioned ET is about 10–15 m.y. It is noteworthy that they are the shortest events that may be distinguished on a global scale (due to limited possibilities of stratigraphic methods).

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Об эндогенных режимах материков. – Геотектоника. 1974, № 3.
Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967.
Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. – Геотектоника, 1972, № 2.
Леонов Ю.Г. О некоторых методических предпосылках корреляции тектонических движений. – Геотектоника, 1976а, № 6.
Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976б.
Леонов Ю.Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах. – В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978.
Мазарович А.Н. О ритме в истории Земли. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, т. 18, вып. 5–6.
Мецзяков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965.
Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойной Евразии. – М.: Наука, 1975.
Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
Шлезингер А.Е. О причинах разного понимания природы орогенных структур. – Геотектоника, 1975, № 2.
Шульц С.С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. – Науч. докл. высшей школы. Геол.-географ. науки, 1958.
Booy Tom, de. Mobility of the earth's crust: a comparison between the present and the past. – Tectonophysics, 1968, v. 6, N 3.
Chenevoy M. Le massif Central. – In: Géologie de la France. Doin. Paris, 1974, v. 1.
Coney P.J. The geotectonic cycle and the new global tectonics. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, N 3.
Dickinson W.R. Plate tectonics models of geosynclines. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10, N 2.
Hameurt J., Vidal Ph. Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges. – Bull. Soc. géol. Fr. Sér. 7, 1973, v. 15, N 3/4.
Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verl. Gebr. Borntraeger, 1924.
Vialette V. Age des granites du Massif Central. – Bull. Soc. géol. Fr. Ser. 7, 1973, v. 15, N 3/4.
Vidal Ph. Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du massif Armoricaïn. – Bull. Soc. géol. Fr. Sér. 7, 1973, v. 15, N 3/4.

ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД “ТЕТИСНОГО” ПРОИСХОЖДЕНИЯ

УДК 551.242.2 (479)

Ш.А. АДАМИЯ, Г.С. ЗАКАРИАДЗЕ, М.А. КЕКЕЛИЯ,
М.Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ, И.Д. ШАВИШВИЛИ

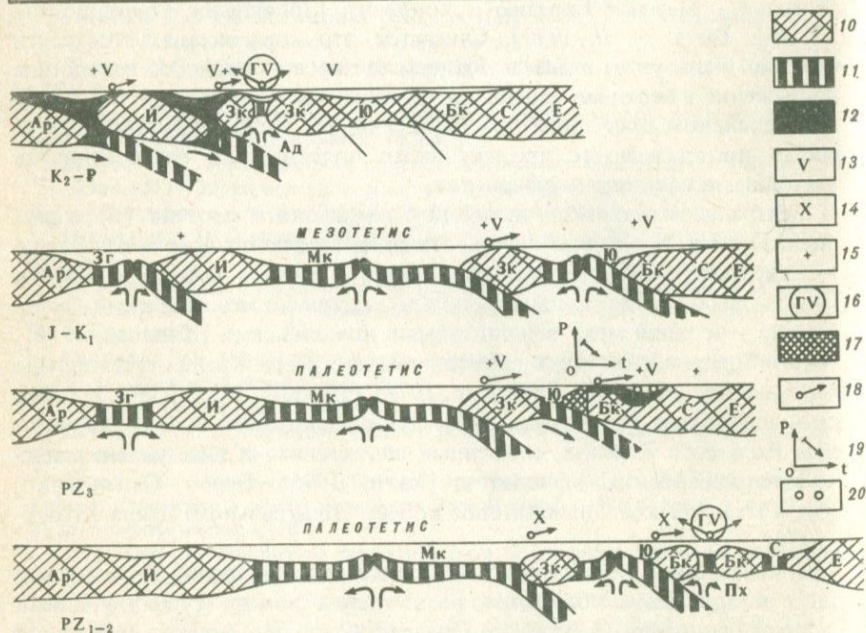
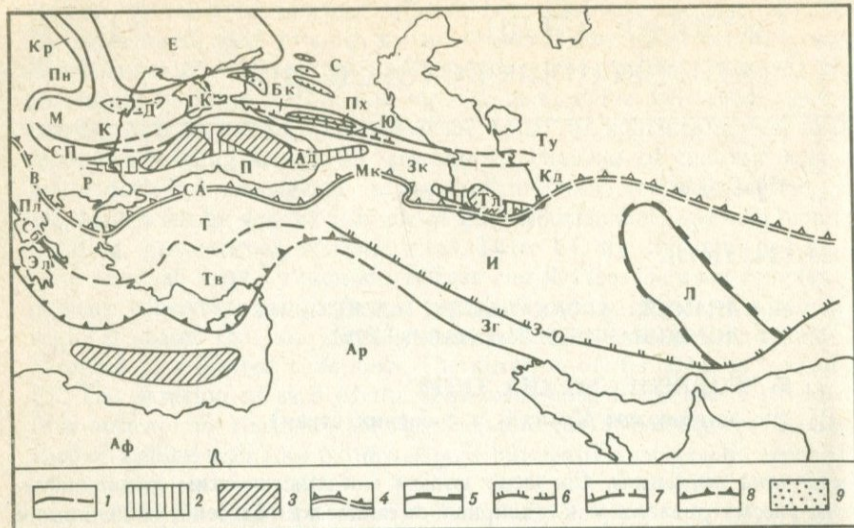
К ПРОБЛЕМЕ ОКЕАНА ТЕТИС (по материалам Кавказа и соседних стран)

Постановка проблемы. Согласно новым мобилистическим концепциям, Тетис рассматривается как обширный океанический бассейн, разделявший в палеозое – мезозое Евразию и Гондвану [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Biju-Duval et al., 1977]. Считается, что кора океана Тетис почти полностью была уничтожена в позднем мезозое – кайнозое вследствие ее погружения в верхнюю мантию по древним зонам субдукции. В Альпийско-Гималайском орогенном поясе сохранились лишь незначительные ее останцы, представленные протяженными поясами или разрозненными аллохтонными пластинами офиолитов.

В центральном отрезке Альпийско-Гималайского орогена (Балканы, Турция, Кавказ, Иран) наиболее протяженные офиолитовые пояса Вардара – Северной Анатолии – Малого Кавказа – южного побережья Каспия и Оман – Загрос – Тавра сложены преимущественно мезозойскими (верхний триас – верхний мел) офиолитовыми комплексами [Книппер, 1975], однако в Северной Анатолии и на южном побережье Каспия установлены и палеозойские офиолиты [Stöcklin, 1974; Fourquin, 1975; и др.]. К более мелкомасштабным структурам относятся офиолитовый пояс Передового хребта Большого Кавказа, сложенный аллохтонными пластинами ранне- и среднепалеозойских офиолитов [Хаин, 1975; Белов, Омельченко, 1976], и мезозойское “офиолитовое кольцо” Центрального Ирана [Stöcklin, 1974].

Фрагментарность имеющейся геологической информации и различный подход к проблеме объясняют расхождения между существующими моделями эволюции Альпийско-Гималайского орогенного пояса или отдельных его сегментов, обзор которых дан в работах Б. Бiju-Дювала с соавторами [Biju-Duval et al., 1977], В.Е. Хаина [Khain, 1977] и И. Штёклина [Stöcklin, 1974].

При палеотектонических реконструкциях наиболее перспективным представляется комплексный подход, который подразумевает: 1) анализ данных по внутреннему строению и возрасту альпинотипных офиолитовых комплексов и выделение шовных офиолитовых зон, разделяющих континентальные блоки с различной историей геологического развития; 2) изу-



Основные тектонические единицы Кавказа и сопредельных стран и качественные палинспастические реконструкции по субмеридиональному профилю через Кавказ-Загрос

1 - границы тектонических зон; 2 - интрадуговые рифты; 3 - безграницные области Средиземного (восточная часть), Черного и Каспийского морей; 4 - Вардарско-Анатолийско-Малокавказский офиолитовый пояс; 5 - офиолитовое кольцо Центрального Ирана; 6 - Загросско-Оманский офиолитовый пояс; 7 - Большекавказский пояс метаофиолитов; 8 - современная зона субдукции Восточного Средиземноморья; 9 - "киммериды" в составе молодых платформ; 10, 11 - кора: 10 - континентальная, 11 - океаническая; 12 - обдущированные аллохтонные плас-

чение пассивных и активных окраин океанических бассейнов, причем особое значение имеет исследование активных окраин, характеризующихся островодужным или окраинно-континентальным магматизмом с закономерной петрохимической зональностью, развитием парных метаморфических поясов, определенным формационным набором осадочных образований; 3) анализ существующей информации по кинематике плит.

Предлагаемая модель эволюции Тетиса в центральном сегменте Альпийско-Гималайского орогена основана на комплексе вышеперечисленных данных.

Палеотетис. Основная ветвь палеозойского океана Тетис, по-видимому, маркируется офиолитовой шовной зоной Северной Анатолии – Малого Кавказа – южного побережья Каспия. Этот шов разделяет две крупные геотектонические единицы с контрастной палеозойской геологической историей, относящиеся к двум разным биостратиграфическим провинциям [Н. Termier, G. Termier, 1974]. К югу от шва располагается пассивная окраина Тетиса – карбонатный шельф Африкано-Аравийской платформы, почти лишенной проявлений герцинского магматизма, метаморфизма и складчатости (рисунок).

В пределах северной провинции развиты эвгеосинклинальные и орогенные формации, интенсивно проявлены процессы герцинского магматизма, метаморфизма и складчатости. Для кавказской части этой провинции выделен ряд структурно-морфологических единиц, подобных структурам активных окраин современного тихоокеанского обрамления [Adami et al., 1977]. Непосредственно севернее шва расположен Понтийско-Закавказский срединный массив – островная дуга, в палеозойских гранитоидах которой отмечается латеральная геохимическая зональность с увеличением содержания щелочей и литофильных элементов с юга на север. Уровень содержания редких элементов в них приближается к толеитовому типу [Гаусон, 1977]. В области Южного склона Большого Кавказа дуга смыкается с Большекавказской островодужной системой, палеозойские гранитоиды которой характеризуются также независимой

← (Окончание подписи к рисунку)

тины офиолитов и метаофиолитов; 13 – “андезитовый” вулканизм; 14 – плагиограниты и диориты; 15 – граниты; 16 – “контрастный” вулканизм интрадуговых рифтов; 17 – “аккреционная призма” метаофиолитов; 18 – петрохимическая полярность магматических пород; 19 – метаморфическая полярность (Р – давление, t – температура); 20 – континентальная моласса

Основные тектонические элементы: Е – Восточно-Европейская платформа, М – Мизийская плита, С – Скифская плита, Ту – Туранская плита, Д – Добруджа, Кр – Карпатская складчатая система, СП – Старая Планина, К – зона Котел, ГК – Горный Крым, Бк – складчатая система Большого Кавказа, Пх – Палеозойский рифт Передового хребта, Ю – зона южного склона Большого Кавказа, Пн – Паньонская впадина, Р – Родопский срединный массив, П – Понтийский срединный массив, Зк – Закавказский срединный массив, Ад – мел-палеогеновый Аджаро-Черноморский рифт, Тл – мел-палеогеновый Талыш-Южнокаспийский рифт, Кд – Копетдаг, В – Вардарский офиолитовый пояс, СА – офиолитовый пояс Северной Анатолии, Мк – Малокавказский офиолитовый пояс, Пл – Пелагонийский массив, Т – Турецкая квазиплатформа, И – Иранская квазиплатформа, Л – Лутский блок, Сб – Субпелагонийская зона, Эл – Эллиниды, Тв – Тавриды, Зг – складчатый пояс Загроса, З-О – Загросско-Оманский офиолитовый пояс, Аф и Ар – Африкано-Аравийская платформа

северной полярностью. По уровню содержания редких элементов они отвечают известково-щелочным гранитоидам [Гаусон, 1977]. В фронтальной части Большекавказской дуги представлены метаофиолиты — аккреционная призма океанической коры, — которые проявляют четкую метаморфическую зональность с уменьшением давления в северном направлении [Адамия и др., 1978]. Предполагается, что в нижнем — среднем палеозое эти две островные дуги разделял Большекавказский малый океанический бассейн, останцы коры которого сохранились в виде метаофиолитов аллохтонных офиолитовых комплексов Передового хребта, шарьированных из корневой зоны на север в верхнем палеозое [Адамия и др., 1978]. Характер зональности гранитоидов палеоостровных дуг указывает, по-видимому, на функционирование вдоль их южных границ наклоненных на север зон субдукции.

Внутри Большекавказской островной дуги в раннем и среднем палеозое формировался рифт Передового хребта. Геохимические особенности вулканитов этой структуры позволяют отнести ее к типу интрадуговых, развитых на коре субконтинентального типа [Adamia et al., 1977]. Севернее Большекавказской островной дуги в раннем и среднем палеозое располагалось окраинное море Предкавказья, эвгеосинклинальные осадки которого ныне слагают метаморфизованный эпигерцинский фундамент Скифской молодой платформы [Adamia, 1975; Adamia et al., 1977]. В верхнем палеозое происходит закрытие Большекавказского малого океанического бассейна и причленение Закавказской дуги к Большекавказской. Этот процесс сопровождается шарьированием офиолитовых пластин на север, отмиранием интрадугового рифта и мелководно-наземным кислым и андезитовым вулканизмом в пределах островных дуг.

Мезотетис. Палинспастические реконструкции для конца палеозоя — раннего мезозоя [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Biju-Duval et al., 1977] свидетельствуют о сквозном существовании океанического Тетиса, широко раскрывшегося на восток.

Северная ветвь Мезотетиса, по-видимому, совпадает в основном с Палеотетисом. Она маркируется офиолитами Вардара, Северной Анатолии и Малого Кавказа [Пейве, 1969; Книппер, 1975; и др.]. Понт и Кавказ, расположенные к северу от Мезотетиса, продолжают развиваться как активная окраина, в составе которой выделяются Понтийско-Закавказская островная дуга и окраинное море Большого Кавказа [Адамия и др., 1977]. На островной дуге в мелководно-островной среде проявляется андезитовый вулканизм, локальный в среднем — верхнем триасе (Болгария, Крым, Северный Кавказ) и охвативший обширную территорию в юре — неокоме. Для юрско-неокомского андезитового пояса, характеризующегося значительной ролью низкокальциевых известково-щелочных пород, установлена четкая северная полярность. В тылу у островной дуги располагалось окраинное море Большого Кавказа — область относительно глубоководного осадконакопления и базальтового вулканизма, характер которого позволяет допустить локальный спрединг в ранней юре [Адамия и др., 1977].

Вместе с тем уже в начале мезозоя происходит существенная перестройка структурного плана юго-восточной части исследуемой области.

Центральный Иран — Эльбурс отчленяется от Аравийской платформы молодой южной ветвью Тетиса — Мезогеей [Stöcklin, 1974; Ricou et al., 1975] и дробится на отдельные блоки, разделенные малыми океаническими бассейнами, которые в современной структуре маркируются офиолитовым меланжем Ирана [Stöcklin, 1974].

Начиная с юры Центральный Иран характеризуется линейными поясами известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма (линия Урмия — Дохтар) и может рассматриваться как северная активная окраина (система островных дуг) Мезогим [Stöcklin, 1974], отделенная от Понтийско-Закавказской островной дуги Малокавказской ветвью Мезотетиса.

В раннем мезозое граничная линия, разделяющая северную и южную фаунистические провинции, следует вдоль Северо-Анатолийской шовной зоны, примерно совпадая здесь с палеозойской линией раздела. Однако далее на восток она смещается на юг от последней в шовную зону внутреннего Загроса [Epaу, 1976; Stöcklin, 1974], заставляя предположить, что аналогично смещается ось обширного океанического бассейна.

Дискуссионным является существование западной — Памфилийской ветви Мезогей [Ricou et al., 1975]. Монотонная карбонатная седиментация, господствующая в Тавре с палеозоя вплоть до верхнемелового времени, и его неизменная принадлежность к южной фаунистической провинции являются вескими аргументами, позволяющими рассматривать мезозойский Тавр как часть Аравийской платформы.

Коллизионная стадия. Альб — верхний мел — основное время шарьирования офиолитовых пластин на континентальные окраины Тетиса. Этот процесс сопровождается интенсивным, преимущественно известково-щелочным вулканизмом на Понтийско-Закавказской и Иран-Эльбурской активных окраинах. На Кавказе верхнемеловые вулканические серии теряют полярность и характеризуются крайней неоднородностью составов и трендов дифференциации [Адамия и др., 1977]. Следует подчеркнуть, что в этот период происходят существенные изменения в кинематике плит. В частности, левостороннее продвижение Африканской плиты сменяется на правостороннее [Biju-Duval et al., 1977]. В верхнем мелу поглощается, очевидно, океаническая кора Северо-Анатолийско-Малокавказской ветви Тетиса, причем процесс коллизии продолжается и в палеогене, когда шовная зона остается тектонически активной [Книппер, 1975; Адамия и др., 1977].

Можно предположить, что в верхнем мелу, в период интенсивного дробления карбонатного шельфа Тавра [Ricou et al., 1975], зарождается западная ветвь Мезогей, которая уже в раннем палеогене развивается в глубоководный бассейн, ныне маркирующийся выходами палеоценовых толеит-базальтовых серий, ассоциирующих с глубоководными осадками в Иранском Курдистане — Южной Анатолии [Braud, Ricou, 1975]. Субдукция вдоль северного края этого бассейна обуславливает вулканическую активность, впервые проявившуюся к югу от Северо-Анатолийского шва в палеогене [Адамия и др., 1977].

В тылу андезитовых островодужных поясов в верхнем мелу — нижнем палеогене развиваются интрадуговые и окраинные бассейны Бургас-Черно-

морско-Аджаро-Триалетский, Тальш-Южно-Каспийский и Караджский — области растяжения и базальтового вулканизма. Палинспастические реконструкции для верхнего мела — палеогена, стирание граней между фаунистическими провинциями, характер вулканизма на активных окраинах свидетельствуют о сильном сокращении океанического пространства и переходе от океанической стадии развития к средиземноморской [Адамия и др., 1977].

Вместе с тем следует предположить, что реликты океанической коры сохранились в Мезогее и в неогене, причем поглощение этих реликтов вдоль падающих на север зон субдукций определило формирование субширотного неовулканического пояса Альпийско-Гималайского орогена. Известково-щелочные и шошонитовые серии этого пояса характеризуются четкой северной полярностью.

Континентальная коллизия в условиях продолжающегося сжатия, вызванного вращением Африкано-Аравийского континента против часовой стрелки [Biju-Duval et al., 1977] и особенно интенсивным продвижением Аравии на север в связи с раскрытием Красноморского рифта, приводит к формированию широкой зоны континентальной деформации, дроблению коры и преимущественно левостороннему сдвиговому движению ее отдельных блоков [Mc Kenzie, 1972]. В местах максимального сжатия образуются поперечные разломные структуры с тенденцией к раздвижению, вдоль которых щелочно-базальтовые и щелочно-базальт-трахитовые плиоцен-четвертичные серии типа континентальных рифтов пространственно совмещены с известково-щелочными сериями (Транскавказская и Ванская системы разломов).

ABSTRACT

The Paleozoic to Present evolution of the Tethyan basins is considered basing on ophiolite geology, reconstruction of continental margins and plate kinematics.

It is suggested that the North Anatolian—Minor Caucasian Paleozoic-Mesozoic ophiolitic belt and South Caspian ophiolites mark the major suture of the Paleotethys, dividing its southern passive margin (carbonate shelf) from the northern Pontian—Caucasian—Turanian active margin. The Caucasian part of the latter comprises (from south to north) Transcaucasian island arc, Great Caucasian small oceanic basin, Great Caucasian island arc with Fore-range interarc rift and North Caucasian marginal sea, each characterised by typical magmatic metamorphic and sedimentary facies.

In the Upper Paleozoic partial collision of the Transcaucasian and Great Caucasian island arcs occurs. Oceanic crust of the Great Caucasian basin partly welds to the Great Caucasian arc (metaophiolites of the accretional prism) and partly thrusts over the latter into the Fore-range zone. Despite these important changes, the northern frame of the Paleotethys continues to develop as an active margin up to the end of the Paleozoic, when an important calc-alkaline volcanic activity occurs on both island arcs.

The major suture line of the Mesotethys follows the North Anatolian ophiolitic belt, nearly coinciding here with the Paleozoic suture but eastward it

shifts south, into the Inner Zagros zone. South of the suture the Taurus-Inner Zagros carbonate shelf uninterruptedly evolves from the Paleozoic, whereas its northern frame represents a West Pacific type active margin, consisting of the two independent Pontian-Caucasian and Central Iran-Alborzian island arc systems, divided by the Minor Caucasian oceanic basin. The latter is reduced into the northern comparatively narrow branch of the Mesozoic Tethys.

In the Upper Cretaceous-Paleogene oceanic spaces are strongly reduced and the Tethys passes from the oceanic to mediterranean stage of evolution. In this early stage of continental collision several young deep-marine basins are formed - intensely developing south-western branch of the Tethys divides Taurus-Anatolia from the Arabian shelf. Within the Pontian-Transcaucasian island arc the Burgas-Black Sea-Adjarian and Talysh-South Caspian interarc rift basins originate that represent the areas of alkaline to tholeiitic basaltic volcanism and deep-marine sedimentation.

After the Paleogene the North Anatolian-Minor Caucasian suture line remains passive but subduction seems to occur along the northern margin of the Taurus-Zagros basin, triggering andesitic and shoshonitic volcanism of Anatolia-Pontides, Caucasus and Central Iran-Alborz, that reveals a distinct northern polarity.

In the Upper Miocene-Quaternary, under conditions of ongoing continental convergence, within the wide zone of crustal deformation and fragmentation important systems of transversal tensional fractures are formed (Transcaucasian and Van Lake systems), where continental rift-type alkaline volcanics coincide in space and time with andesitic series.

ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А., Абесадзе М.Б., Кекелия М.А. и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта. - Докл. АН СССР, 1978, т. 24.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, № 4.

Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. - Геотектоника, 1976, № 2.

Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. - Геотектоника, 1977, № 2, 3.

Книппер А.Л. - Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.

Тусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, 1975, № 1.

Adamia Sh.A. Plate tectonics and the evolution of the alpine system (Discussion). - Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 5.

Adamia Sh.A., Buadze V.L., Shavishvili I.D. The Great Caucasus in the Phanerozoic: a geodynamic model. - In: Metallogeny and plate tectonics. IGCP - correlation project N3. Belgrad, 1977.

Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pishon X. From the Tethys ocean to Mediterranean seas:

a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. — In: Structural history of the Mediterranean basins. Paris: Technip, 1977.

✓ *Braud J., Ricou L.E.* Elements de continuité entre le Zagros et la Taurique du Sud-Est. — Bull. Geol. Soc. France, 1975 (7), t. 17.

Énay R. Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassiques) et domaines biogéographiques nord et sud Tethysiens. — Bull. Soc. Geol. France, 1976, t. 18, № 2.

Fourquin C. L'Anatolie du Nord-Est, marge meridionale du continent européen, history paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Sécondaire et la Tertiaire. — Bull. Soc. géol. France, 1975, t. 17, № 6.

Khain V.E. Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. — In: Structural history of the Mediterranean basins. Paris: Technip, 1977.

McKenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region. — Geophys. J., 1972, t. 30, N 2.

✓ *Ricou L.E., Argyriadis I., Marcoux J.* L'axe calcaire du Taurus un alignement de fenêtres arabo-africaines sous nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. — Bull. Geol. Soc. France, 1975, t. 17, N 6.

Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran. — In: The geology of continental margins/Ed. C.A. Burke and L.C. Drake. New York; Berlin: Springer Verl., 1974.

Termier H., Termier G. Distribution des faunes marines dans le sud de la Tethys et sur la bordur séptantrionel du Gondvana au cours du Paléozoïque Superieur. — Ann. Soc. geol. Belg., 1974; t. 97.

УДК 551.24

А.А. БЕЛОВ, Ю.Г. ГАТИНСКИЙ, А.В. МИШИНА

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО И БИРМАНО-ИНДОНЕЗИЙСКОГО СЕГМЕНТОВ ПАЛЕОТЕТИСА

Под Палеотетисом авторы понимают древний океан, разделявший в палеозое и начале мезозоя Гондвану и континенты северного ряда. В современном плане ему отвечает обширная область проявления палеозойских и мезозойских складчатостей и преимущественного развития морских, в том числе глубоководных, формаций верхнего докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя. Она расположена между Русской и Китайской платформами, Таримским массивом и структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса на севере, Африкано-Аравийской и Индийской платформами и обрамляющими их миогеосинклинальными зонами на юге (рисунок, вкл.). Примерно по меридиану 90° в.д. (для Гималаев — 95°) эта область делится на два сегмента: западный (Альпийско-Гималайский) и восточный (Бирмано-Индонезийский).

В позднем докембрии площадь обоих сегментов Палеотетиса была занята океаническим бассейном Прототетиса, в пределах которого располагался ряд массивов добайкальской консолидации (микроконтинентов): Молданубикум, Франко-Испанский, Родопский, Индосинийский и др. В результате байкальской складчатости, активно проявившейся вдоль краев Прототетиса, но, по-видимому, слабо затронувшей микроконтиненты, в южной части западного сегмента завершились процессы

166

формирования континентальной коры, и она прицленилась к Гондване [Хаин, 1970, 1977; Белов, 1976, 1978].

В раннем—среднем палеозое незамкнувшаяся в байкальскую эпоху область Прототетиса была унаследована Палеотетисом. Каледонская складчатость в позднем ордовике — раннем девоне проявилась интенсивно только на востоке Бирмано-Индонезийского сегмента в Катазии [Тектоника Евразии, 1966] и значительно слабее — в его северной части (Циньлиншань и Южный Циньлин), которая, по-видимому, была связана с южной ветвью каледонид Центрально-Азиатского пояса [Huang, 1978].

Главным временем складчатости, шарьяжеобразования и тектонического сгущивания в обоих сегментах явилась герцинская эпоха.

В Альпийско-Гималайском сегменте эти процессы охватили всю территорию, оставшуюся незамкнутой после байкальского тектогенеза, и захватили ее континентальные окраины. Они проявились в Западно-Европейской области и на Севере Африки, на островах Корсики и Сардинии, на Апеннинском полуострове, в Карпатской области и на Балканском полуострове, в Западной Анатолии, на Кавказе, на территориях Скифской и южной части Туранской плит до Северного Афганистана, на Северном Памире и в Куьльуне. В западной части пояса они привели в середине карбона к образованию единого Еврафриканского континента.

Широкое распространение позднепалеозойских гранитов, моласс, наземных вулканитов, возникновение крупных областей суши и горных сооружений позволяют сделать вывод о сформировании на этой территории нормальной континентальной коры.

Узкая зона, не затронутая герцинской складчатостью, протягивалась в виде остаточного Палеотетического бассейна от южного склона Большого Кавказа (Сванетия) через Каспийское море, включая Южно-Каспийскую впадину, по южному подножию Копетдага до границы Ирана и Афганистана (районы городов Мешхед и Герат). Далее она намечается вдоль Главного Гиндукушского разлома (исследования В.И. Дронова и др.) и продолжается в Дарваз-Сарькольской и Каракульской зонах Северного Памира. На Памире уже можно предполагать существование активных зон спрединга и разрастания океанического дна в позднем палеозое. Западным окончанием этой зоны являлись эпиконтинентальные морские бассейны Динарид, Северной Венгрии и Южных Альп, Тосканской области Апеннин и Сицилии, где известны преимущественно терригенные и карбонатные верхнепалеозойские отложения.

В Бирмано-Индонезийском сегменте герцинская складчатость, имевшая место в конце девона—середине карбона, охватила главным образом северные части Палеотетиса, заключенные между Китайским континентом и микроконтинентами Тарим, Синобирмания и Индосиния. В результате были консолидированы и присоединены к Евразии и Китайскому континенту обширные площади в Восточном Тибете, Сикане, Циньлине, Юньнани [Вергунов и др., 1977]. Интенсивное проявление герцинского тектогенеза на северо-востоке Синобирмании и вокруг Индосинии не привело к полной консолидации юго-восточного

фланга Палеотетиса. Здесь, по-видимому, сохранились реликтовые глубоководные зоны, проходившие через Северный Таиланд, Западную Кампучию и Западную Малайзию [Гатинский, Виноградов, 1977]. Существование такой же зоны, предполагавшейся на северо-западе Вьетнама, нельзя считать окончательно доказанным, так как здесь пока не установлены надежно обоснованные глубоководные отложения верхнего палеозоя.

В триасе различные участки Палеотетиса подверглись складчатым, а их континентальные окраины — глыбовым дислокациям, интенсивность которых была максимальной в позднем триасе, в связи с чем они могут быть отнесены к ранним киммеридам. Масштабы проявления этих дислокаций и дальнейшее развитие сегментов различались.

В Альпийско-Гималайском сегменте реликтовая зона Палеотетиса испытала сжатие и складчатость в позднем триасе. В это же время произошло замыкание моногеосинклинальных прогибов ее северной окраины — Мангышлакского, Банди-Туркестанского, Западно-Кавказского, Приазовского. Сильное влияние раннекиммерийской складчатости отразилось также и на территории Ирано-Афганских блоков, бывших краевых частях Гондваны, превратившихся к этому времени в микроконтиненты в результате расколов, начавшихся еще в перми (Тавр, Загрос, Оман и др.). Эти расколы привели к образованию рифтовых структур и определили собой положение будущего Мезотетиса. Они имели четко наложенный секущий характер и по отношению к герцинидам западной части пояса, возникшим из Палеотетиса. К позднему триасу ко времени раннекиммерийской складчатости Мезотетис представлял собой уже широкий бассейн с океанической корой.

Продолжением западной части Мезотетиса, по-видимому, служил океанический бассейн, существование которого в мезозое предполагается между Индией и Тибетом. Его заложение произошло в карбоне или перми по системе субширотных грабенообразных впадин, а активное раскрытие, проходившее подобно раскрытию Красного моря, началось с конца перми — начала триаса [Crawford, 1974; Н. Termier, G. Termier, 1976]. Реликты коры этого бассейна сохранились в шве Инда на северном склоне Гималаев. Сходство палеозойских миогеосинклинальных разрезов к северу и югу от линии Загроса и шва Инда доказывает структурное единство этих территорий до образования Мезотетиса и их принадлежность к Гондване.

В Бирмано-Индонезийском сегменте в позднем палеозое и триасе происходило постепенное сближение континентальных массивов и закрытие разделявших их глубоководных бассейнов с корой океанического типа. Одновременно на южной окраине Китайского континента произошли расколы, приведшие к формированию локальных рифтовых структур. Одной из них являлся прогиб р. Да (Черной) на северо-западе Вьетнама, близкий по характеру своего развития и химизму вулканических образований к кайнозойским структурам запада Северной Америки [Гатинский, 1978].

В позднем триасе произошло столкновение микроконтинентов восточного сегмента с Китайским континентом, сопровождавшееся складчато-

стью, развитием надвигов и широким проявлением корового магматизма. В результате возник единый континентальный массив Юго-Восточной Азии, причленившийся к Евразийскому континенту, по-видимому, вдоль южной окраины Монголо-Охотского пояса и в пограничных районах Китая и Кореи [Городницкий и др., 1978]. В дальнейшем на юго-западе этот массив последовательно обрастал позднекеммерийскими и альпийскими структурами, закладываясь на океанической коре раскрывавшегося Мезотетиса и на востоке, возможно, незамкнувшейся части Палеотетиса [Мишина, 1979]. Процессы рифтогенеза и заложение Мезотетиса, отделившего Синобирманию от остальной части Гондваны, произошли здесь гораздо раньше — в начале карбона, а может быть, и в конце девона.

Таким образом, устанавливается хорошая коррелируемость проявления однотипных тектонических процессов в обоих сегментах Палеотетиса.

Определенная специфика развития Бирмано-Индонезийского сегмента обуславливается, вероятно, его положением в длительно существовавшем раструбе Палеотетиса, открывавшемся в Палеотихий океан.

Авторы полагают, что доальпийская часть Средиземноморско-Индонезийского складчатого пояса, возникшая на месте Палеотетиса, является важнейшей планетарной структурой. Она как и более молодая альпийско-кайнозойская часть этого пояса, на ранних и средних стадиях своего развития распадалась на отдельные сегменты, однако главные эпохи проявления тектоно-магматических событий в ее пределах совпадали, хотя природа их не всегда была одинаковой. В настоящее время на обоих концах пояса в Средиземном море и Индонезии наряду с наращиванием континентальной коры происходит ее деструкция с формированием глубоководных котловин, что указывает на незавершенность здесь геосинклинального процесса. В то же время в средней части пояса от Кавказа до Индокитая альпийское геосинклинальное развитие полностью завершено и наблюдается лишь глубинная сейсмическая активность, сопровождающаяся внутриконтинентальными блоковыми подвижками [Петрушевский, 1970а,б; Molnar, Burke, 1977]. Следовательно, если по характеру альпийского и даже всего фанерозойского развития площадь Тетиса делится на два сегмента, границы которого не были постоянными, то по времени замыкания здесь могут быть выделены один центральный и два краевых сегмента.

А Б С Т Р А К Т

1. In the Late Precambrian the area of both segments of Paleotethys was occupied by an oceanic basin of Prototethys within which some massifs of pre-Baikalian consolidation (microcontinents) are located. As result of Baikalian folding actively manifested on the margins of Prototethys and hardly touching upon microcontinents, a considerable part of the Prototethys of the Alpine-Himalayan sector became attached to Gondwana.

2. In the Early-Middle Paleozoic the Prototethys area not closed in the Baikalian epoch was inherited by Paleotethys. The Caledonian folding in the

Alpine-Himalayan segment was very poorly manifested, and in the Burma-Indonesian segment intensively manifested itself in the south-east of Catasia (at the end of Ordovician to the beginning of Devonian) being likely related to the southern branch of caledonides of the Central-Asian belt.

3. The main epoch of folding, napping, tectonic piling in both segments was the Hercynian epoch.

In the Alpine-Himalayan segment these processes in the middle of Carboniferous resulted in formation of the single Eurafrican continent. A narrow residual zone stretched from the southern slope of the Greater Caucasus via the Caspian Sea along the southern foot of the Kopet-Dag to the Iran-Afganistan boundaries, and further on along the Major Gindukush fault to the joint with the Darvaz-Sarykol and Karakul zones of the North Pamirs. The epicontinental marine basins of Dinarides, North Hungary and Southern Alps served the western termination of this zone.

In the Burma-Indonesian segment the Hercynian folding of the beginning-middle Carboniferous involved the northern areas of Paleotethys. It manifested itself in the north-east of Sinoburmania (North-Eastern Tibet, Burma, Western Malacca) and around Indosinia (Indochina, Kalimantan, Eastern Malacca). In the south-west of China the Hercynian tectogenesis resulted in a partial collision of continental massifs in Sinoburmania and Catasia.

4. In the Late Paleozoic-Triassic a narrow relic zone of Paleotethys in the north of the Alpine-Himalayan segment kept on its existing. It underwent folding in the Late Triassic and can be attributed to the early Kimmerides. In the south of this segment, in the marginal part of Gondwana the first ruptures took place in the Permian (Zagros?, Oman, Pamirs, Himalayas) and the formation of the Alpine troughs of Mesotethys began. These troughs (of the rift type, at first) were of a clearly superimposed cross-cutting character relative to hercynides occurring from Paleotethys. In the Late Triassic during the early Cimmerian folding the Mesotethys was already a wide basin with the oceanic crust.

5. In the Burma-Indonesian segment in the Late Paleozoic and Triassic a gradual convergence of continental masses of Chinoburmania, Indochina and Catasia and closure of the basins with the oceanic crust separating them took place. At the same time on the southern margin of Catasia some splits took place; local rapidly closed afterwards troughs – rifts were formed. The process of collision of continental masses was completed in the later Triassic too as result of the Early Cimmerian folding. A single continental massif – the south-eastern termination of the Eurasian continents was formed here.

6. Synchronicity of manifestations of monotype tectonic processes in the Burma-Indonesian and Alpine-Himalayan segments of Paleotethys has been established. At the same time, a certain tectonic specificity of the Burma-Indonesian segment can be outlined that is likely due to its position in the socket of Paleotethys opened in the Paleo-Pacific ocean.

7. The Alpine structures of the Burma-Indonesian segment as opposed to structures of the Alpine-Himalayan segment, began their formation at the end of Paleozoic – beginning of Mesozoic on the oceanic crust of not closed areas of Paleotethys along the south-eastern margin of Eurasia.

8. The authors believe that part of the folded Mediterranean-Indonesian belt that occurred on place of Paleotethys is a united planetar structure.

As to a younger Alpine-Cenozoic area of the belt, in was also an indivisible structure at early and middle stages of development. Within its limits the major epochs of manifestation of tectono-magmatic processes in the Mesozoic and Cenozoic coincided. At present on the both ends of this area in the region of the Mediterranean Sea as well as and Indonessia, along with accretion of the continental crust, the destruction of the latter takes place. So, we can belive that geosynclinal processes have not been over yet there. In the middle part of the Mediterranean belt from Caucasus to Indochina the Alpine development has been completed, though deep seismic activity is continueing.

Thus, if by character of appearance the Alpine area can be divided into two parts, middle segment and two marginal ones are distinguished when judged by the time of closure.

ЛИТЕРАТУРА

Белов А.А. Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976.

Белов А.А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978.

Вергунов Г.П., Лепезин Г.Г., Прялухина А.Ф. Области палеозойской складчатости Китая. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977.

Гатинский Ю.Г. Пермь и триас юго-восточной части азиатского континента. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 11.

Гатинский Ю.Г., Виноградов И.В. Тектоническая и металлогеническая эволюция материковой части Юго-Восточной Азии в палеозое. М.: ВИЭМС, 1977, № 3.

Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. — М.: Наука, 1978.

Мишина А.В. Поздний палеозой и мезозой Индонезийско-Филиппинского региона. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1979, № 4.

Петрушевский Б.А. О тектонической природе Гималаев. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970а, т. 45, № 1.

Петрушевский Б.А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970б, т. 45, № 2.

Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии). М.: Наука, 1966.

Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.

Хаин В.Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 2.

Crawford A.R. A greater Gondwanaland. — Science, 1974, v. 184, N 4142.

Haung T.K. An outline of the tectonic characteristics of China. — Eclogae geol. Helv., Basle, Nov. 1978, v. 71/3.

Molnar P., Burke K. Erik Norin Penrose Conference on Tibet. — Geology, 1977, v. 5, N 8.

Termier H., Termier G. Configuration de la Téthys en connexion avec la Gondwana au Paléozoïque supérieur. — C.r. Acad. sci., 1976, D 283, N 2.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

ГЛАВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЕВРОПЕЙСКИХ АЛЬПИД

Средиземноморский складчатый пояс относится к типу межконтинентальных ортогеосинклиналей, выделяемому Г. М. Власовым и М. И. Попковой [1978] в числе пяти типов этих планетарных подвижных поясов. Он сформировался в морских, в том числе океанических, бассейнах, зажатых между двумя грандиозными континентальными массивами — Евразийским на севере и Африкано-Аравийским на юге. К тектоническим особенностям пояса относятся: заложение его на разнородной древней континентальной коре путем ее регенерации и деструкции; многочисленность срединных массивов, сконцентрированных в центральной части пояса; дугообразная форма отдельных складчатых систем, определяемая морфологией их геосинклинальной рамы; интенсивная складчатость осадочного выполнения геосинклинальных прогибов.

В длительной истории формирования Средиземноморского пояса выделяется три крупных этапа [Белов, 1978]: позднедокембрийский (Прототетис), палеозойский (Палеотетис) и альпийский (Тетис), в течение каждого из которых развитие следовало в направлении трансформации континентальной коры из океанической. Одновременно начало каждого из этапов сопровождалось рождением обширных океанических пространств. Данное обстоятельство обусловило сложности современного геологического строения пояса и многообразие свойственных ему структурных форм.

В собственно Альпийской области Западного Средиземноморья, или в Европейских Альпидах, в первом приближении можно выделить три главные составные части, принципиально различающиеся между собой возрастом, характером развития и принадлежностью к основным континентальным массивам Восточного полушария. Эти части условно именуется Северной, Центральной и Южной областями Средиземноморского пояса [Твалчрелидзе, 1978].

Океан Прототетис в позднем докембрии занимал обширные пространства между древними Восточно-Европейской и Африканской платформами. В результате сближения последних и последовавшей вслед за этим байкальской складчатостью, значительная часть Прототетиса была консолидирована и припаялась с севера к южной платформенной раме. Здесь возникли крупные континентальные массивы Аравийской, Иранской и части Индостанской платформ. Севернее, по-видимому, возникла континентальная кора переходного типа, лишенная гранитоидного каркаса [Белов, 1978], вследствие чего она легко взламывалась под воздействием последующих тектонических движений.

Металлогения этого древнего этапа в пределах Европы не продуктивна и представлена редкими и обычно незначительными колчеданно-полиметаллическими месторождениями, генетически связанными с геосинкли-

нальным вулканизмом. Такого рода месторождения местами сохранились в молданубских ядрах палеозойских массивов Центральной и Западной Европы, а в Альпийской области они известны в Добрудже (Алтын-Тепе) и частично в Восточных и Южных Карпатах.

Палеотетис получил преимущественное распространение в Северной области Средиземноморского пояса, где он унаследованно развился из остаточного докембрийского океанического бассейна, реальность которого подтверждается реликтами офиолитовых зон Большого Кавказа [Адамия и др., 1977; Надарейшвили, 1977], а также Альп, Карпат и Балкан. В девоне океан Палеотетис достиг максимального развития, охватив всю варисийскую и альпийскую Европу, север Африки, Малую Азию и Кавказ. Складчатость, спровоцированная очередным сжатием ограничивающих платформ в отличие от байкальской охватила преимущественно северную часть Средиземноморского пояса. По мнению А.А. Белова [1978], на западе возник единый Еврафриканский континент. Герцинская тектоническая эпоха полностью вывела из геосинклинального развития Центральную и Западную Европу, часть Северной Африки (Марокканская и Оранская месеты), Скифскую и Туранскую плиту. Восточно-Европейская платформа значительно разрослась в юго-западном направлении.

Таким образом, вся Северная область Средиземноморья прошла полный герцинский цикл развития и к концу его была преобразована в складчатую зону герцинид. К ней относятся Пиренеи, Альпы, значительная часть Карпат, Балканы. В течение киммерийского цикла к ним присоединились Восточные Карпаты и Большой Кавказ. Металлогения Северной области в основных чертах сходна с характерной для европейских варисцид. Месторождения, возникшие в геосинклинальный этап развития, относятся к стратиморфным колчеданной (медной и полиметаллической), сидеритовой, магнезитовой, шеелитовой рудным формациям. Первые из них размещены вдоль узкого пояса, протягивающегося на 5 тыс. км от Пиренеев на западе, через Альпы, Карпаты, Балканы в Большой Кавказ. Месторождения вулканогенно-осадочного и гидротермального типа связаны с островодужным известково-щелочным магматизмом ордовик-силурийского, а главным образом девонского возраста. Сидеритовые месторождения приурочены к тому же поясу, где образуют ряд продуктивных рудных районов. К их числу относятся Андорра и Ая-Бидасоа в Пиренеях, Штирия в Альпах (Эрцберг), Словацкое Рудогорье в Западных Карпатах (Рудняны, Добшина, Железник и др.), пояс Пояна-Рускэ в Южных Карпатах.

Собственно железорудные месторождения часто ассоциируют с марганцевыми (Даду и Кошна в Восточных Карпатах, Каммерлингальм в Берхтесгаденских Альпах и др.) либо содержат повышенные количества марганца в составе руд (Пиренеи). Магнезитовые месторождения распространены в Австрии и Словакии. Большого интереса заслуживают стратиморфные месторождения шеелита, обнаруженные в последнее время в самых различных частях Средиземноморского пояса — на Пиренейском полуострове, в Австрии, на Большом Кавказе, в Турции, а совсем недавно — в Западных Карпатах. Генетические особенности месторождений, так же как их практическое значение, заслуживают детальных исследований.

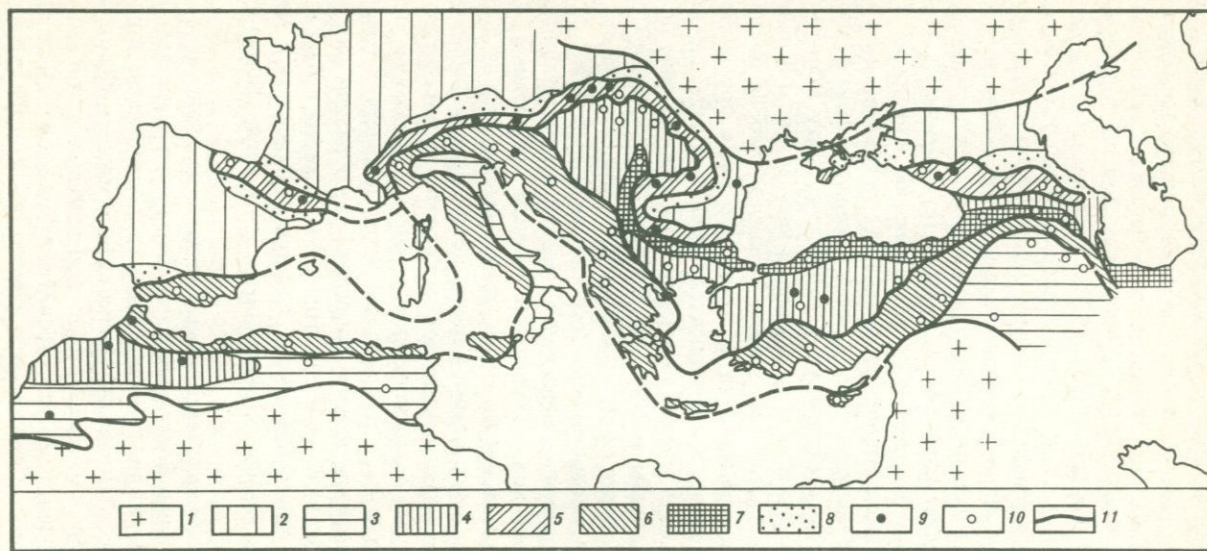


Схема металлогении европейских альпид

1 – Восточно-Европейская и Африкано-Аравийская древние платформы; 2 – эпигерцинская платформа; 3 – палеозойское складчатое обрамление Гондваны; 4 – срединные массивы; 5, 6 – складчатые области: 5 – Северная, 6 – Южная; 7 – регенерированные геосинклинали; 8 – краевые прогибы; 9, 10 – главные рудные районы с месторождениями: 9 – герцинскими, 10 – альпийскими; 11 – границы главных геотектонических единиц

Орогенный этап герцинского цикла проявился двумя стадиями, металлогеническое значение которых различно. С раннеорогенной стадией связывается дальнейшая крatonизация срединных массивов, вызванная их гранитизацией (граниты балканского типа в Родопском массиве, граниты Дзирульского массива и Уллу-даг в Турции). Крупные месторождения, ассоциирующиеся с палеозойскими синорогенными гранитами, здесь нигде не известны, хотя рудопроявления вольфрама, молибдена и пегматитовых жил распространены достаточно широко. Позднеорогенная стадия герцинского цикла в пределах Северной области оказалась весьма продуктивной. В период поздний карбон — триас в различных частях Альп, Карпат, Балкан и Большого Кавказа образовались многочисленные, порой крупные, месторождения стратиморфной свинцово-цинковой формации в карбонатных породах, стратиморфной ураново-медно-молибденовой в пермских вулканитах, телетермальной ртутно-сурьмяной. Первая из них характерна для Восточных Альп (Бляйберг) и Балкан (Седмочисленцы), вторая — для Альп (месторождения Италии, Швейцарии, Югославии), Карпат (Гемериды, Апусени), Северо-Западных и Центральных Балкан [Жуков и др., 1976]. Наконец, сурьмяно-ртутные месторождения известны в Малых Карпатах (Пезинок) и в зоне сопряжения Альп с Динаридами (Идрия).

Таким образом, в пределах Северной области герцинский цикл проявился полностью, обусловив ее полную консолидацию. В дальнейшем эвгеосинклинальный магматизм проявился в триасе и юре вдоль шовной зоны Восточных Карпат и в юре — в зоне южного склона Большого Кавказа. Здесь образовался обширный бассейн типа окраинного моря [Адамия и др., 1977], возникли месторождения медно-пирротиновой, колчеданно-полиметаллической и жильной полиметаллической и баритовой формаций.

Океан Тетис, или Неотетис, зародился в позднем триасе и уже в ранней юре достиг океанических глубин [Трюмпи, 1965]. Его распространение ограничено Южной областью, которая на крайнем западе Средиземноморья ныне представлена лишь реликтами Кабильной зоны в Алжире и отчасти Бетской зоной на юге Испании. Максимального развития эта новообразованная крупная структура достигает на севере Апеннин, откуда она переходит в Западные и Восточные Альпы, несогласно накладываясь на герциниды Северной области, затем загибается к югу в Динариды, Эллиниды, продолжаясь в восточном направлении в Тавридах и Малом Кавказе (рисунок). Повсеместно в названных провинциях устанавливается эвгеосинклинальный режим, трассируемый выходами офиолитовой формации и вулканитами известково-щелочного состава. Обширный и глубокий новообразованный прогиб Южной области был одновременно зарубцован молодой континентальной корой, формировавшейся здесь в течение орогенных этапов ранне- и позднеальпийского тектонических циклов. К неогену он был полностью замкнут и, возможно, местами здесь зарождается новый, постальпийский тектонический цикл [Штилле, 1957].

В геосинклинальном этапе развития Европейских Альпид образовались месторождения главным образом трех рудных формаций — хромитовой, медноколчеданной и колчеданно-медно-полиметаллической. Первые из

них встречаются в Западных Альпах, в ряде рудных районов Динарид (в Югославии, Албании, Греции), отчасти на Малом Кавказе, но преимущественно — в Анатолии, где расположены крупнейшие скопления хромитовых руд (Гулеман). Медноколчеданные месторождения относятся к кипрскому типу, который отличается от других представителей колчеданной группы формаций связью с недифференцированными толеитовыми базальтами, входящими в состав офиолитовых комплексов, и медным составом руд (почти без цинка при полном отсутствии свинца). Такие месторождения известны в Тоскане, Югославии, на Кипре и в Анатолии (Эргани-Маден); недавно они обнаружены в Омане.

Колчеданно-полиметаллические месторождения характеризуют металлогению Динарид. При этом в Югославии они относятся к поздне триасовому возрасту [Карамата, 1977], а в Албании и Греции являются более молодыми. С геосинклинальным магматизмом Южной области связан и ряд месторождений железорудной формации вулканогенного типа (Вареш в Югославии). К орогенному этапу развития Южной области относится образование месторождений меднопорфировой, кварцево-сульфидно-золоторудной и жильной полиметаллической формаций, распространенные почти во всех названных выше провинциях.

Имеются все основания для предположения, что период разрастания океана Тетис сопровождался раздвижением оконтуривающих континентов, тогда как в орогенный этап они сближались. Непосредственное взаимодействие этих жестких массивов, по-видимому, происходило не вдоль конкретной узкой границы, как это себе представляют некоторые исследователи, а в пределах достаточно крупной геологической структуры. В качестве таковой, по нашему мнению, выступает Центральная область срединных массивов. Эта некогда стабильная байкальская периферия Гондваны в результате неоднократных столкновений континентов, по отношению к которым она занимала промежуточное положение, была разбита на ряд разновеликих блоков, ныне занимающих различное геологическое положение. Некоторые из них глубоко погружены и в результате деструкции слагавшей их континентальной коры превратились во впадины с океанической корой (Тирренское, Эгейское, Черное, частично Каспийское и Средиземное моря); другие покрыты чехлом эпиконтинентальных отложений (Паннонский массив, западная и восточная части Закавказского массива), третьи высоко подняты и обнажены на поверхности (Родопо-Македонский, Киршехирский, Мендересский, Дзирульский массивы).

В пределах срединных массивов практически не сохранилось месторождений, соответствующих периоду становления их фундамента. Если они и были, то уничтожены последующим метаморфизмом. Одновременно весьма продуктивными в металлогенетическом отношении оказались процессы мезозойской регенерации эвгеосинклинального режима, охватившие в пределах Центральной области протяженную зону, вытянутую на 3 тыс. км от румынского Баната через Суббалканскую зону Югославии, Болгарское Среднегорье, Анатолийский Понт, Малый Кавказ и далее на юго-восток в Центральный Иран и Пакистан [Твалчрелидзе, 1977]. Не менее важное металлогенетическое значение сыграл и процесс

тектоно-магматической активизации, обратный по своей направленности геосинклинальному развитию, который проявился в ряде срединных массивов (Паннонский, Родопский, Македонский, Закавказский и др.) и в сопредельных складчатых системах (Карпаты, Большой Кавказ), начиная с позднего эоцена до антропогена включительно.

В регенерированных вторичных наложенных вулканогенных геосинклиналях размещаются месторождения трех рудных формаций: колчеданной медно-полиметаллической типа куроко, меднопорфировой и скарновой магнетитовой. Между месторождениями этих формаций установлены вполне четкие временные и геолого-структурные взаимоотношения [Гвалчрелидзе, 1977].

После замыкания регенерированных геосинклиналей, завершившегося к позднему эоцену, в отдельных частях срединных массивов началась активизация, протекавшая в течение двух стадий: кислого вулканоплутонического магматизма и основного субаэриального вулканизма. С первой из них связаны месторождения меднопорфировой (Венгрия, Румыния), молибденит-шеелитовой (Большой Кавказ), свинцово-цинковой (Западные Карпаты, Паннонский, Родопский, Македонский массивы), золото-серебряной (Трансильвания) формаций, а со второй — сурьмяно-ртутной (Тоскана, Македонский массив, Большой Кавказ) формаций.

Можно полагать, что регенерация геосинклинального режима протекала в условиях общего растяжения, вызванного расхождением платформенных массивов, тогда как тектоно-магматическая активизация проявлялась в результате их сближения и спровоцированного этими движениями сжатия.

* * *

Схематический обзор металлогенических особенностей западной половины Средиземноморского складчатого пояса убеждает в зависимости процессов магматизма и связанного с ними рудообразования от характера и направления тектонического развития земной коры. На этот длительный процесс попеременное влияние оказывали континенты южного и северного обрамления пояса. Так, байкальский этап завершился значительным разрастанием в северном направлении Африкано-Аравийской платформы; герцинский этап, наоборот, обусловил наращивание Восточно-Европейской платформы к юго-западу; к концу альпийского этапа произошло почти повсеместное залечивание океанической коры континентальной в условиях консолидации обширных геосинклинальных систем; можно полагать, что в неогене начался новый этап, ознаменовавшийся последовательным расширением структур океанического типа.

Северная область Средиземноморского пояса, испытавшая полное геосинклинальное развитие в палеозое, обнаруживает сходные черты металлогении с Центральной Европой (колчеданные, сидеритовая, свинцово-цинковая в карбонатных породах, медистых песчаников, ртутная формации), тогда как Южная область — с Гондваной (хромитовые, медноколчеданные, золоторудные формации). Центральная область, занимающая промежуточное положение, несет следы совмещения обоих направлений металлогенического развития (колчеданные медные и поли-

металлические, меднопорфировые, золото-серебрянные, железорудные, свинцово-цинковые, молибден-вольфрамовые формации).

В отдельных рудных провинциях Средиземноморского пояса наблюдается совмещение месторождений различных металлогенических эпох. Так, в Западных Альпах известны докембрийские и нижнепалеозойские колчеданные месторождения и одновременно юрские хромитовые; в Западных Карпатах — силурийские медноколчеданные (Смольник), карбоновые сидерит-барит-медно-ртутные (Рудняны), меловые оловорудные (Гнилец) и неогеновые свинцово-цинковые (Баньска-Штявница); в Старой Планине — кембрийские колчеданные (Горный Лом) и сидерит-полиметаллические (Чипровци) месторождения ассоциируют с верхнепалеозойскими золоторудными (Говежда), пермскими медно-урановыми (Смолен) и триасовыми свинцово-цинковыми; на Большом Кавказе развиты герцинские вольфрамовые (Кти-Теберда) и свинцово-цинковые (Тызыл), киммерийские колчеданно-полиметаллические (Филизчай) и баритовые (Чорди), а также альпийские ртутные (Ахей) месторождения и т.д. Однако при этом непосредственное совмещение в пространстве разновозрастных рудных тел наблюдается крайне редко (Нижняя Сванетия, Садонский район) — обычно в локальных рудных районах развито оруденение единой формации.

Данное обстоятельство свидетельствует о стандартном положении крупных блоков земной коры, сохранявшемся в течение длительной истории их развития в условиях значительных разнонаправленных горизонтальных перемещений. Иначе говоря, рудообразование, предусмотренное механизмом тектоники плит, например для данной территории С. Янковичем [Jankovič, 1977] или С. Караматой [1977], по нашему мнению, не укладывается в рамки достоверного фактического материала. Образование эндогенных месторождений в различных рудных провинциях Средиземноморья закономерно проявлялось в определенные этапы первично геосинклинального, квазиplatformенного, вторично геосинклинального или активизационного режимов и нет реальных оснований для предположений о связи его с гипотетическими процессами спрединга или субдукции.

А B S T R A C T

The Mediterranean folded belt belongs to the intercontinental type of orthogeosynclines. It originated between the Euro-Asian and Afro-Arabian old platforms on the heterogeneous continental crust and is characterized by a number of folded systems and a strong tectonic reworking of structures. The long history of the development of this belt can be divided into three main stages: Baikalian, Hercynian and Alpine. All of them started by the destruction of the continental crust and development of the oceanic one, which at the end of all stages was again transformed into the continental crust.

At the end of the Hercynian stage the East-European platform expanded South-Westward by accretion of the new continental crust, and the Paleotethys oceanic basin was practically closed. The Hercynian tectonic cycle manifested itself in completely the Northern area of the Mediterranean belt, where the

geosyncline regime was liquidated in the Triassic, and locally in the Middle Jurassic. During the Paleozoic volcanogenic deposits of the copper-pyritic and polymetallic-pyritic formations were formed, which were associated with the 5 000 km long (from the Pyrenees up to the Great Caucasus) calc-alkaline volcanic belt of the island arc type. In some parts of the Northern area deposits of siderite, magnesite and scheelite ore formations are situated. With the orogenic stage of the Hercynian cycle formation of strata-bound Pb-Zn, U-Cu and Hg ores is connected.

In the Late Triassic the oceanic crust of the South Mediterranean area (Neotethys) originated. This part of the belt as an immense arc is traced from the Apennines, then rounds up the Hercynian structures of the Alps and turns by Dinarides towards the Taurus and the South Caucasus. With the ophiolitic complexes, characteristic of this area, the deposits of chromite, copperpyritic (of the Cyprus type), locally iron and pyrite-copperpolymetallic ore formations are connected. The deposits of porphyric copper, auriferous and vein polymetallic formations in their turn belong to the orogenic stage of the development of this area.

The Central area of the Mediterranean represents a mosaic of median masses cemented by young folded zones. These masses suffered the cratonization under the influence of the Hercynian granitization; regeneration of the eugeosynclinal regime as a result of plate extension in the Mesozoic; the tectonomagmatic activation due to the next collision of the continents in the Late-Eocene-Neogene. The magmatic events which accompanied the regeneration of the geosynclines in the Jurassic and Late Cretaceous along a 3000 km long volcanic-plutonic belt Kuroko type, skarnmagnetite and porphyric-copper deposits are situated. The tectonic-magmatic activation manifested itself in some regions of the Central area by two stages: — of the acid magmatism (with deposits of porphyric copper, Au-Ag, Pb-Zn and Mo-W ore formations) and — of mafic volcanism (Sb-Hg ore formation).

The Hercynian metallogeny of the Northern area resembles the one of Central Europe, the South area has the same metallogenic features as the Gondwana, and the Central area from the metallogenic point of view has affinities with the both continental massifs.

ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А., Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.

Белов А.А. Главные докембрийские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978.

Власов Г.М., Попкова М.И. О типах ортогеосинклиналей. — Геотектоника, 1978, № 5.

Жуков Ф.И., Возар И.И., Янев С.Н. Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпато-Балканской области. Киев: Наукова думка, 1976.

Карамата С. Происхождение изверженных пород Югославии и их металлогения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.

Надарейшвили О.Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогеническое районирование Центрального Средиземноморья. — Геол. рудн. месторождений, 1978, № 5.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.

Janković S. Major alpine ore deposits and metallogenic units in the NE Mediterranean and concepts of plate tectonics. — In: Metallogeny and plate tectonics in the NE Mediterranean. Belgrade, 1977.

УДК 551.24

В.Н. ШОЛПО

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ И ОРОГЕННЫЙ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА: УНАСЛЕДОВАННОСТЬ И НОВООБРАЗОВАНИЕ

Вопрос о взаимоотношении геосинклинального и орогенного этапов развития складчатых областей имеет принципиальное значение, поскольку от его решения зависит то или иное представление об эволюции земной коры и о глубинных процессах, управляющих этой эволюцией. Большой Кавказ оказывается очень удобным объектом для исследования этого вопроса, поскольку альпийский геосинклинальный цикл проявился здесь достаточно ярко; структуры, сформировавшиеся в течение него, почти не переработаны последующими движениями, а история геологического развития восстанавливается совершенно определенно и однозначно [Милановский, Хаин, 1963; Геология. . . , 1976; Шолпо, 1978]. В то же время мегантиклинорий Большого Кавказа, сформированный в основных своих чертах в процессе геосинклинального развития, оказался вовлеченным в интенсивные контрастные движения орогенного этапа в неоген-четвертичное время [Милановский, 1968]. Поэтому взаимоотношения этих двух этапов, давших структуру Большого Кавказа в ее современном виде — их унаследованность и наложенность — выражены достаточно ярко.

Альпийский цикл геотектонического развития начинается на Большом Кавказе в ранней юре интенсивными прогибаниями, сменившими поднятия, которыми закончился предшествующий герцинский цикл. Наиболее интенсивные прогибания в альпийском цикле возникают там, где герцинский цикл не завершился формированием настоящей геосинклинальной складчатости и гранитоидным магматизмом — в Сванетии [Сомин, 1971]. Здесь, в пределах Западного Кавказа, располагается в альпийское время осевая зона геосинклинального прогиба. Севернее, в зоне Главного хребта, которая в герцинском цикле была устойчивой геоантиклинальной зоной, но испытала в конце цикла интенсивный гранитоидный магматизм, альпийские вертикальные движения были меньшей интенсивности, а фации начала альпийского цикла носят переходный характер. Еще более северная зона — зона Передового хребта — завершила свое развитие в 180

герцинском цикле интенсивными деформациями пород с образованием сложной складчатости и, видимо, покровов. Здесь же имел место в конце герцинского цикла мощный гранитоидный магматизм. В альпийское время эта зона испытывает движения значительно меньшей амплитуды и контрастности и является по существу окраиной Скифской платформы, вовлеченной в опускания альпийского геосинклинального прогиба, ось которого располагается южнее, в Сванетии. То же самое относится и к еще более северной Бечасынской зоне.

Таким образом, уже к началу альпийского цикла земная кора Большого Кавказа оказывается неоднородной и разделена на продольные зоны, различающиеся своей подвижностью. Блоки земной коры, не прошедшие полного геосинклинального цикла на предшествующем этапе развития, оказываются наиболее подвижными в альпийском цикле. Там же, где земная кора была консолидирована, что выразилось в интенсивных деформациях и гранитизации, она остается в течение альпийского цикла относительно стабильной.

По аналогии может быть оценена ситуация и в восточной половине Большого Кавказа, куда протягивался раннеальпийский геосинклинальный прогиб. Осевая часть Восточного Кавказа — зоны Главного и Бокового хребтов, — где располагалась наиболее интенсивно прогибающаяся активная часть прогиба, может быть сопоставлена со Сванетией. Герцинский цикл здесь также, видимо, остался незавершенным. Северная окраина Сланцевого Дагестана и Известняковый Дагестан в этом случае соответствуют зоне Главного хребта и Лабино-Малкинской зоне Центрального Кавказа. Они пассивно вовлекались в прогибания, центры которых располагались южнее.

На протяжении развития геосинклинального процесса (в альпийское время) на Большом Кавказе могут быть отмечены важные закономерности, которые свидетельствуют об определенной преемственности в развитии различных геотектонических зон, связанных с теми или иными блоками земной коры. Центральное поднятие, возникающее на инверсионной стадии альпийского цикла (на рубеже средней и поздней юры), приурочено к осевым наиболее прогнувшимся частям раннеальпийских прогибов [Шолпо, 1978]. Здесь происходит интенсивная деформация пород с образованием сложных складок и есть свидетельства того, что на глубине остается скрытым гранитоидный магматизм этого времени — Кирарская и другие интрузии по оси Сванетского антиклинория, ремобилизация Дарьяльского гранитного массива, геохимические данные о существовании гранитных куполов на небольшой глубине под осевой частью Восточного Кавказа. Инверсия развивается длительно, рост центрального поднятия в осевой зоне доинверсионных прогибов происходит на фоне общего погружения территории, и центральное поднятие неоднократно подавляется крупными трансгрессиями и не имеет тогда геоморфологического выражения как область размыва, однако постоянно с момента своего возникновения остается геоантиклинальной зоной.

Режим геосинклинального прогибания не исчезает с территории Большого Кавказа с момента инверсии раннеальпийских прогибов — он сосредоточивается в узкой зоне, располагающейся к югу от центрального

поднятия на Восточном Кавказе и к северу от оси Сванетского антиклинория на Центральном Кавказе. В этом прогибе накапливается флишевая формация. Преобладание карбонатных отложений на этом этапе (как во флишевой зоне, так и в северном парагеосинклинальном прогибе) — свидетельство общей малой контрастности режима движений. Флишевый прогиб (в конце эоцена — олигоцене) испытывает, по-видимому, собственную частную инверсию, которая остается недоразвитой, поскольку структурно эта зона остается необращенным синклинием, однако в наиболее приподнятой части флишевого трога, в бассейне р. Риони, структурное выражение этой инверсии ясно видно [Шолпо, 1978]. Эта частная инверсия в прогибе второй стадии альпийского цикла почти совпадает по времени с этапом, когда на Большом Кавказе начинают преобладать восходящие движения (верхний олигоцен — нижний миоцен), а в соседних с поднятием прогибах накапливается нижняя моласса, чем, по существу, заканчивается альпийский геосинклинальный цикл. В позднем миоцене, в начале сармата, наступает некоторая пауза в тектонической активности области.

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

Сопоставление основных черт истории развития тектонических движений с характером проявления и эволюцией химизма магматических формаций оказывается важным источником информации о состоянии земной коры и тепловом режиме глубинных горизонтов. Только так может быть установлена связь поверхностных геологических явлений с процессами, происходящими в глубоких частях коры и верхней мантии [Борсук, 1977б, 1978].

При всем разнообразии типов магматических пород, сформировавшихся в течение альпийского геосинклинального цикла на Большом Кавказе, устанавливается обычная для геосинклинальных областей смена магматических формаций от основных к кислым. Это изменение состава пород точно совпадает во времени с перестройкой геотектонического режима: переходом от доинверсионной стадии развития к началу инверсии. Кроме того, при переходе от одной геотектонической зоны к другой (вкрест простирающейся геосинклинальной области) мы видим характерную смену магматических формаций (главным образом по количеству щелочей), связанную с углублением магмообразующих очагов в направлении от подвижной зоны к платформе.

Первая стадия, характеризующаяся преобладанием основного магматизма (ранняя и средняя юра), показывает, что подача материала происходит из мантии, причем в северных относительно стабильных областях мантийное вещество, проходя через мощную кору, "загрязняется" процессами контаминации, а в подвижной зоне, где еще не сформирован мощный

гранитный слой, на поверхность попадают более чистые толеитовые базальты [Борсук, 1977а]. По характеру распространения магматических тел проницаемость коры на этом этапе должна быть оценена как рассеянная.

Вторая стадия магматизма (поздняя юра) по составу пород свидетельствует о дифференциации мантийных магм во внутрикоровых очагах. В это время прогретой оказывается уже кора, что приводит к образованию габбро-гранитных формаций в подвижной зоне и диорит-гранитной в окраинной части платформы [Борсук, 1977а]. В направлении от стабильной платформы к подвижной зоне однотипные формации оказываются более ранними по времени проявления. По типу магматических тел и площади распространения магматизма проницаемость коры на этом этапе рассеянная в подвижной зоне и скорее сосредоточенная в прилегающих к платформе зонах.

На рубеже раннего и позднего мела во всех геотектонических зонах Большого Кавказа образуется незначительная по объему магматических продуктов, но весьма важная по своему значению единая однообразная по геохимическим характеристикам эссексит-тешенит-трахитовая формация. Нельзя считать ее принадлежащей только Большому Кавказу, поскольку ее образование характерно для всего Кавказско-Анатолийского сегмента подвижного пояса. Это обстоятельство, а также ее связь с последующими проявлениями магматизма позволяют считать ее образование не связанным с собственно геосинклинальным этапом развития Большого Кавказа, а рассматривать как предвестник следующего орогенного этапа.

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

Орогенные движения, начавшиеся на Большом Кавказе с конца среднего сармата и продолжающиеся до антропогена, характеризуются резким возрастанием интенсивности и контрастности вертикальных движений, проявлявшихся на фоне общего воздымания всей области. Движения этого этапа имеют в основном блоковый характер — в это время оживляются древние шовные зоны, возникают новые разломы; максимум контрастности приурочен обычно к этим швам [Милановский, 1968]. Пластические деформации в осевой зоне образуются лишь локально, как правило, усложняя возникшие раньше складки. Только в обрамляющих Боль-

шой Кавказ впадинах развиваются в это время складчатые деформации. Орогенное поднятие на Большом Кавказе не всюду точно соответствует оси инверсионного поднятия: на Восточном Кавказе наблюдается почти полное совпадение осей максимального воздымания на обоих этапах, а в западной половине мегантиклинория максимум орогенного поднятия смещен к северу от центрального поднятия в Сванетии и приурочен к геосинклинальной зоне Главного хребта. Основное направление развития Большого Кавказа на орогенном этапе — последовательное ослабление роли продольной зональности и усиление значения поперечной зональности в структуре мегантиклинория. Движения положительного знака концентрировались в полосе Транскавказского поперечного поднятия, а отрицательного — в поперечных Каспийской и Азово-Черноморской впадинах.

Характерной чертой магматизма на орогенном этапе является образование основных петрологических характеристик магматических формаций, проявляющееся во всех структурно-тектонических зонах независимо от их предистории. Впервые это проявилось, как упоминалось, на рубеже раннего и позднего мела. Это обстоятельство, а также то, что магматизм на этом этапе приурочен к Транскавказскому поперечному поднятию, свидетельствует о том, что магматическая активность в это время прямо не связана с развитием самого Большого Кавказа, а обусловлена более общим и более глубинным процессом, охватившим весь альпийский подвижный пояс. Характер проявлений магматизма этого этапа и их локализация показывают, что проницаемость коры на этом этапе была сосредоточенной. Поскольку этот второй этап магматизма начинается в тот момент, когда в геотектоническом развитии сохраняется тот план и тот режим движений, который возник в момент начала инверсии, и в поверхностной структуре и в осадочных формациях еще нет признаков начала следующего орогенного этапа, следует думать, что изменения состояния земной коры и верхней мантии раньше выражаются в изменении состава магмы, достигшей поверхности, а уж затем — в изменении режима вертикальных движений [Шолпо, 1978; Борсук, 1977б, 1978].

Сопоставление основных существенных черт истории развития Большого Кавказа на геосинклинальном и орогенном этапах развития с эволюцией магматических проявлений этих же этапов позволяет заключить, что в обоих случаях земная кора получает в начале каждого этапа сходный тепловой энергетический импульс из верхней мантии. Однако реакция коры на этот импульс оказывается различной, поскольку разной оказывается в этих двух случаях мощность земной коры, ее состав, степень консолидированности и проницаемость.

В начале альпийского геосинклинального этапа порция разогретого магматического материала, поднявшегося из астеносферы к нижней части земной коры, в той зоне, где кора была относительно тонкой (там, где она не прошла полного геосинклинального цикла в герцинское время), вызывает насыщение ее относительно тяжелым основным материалом и интенсивное прогибание. Дальнейшее развитие на геосинклинальном этапе связано с преобразованием вещества на разных

уровнях внутри земной коры, обусловленного разогревом коры и передачей полученного тепла в верхние горизонты.

На орогенной стадии импульс, переданный земной коре от вновь возбужденной астеносферы, сходен с тем, что происходило на первой стадии развития. Однако в этот момент разогретые массы основного вещества встречают иную по своему составу и строению кору — более мощную и более консолидированную, с проницаемостью, сосредоточенной вдоль швов. Поэтому происходит раскалывание земной коры на блоки и дифференцированный подъем этих блоков. Поскольку в это время "оживают" поперечные антикавказские направления (так ориентировано Транскавказское поднятие, здесь же сосредоточен магматизм орогенной стадии, а также отмечается современная активность мантии по разным геофизическим и геохимическим данным) [Кутас, Смирнов, 1974; Винник, Ленартович, 1976; Матвеева и др., 1978], можно думать, что энергетический импульс, переданный астеносферой земной коре, в это время также был ориентирован по поперечной зоне. В связи с тем что орогенная стадия связана с другим, следующим возбужденным состоянием астеносферы, ее следует считать независимой от геосинклинального цикла [Леонов, 1972; Белоусов, 1975]. Но, поскольку земная кора Большого Кавказа, захваченная движениями орогенной стадии, непосредственно перед тем прошла геосинклинальный этап развития, когда сформировались субширотно ориентированные структуры, именно это направление оказывается доминирующим в приповерхностной структуре поднятых блоков, и общее простираение мегантиклинория соответствует простираению геосинклинальных структур. Вместе с тем сквозь него явно "просвечивают" поперечные субмеридиональные направления, по всей вероятности, соответствующие более глубоким и более древним ориентировкам, обновленным на орогенном этапе.

ABSTRACT

The Great Caucasus is very suitable object for the study of the problems of relation between the geosynclinal and orogenic stages of development of folded belts. It is very important for elaboration of concepts about deep processes which affect the crust evolution.

The example of the alpine geosynclinal development of the Great Caucasus demonstrates well that the earth's crust retains its own mobility and capability for intense subsidence until it undergoes an inversion stage. The inversion process which manifestates in the origination of new central uplifts within a geosynclinal trough, separates successively some areas of the mobile belt which lose their mobility and obtain relative stability. The geosynclinal development of the Great Caucasus is characterized by legible longitudinal (close to east-west) zonation which is reflected in different conditions of vertical movement and specific composition of magmatic rocks in different geotectonic zones.

The main tendency of development of the Great Caucasus during the orogenic stage is the successive reduction of longitudinal zonation and increasing of transversal one in the general meganticlinorium structure. The peak amount

of vertical movements coincides with the Transcaucasian transversal uplift. Uniformity is characteristic for magmatic phenomena during orogenic stage which are spread in all the geotectonic zones of the Great Caucasus and widely beyond its boundaries independently on their pre-history.

The connexion of the main features of tectonic development of the Great Caucasus at both the geosyncline and orogenesis stages and of the evolution of magmatic formations makes it possible to deduce a conclusion that in both cases the earth's crust had got an energy pulse from the upper mantle, probably from the excited asthenosphere. Crust's reaction is however different in each because of the different kinds of crust of the course of this pulse in each occasion. The difference includes thickness of the earth's crust, its composition, degree of consolidation and permeability. Since each stage of the development is connected with distinct power pulses, the latter may be possibly considered independent for the each stage. The earth's crust of the Great Caucasus affected with the intense vertical movements had undergone geosyncline stage shortly before orogenic one and acquired the longitudinal orientation of structure. This direction dominates in the structure of uplifted blocks of the crust and the same is the strike of the meganticlinorium of the whole. At the same time the transversal directions appear to be "translucent" in the supracrustal structure and corresponding to deeper parts of the crust and upper mantle and to a more ancient orientation which had rejuvenated during the orogenic stage.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
- Борсук А.М.* Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977а.
- Борсук А.М.* Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977б, № 2.
- Борсук А.М.* Мезо-кайнозойский магматизм Кавказа и некоторые аспекты глобальной тектоники. — III Регион. петрограф. совещ. (Кавказ, Крым, Карпаты): Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1978.
- Винник Л.П., Ленартович Э.* Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 2.
- Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древнем и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа). М.: Недра, 1976.
- Кутас Р.И., Смирнов Я.Б.* Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1974.
- Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез. — Геотектоника, 1972, № 2.
- Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) — Геохимия, 1978, № 3.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологические строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Сомин М.Л.* Дюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978.

А.Л. ЦАГАРЕЛИ

ФАЗЫ СКЛАДЧАТОСТИ АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА НА КАВКАЗЕ

Уже много лет дискутируется теория орогенических фаз. По-видимому, большинство геологов не приемлет "канона" Штилле в утрированном варианте. Критика "канона", основанного на известных признаках фаз, зачастую доходит до полного отрицания фаз. Иногда подобные концепции именуются "умеренным штиллеанством".

В данном докладе невозможно проанализировать всю богатейшую литературу по фазам. Отметим лишь основные аспекты проявления фаз, которые затронуты полемикой, — "мгновенность", синхронность и универсальность — и изложим вкратце наши представления о них. Вопрос "мгновенности" уже давно не фигурирует; еще в 1940 г. А.И. Джанелидзе [1940, 1957] предложил метод фациального анализа регрессивных синтетических отложений и доказал, что фазы охватывают во времени примерно век, интервалы между ними — несколько веков. По-видимому, такое решение вопроса приемлемо для всех сторонников теории фаз.

Универсальность фаз отрицается на том основании, что впоследствии были обнаружены новые фазы. Это справедливо, но сущности теории не меняет. Кроме того, что касается универсальности проявления фаз по всей земле, она невозможна и вряд ли сам Штилле подразумевал это.

В настоящее время хронология фаз, а следовательно, их синхронное проявление, является, пожалуй, самым спорным вопросом, который может быть решен только кропотливым изучением тектонических движений. При этом следует строго разграничить разные типы движений. Мы имеем в виду собственно складкообразовательные движения и волновые, которые перемежаются. Первые являются собственно фазами, вторые — вертикальными движениями, создающими рельеф [Хаин, 1973].

Прекрасные примеры обоих типов движений дает Кавказ, где представлены практически все фазы Штилле (кроме савской) и три новые, открытые позже. Несмотря на то что данные о них дважды были опубликованы в материалах МГК [Джанелидзе, 1957; Гамкрелидзе, 1960], мы считаем не лишним предложить еще один доклад, поскольку сейчас мы имеем более полные данные [Геология СССР, 1964, 1968, 1970; Милановский, Хаин, 1963; Сихалибейли, 1964, 1966, 1967; и др.], а кроме того, дискуссия продолжается. Переходим к изложению фактов.

Древнекристаллическая фаза проявляется практически повсеместным предлейасовым перерывом и трансгрессией нижнего лейаса. Нижний лейас от Предкавказья до Армении залегает на самых разнообразных породах от метаморфитов нижнего палеозоя вплоть до триаса. Это крупнейшее несогласие в геологической истории Кавказа. После этой фазы начинается геосинклинальный этап альпийского цикла, с преобладанием мощной терригенной седиментации в геосинклиналях Большого

и Малого Кавказа. В погружение вовлекается и Закавказский срединный массив, но южная часть Армении и Нахичевань остаются сушей.

С погружением связан слабый кварцпорфировый вулканизм.

Д о н е ц к а я ф а з а имеет ограниченное распространение. Она только фиксируется в западной части Северного Кавказа образованием сбросов в отложениях среднего лейаса, трансгрессивно перекрытых средним и верхним тоаром и ааленом.

Движения, обычно описываемые как донецкие, не следует смешивать с ними, поскольку они значительно моложе. Ниже мы предлагаем для них новое название и переходим к их характеристике.

Д з и р у л ь с к а я ф а з а распространена весьма широко на Кавказе и проявилась перед байосом. На всем Северном Кавказе она фиксируется предбайосским перерывом (или конденсациями) и трансгрессией байоса. На южном склоне Большого Кавказа наблюдается трансгрессия на антиклиналях (заложение складок). Угловое несогласие между байосом и нижней юрой четко наблюдается и на Закавказском срединном массиве, на перифериях выступов кристаллического субстрата (Дзирульского и др.).

Несогласное залегание байоса на нижней юре описывается также на Малом Кавказе. Морской залив проникает с юга и в Нахичевань, где байос трансгрессивно лежит на триасе.

После этой фазы погружение геосинклиналей и срединного массива резко усиливается, сопровождаясь мощным основным и средним вулканизмом. Область терригенной седиментации сокращается, сохраняясь на Северном Кавказе и в северной части геосинклинали южного склона Большого Кавказа.

Ч е г е м с к а я ф а з а представляет один из тех случаев, когда сопутствующей регрессией можно установить длительность фазы. Она отмечена батскими синтетектоническими регрессивными отложениями, отлагавшимися в формирующихся крупных синклиналях срединного массива, денудацией сопряженных с ними антиклиналей, перерывом регионального распространения почти по всему Кавказу и гранитоидными интрузивами. В антиклинории Главного хребта Большого Кавказа в кристаллическом субстрате образовались крупные грабен-синклинали и горст-антиклинали. Доальпийский субстрат был затронут этими движениями и в других местах, в особенности в Закавказском срединном массиве. В западной части Северного Кавказа произошло сбросообразование, в восточной — складкообразование. На Малом Кавказе эта фаза вызывает образование кулисообразно расположенных антиклинорий. Но суша еще сохраняется на юге Армении.

Затем наступает келловейская трансгрессия. Она охватывает Северный Кавказ целиком (карбонатная седиментация), включая геосинклинали Главного хребта и частично область батских складок геосинклинали южного склона. В восточной и западной частях последней с этого момента до среднего эоцена включительно устанавливается режим флишевой седиментации.

На северной окраине срединного массива, за исключением двух ингрессивных морских заливов, устанавливается континентально-лагунный режим

(гипсоносная пестроцветная свита). Зато его южная окраина и почти весь Малый Кавказ были покрыты келловейской трансгрессией (терригенно-карбонатная седиментация). Южноармянская суша продолжала существовать.

А н д и й с к а я ф а з а слабее предыдущей, но затронула довольно большую территорию, обусловив перерыв и несогласие между верхней юрой и нижним мелом. Поднятия произошли на Северном Кавказе, на Главном хребте, на Закавказском срединном массиве и на Малом Кавказе. В восточном флишевом бассейне Большого Кавказа имело место только заложение и размыв кордильер (внутриформационные конгломераты) с дальнейшим их погружением.

Валанжинская трансгрессия захватывает не всю территорию, испытывающую андийские движения. Она наблюдается на Северном Кавказе, на срединном массиве (известняки) и в слабой степени на Малом Кавказе (терригены). Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа и большая северная часть Малого Кавказа превращаются в невысокие области размыва. В первой из них тенденция к поднятию сохраняется в течение всей последующей геологической истории.

На протяжении нижнего мела произошли важные события: Закавказский срединный массив раскололся широтными глубинными разломами (или рифтом), благодаря чему образовалась новая геотектоническая единица геосинклинальной природы — Аджаро-Триалетская зона. С этого времени вместо единого срединного массива мы имеем две глыбы — Грузинскую на севере и Артвин-Болнисскую на юге, — разделенные названной зоной. В последней начался интенсивный подводный вулканизм основного состава. К югу от Малокавказского поднятия в зоне оз. Севан образуется еще один прогиб, аналогичный первому (Севанский).

А в с т р и й с к а я ф а з а еще слабее, чем андийская. На Северном Кавказе нет ощутимых признаков ее проявления. Во флишевых бассейнах южного склона Большого Кавказа есть слабые признаки несогласия в подошве сеномана. На Грузинской глыбе, в Дзирульском массиве, предсеноманская складчатость установлена, на остальной же ее территории в сеномане происходят движения эпейрогенического типа. На Артвин-Болнисской глыбе имели место поднятие и размыв, уничтожившие верхнеюрские и нижнемеловые отложения. На Малом Кавказе поднятия несколько расширились.

После этого региональная трансгрессия сеномана (и интенсивная вспышка кислого вулканизма) имела место на Артвин-Болнисской глыбе, в меньшей степени — на Малом Кавказе (только по краям суши), где суша в основном сохранилась до верхнего турона, и на южноармянской суше. После сеномана опять наступает регрессия, которую можно рассматривать как запоздалое проявление синорогенических движений австрийской фазы, за которыми последовала обширная трансгрессия верхнетурон-коньякского моря с интенсивными опусканиями и вулканизмом, интрузиями гипербазитов, а в конце сенона и карбонатным осадконакоплением.

На остальной территории Кавказа продолжалась непрерывная седиментация.

Субгерцинская фаза немного сильнее предыдущей, хотя пользуется локализованным проявлением. У южного края восточного флишевого бассейна отчетливо наблюдается премастрихтский перерыв и слабое угловое несогласие. В Аджаро-Триалетской геосинклинали внутри сантона имеются грубые внутриформационные конгломераты в крыльях некоторых антиклиналей. На Малом Кавказе отмечается несогласие внутри сантона.

Парамийская фаза охватила всю территорию Кавказа, вызвав регрессию в датском веке, перерывы или омеления моря. Трансгрессией палеоцена начинается новый режим седиментации — терригенно-вулканогенный. При этом сокращается площадь бассейнов. Малый Кавказ осушается. Мощные терригенно-вулканогенные отложения накапливаются в Аджаро-Триалетском, Севанском прогибах и в Нахичевани (Ордубадский прогиб). На Грузинской же глыбе и на Северном Кавказе карбонатная седиментация продолжается. Флиш южного склона Большого Кавказа завершает формирование в среднем эоцене.

В Пиренейскую (Триалетскую) фазу предверхнеэоценовые движения наблюдаются в восточном флишевом бассейне, где происходит замыкание, складчатость и первое значительное воздымание, что приводит в верхнем эоцене к образованию глыбовых брекчий в фронтальной полосе. В Аджаро-Триалетской геосинклинали в это время тоже наблюдается складчатость и интрузии диоритового и сиенитового состава. Сильные движения предпозднеэоценового и позднеэоценового возраста, сопровождаемые мощным гранитоидным магматизмом, проявились и в Севанском прогибе, который замыкается.

В Новопиренейскую фазу предолигоценые движения в основном завершают геосинклинальный этап на Кавказе и начинают орогенный этап. Осадконакопление происходит на Северном Кавказе, на Закавказском срединном массиве и на юге Закавказья в молассовых прогибах. В первых двух регионах олигоцен, представленный глинами, залегают трансгрессивно.

Штирийская фаза выражена угловым несогласием между олигоцен-нижним миоценом и средним миоценом (чокракская трансгрессия). Вместе с тем на юге Закавказья перерыв охватывает и верхний олигоцен, что, возможно, указывает также и на еваскскую фазу.

Аттическая фаза сильнее предыдущей, она проявляется несогласием между сарматом и мэотисом на Северном Кавказе и на Закавказском массиве, установлением континентального режима во всем южном Закавказье. За этим в нижнем плиоцене следуют поднятия сооружений Большого и Малого Кавказа и интенсификация денудации (конгломераты в нижнем плиоцене), отступление морских бассейнов к востоку и западу на Закавказском срединном массиве, интенсивный средний и кислый континентальный вулканизм в южной части Закавказья.

Три последние фазы в горных сооружениях Кавказа непосредственно не могут фиксироваться. Зато роданская фаза отмечена формированием шарьяжей на южном склоне Большого Кавказа, где флиш надвинут на нижний плиоцен и несогласно перекрыт верхним плиоценом.

В южном Закавказье денудирован вулканический рельеф. В верх-

нем плиоцене этот денудированный рельеф заполняется лавами основного состава.

В а л а х с к а я ф а з а выражена угловым несогласием между верхним плиоценом и нижним плейстоценом как в морской, так и в континентальной фации на срединном массиве.

Мы не имели возможности коснуться геоморфологического отражения плиоценовых (а также четвертичных пасаденских) движений в горных сооружениях. Этот краткий обзор не мог охватить и ряд вопросов структурного развития Кавказа [Gamkrelidze, Tsagareli, 1968], в частности участие глубинных разломов в движениях, эволюцию магматизма, рельефа и др. Однако он показал локализацию фаз во времени практически на уровнях, где их отмечал Г. Штилле. Он показал также, что фазы складчатости перемежаются вертикальными волновыми движениями (диктиогенезом).

Большинство описанных фаз прослеживается как на восток — в Копетдаг [Геология СССР, 1972], так и на запад — через Крым в Балканы и Карпаты [Tectonics. . . , 1974]. Следовательно, они характеризуются определенной выдержанностью, что указывает на возможность их глобальной корреляции.

А Б С Т Р А К Т

La théorie des phases du plissement a été discutée pendant des dizaines d'années. Evidemment la plupart des géologues n'accepte point la version autréc du "canon" de H. Stille. Mais, en même temps, la critique de H. Stille et de sa théorie va souvent jusqu'à la négation presque absolue des phases. Le moyen de la solution de ce problème consiste en des études sans parti pris des mouvements tectoniques et en leur corrélation interrégionale.

Dans ce but ce sont les mouvements (phases) de plissement proprement dits qui doivent servir de base de corrélation, éliminant les mouvements épéirogènes, ondulatoires (dictyogéniques) etc. Autrement la signification des phases sera voilée.

Au Caucase, dans l'orogénie Alpine, depuis l'initiation de l'étape géosynclinale jusqu'à la fin de l'étape orogénique on a pu établir presque toutes les phases du "canon", depuis la Paléocimmérienne jusqu'à la Pasadenique. Elles sont établies non seulement d'après les discordances mais aussi au moyen de l'analyse des faciès et des épaisseurs et, quant au stade Alpin tardif (néotectonique) on a largement utilisé l'analyse géomorphologique. Toutes ces phases se manifestent aux niveaux correspondantes de l'échelle stratigraphique.

On distingue les phases suivantes du "canon": Paléocimmérienne, Andique, Autrichienne, Subhercynienne, Laramique, Pyrénéenne, Styrienne, Attique, Rhodanique, Valaque et Pasadenique. A côté de ces phases on observe au Caucase les phases absentes dans le "canon": Donetzienne, Dziroulienne (identifiée par erreur avec la précédente), et Tchegemienne (Adyghéenne), particulièrement forte.

Toutes ces phases se manifestent dans toutes les unités géostructurales du Caucase avec une intensité variable. Ainsi le Caucase représente une bonne illustration de la théorie des phases du plissement.

Аvec ces phases on peut mettre en corrélation nette les activités магматических. Les intrusions sont associées génétiquement aux phases de plissement tandis que le volcanisme se localise dans les intervalles entre les phases.

La plupart des phases (ou même toutes) peut être suivie depuis le Caucase vers l'est — dans le Kopetdagh, ainsi que vers l'ouest — dans le Balkan et les Carpates. Par conséquent, elles se caractérisent par une certaine constance et régularité ce qui permet de penser à la possibilité des corrélations globales.

ЛИТЕРАТУРА

Гамкрелидзе П.Д. Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны Юга СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960 (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18).

Геология СССР. Т. 10. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.

Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968.

Геология СССР. Т. 43. Армянская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970.

Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972.

Джанелидзе А.И. К вопросу об орогенетических фазах. — Сов. геология, 1940, № 5

Джанелидзе А.И. Складкообразование и седиментация. CGJ. Section V. Relations entre la Tectonica y Sedimentation. Mexico, 1957.

Мирановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР. Т. 1. 1964; т. 2, 1966; т. 3, 1967.

Gamkrelidze P.D., Tsagareli A.L. Main features and stages of structural development of the Caucasian Isthmus in the Alpine cycle. — In: JGC Report of the 22nd session. Proceedings of section 3. Prague: Academia, 1968.

Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Ust. D. Stura. Bratislava, 1974.

УДК 551.242.3

Г.Д. АЖГИРЕЙ

ГИМАЛАИ КАК ТИПИЧНАЯ ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

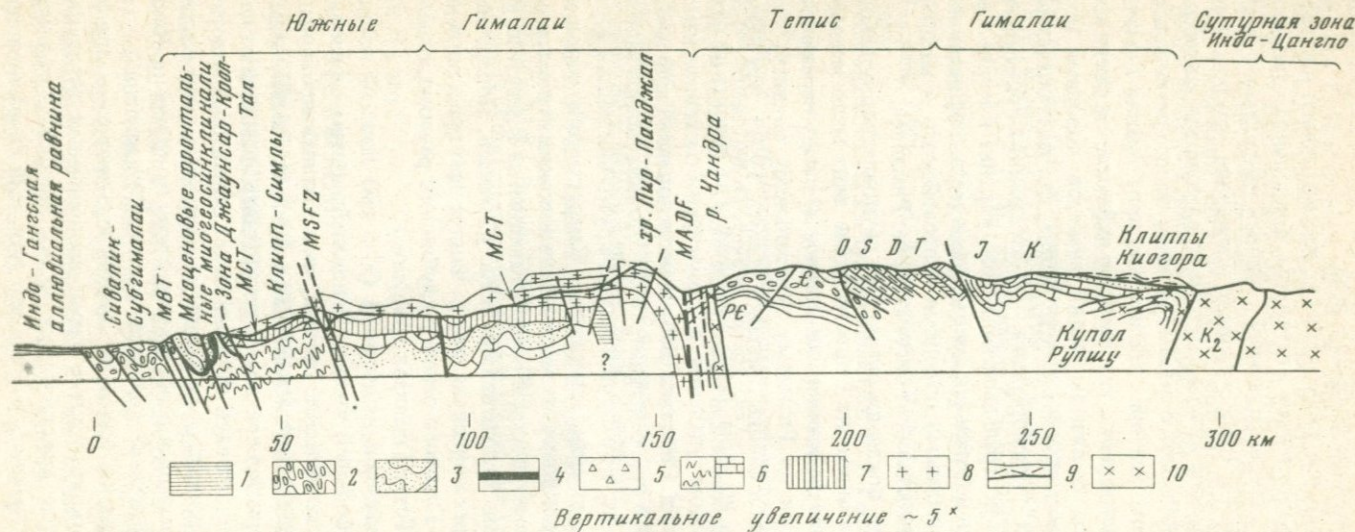
Замечательная особенность Гималайской системы — ее продольное на протяжении более 1800 км подразделение на две совершенно различные по своему геологическому строению и истории развития структурно-формационные зоны (Южные Гималаи и Тетис Гималаи) — определенно указывает на существование в Гималайской системе Осевого глубинного разлома, проходящего между двумя зонами — южной и северной. Эта общеизвестная черта строения Гималаев нашла отражение в описаниях многих исследователей и особенно хорошо была показана в

монографии Гансера [Ganser, 1964], но, как мы увидим ниже, об Осевом глубинном разломе в этой работе не было и речи.

Дело в том, что многие, в том числе и Гансер, рассматривают в качестве важнейшей разрывной тектонической структуры, продольной относительно Гималайской системы, так называемый Главный центральный надвиг (Main Central Thrust — МСТ). Распространено убеждение, что по отношению к этой тектонической зоне якобы существует следующая закономерная смена характера регионального метаморфизма. На юге региональный метаморфизм в поперечном сечении относительно простираения Гималаев реверсивен, т.е. по мере движения с юга на север наблюдается смена мало метаморфизованных пород в низких частях разрезов породами более метаморфизованными и в наиболее высоких частях, где залегают породы в амфиболитовых фациях метаморфизма, — часто гранитизированными. Еще севернее, за Главным центральным надвигом, картина в корне изменяется — здесь наблюдается нормальная смена сильно метаморфизованных пород слабо метаморфизованными породами палеозойского и мезозойского возраста, которые и составляют систему Тетис Гималаев.

Исследования последних показали очевидную неудовлетворительность такой схемы. Первым указанием на существование линз мало метаморфизованных пород в корневых зонах (root-zones), не всюду перекрытых последующими подвижками по Главному центральному надвигу, была находка девонской *Salopina* в районе Сирданга [Gupta, 1972]. Эта фоссилia не могла происходить из зоны Тетис Гималаев, где девонские отложения находятся в большом удалении и структурно-тектонически не имеют ничего общего с линзой Сирданга. Второе исследование было проведено в бассейне р. Чандра [Powell, Conaghan, 1973]. Долина Чандра заложена в типичной корневой зоне, в которой в линзах крутозалегающих пород был обнаружен комплекс юрских аммонитов. Само по себе открытие является сенсационным, поскольку не могло быть никаких структурных связей между линзами юрских пород и располагающимися в десятках километров севернее юрскими отложениями Тетис Гималаев. Поперечный геологический профиль через корневую зону р. Чандра дает представление о тектоническом строении Главного осевого глубинного разлома, отделяющего Южные Гималаи от Тетис Гималаев (рисунок).

Сама корневая зона образована неширокой (3—5 км) полосой поставленных на голову пород, большей частью регионально метаморфизованных, превращенных в кристаллические сланцы, часто гранитизированных, среди которых и сохранились остатки карбонатных пород с аммонитами. К югу от корневой зоны кристаллические породы быстро принимают почти горизонтальное залегание, образуя мощный пакет шарьяжных пластин. Современные эрозийные процессы не успевают разрушать этот массив прочных кристаллических пород, и в результате к югу от долины р. Чандра образовался весьма эффектный кристаллический ("гранитный") хр. Пир-Панджал, который здесь (а далее на восток-юго-восток и другие такие же хребты) составляет геоморфологически отчетливо выраженную так называемую кристаллическую ось Высоких Гималаев. Название, вводящее в заблуждение, потому что при всей своей внешней эффектности, протяженная полоса кристаллических пород, якобы от-



Схематизированный профиль через Западные Индийские Гималаи. Составил Г. Д. Ажгирей по личным наблюдениям и данным Дж. Аудена, Г. Пилгрима и В. Веста (южная часть), И. Панде, Сурендара Кумара, В. Гупта с сотрудниками, а также С. Мк. Повела и П. Конагхана (район Главного осевого глубинного разлома), С. Шаха и Аншу Синха (область Тетис Гималаев), А. Гансера и А. Бертельсена (район Сутурной зоны Инда)

1 – четвертичный аллювий Индо-Гангской равнины; 2 – Сивалик (верхний миоцен – плиоцен); 3 – миоцен фронтальных миогеосинклиналей; 4 – Субату-Нуммулитовый горизонт; 5 – Джаунсар, Блайни, Крол, Тал ($PZ_{1-2} - K_1$) фронтальных миогеосинклиналей; 6 – верхнерифейский параавтохтон Южных Гималаев; 7 – шарьяжные пластины; 7 – Чейл ($D - C_1$); 8 – Джутог ($D - C_1$) и более высокие, сложенные гранитизованными породами; 9 – клипы мезозойских пород и офиолитов Киогара; 10 – миоценовые граниты, сопутствующие Главному осевому глубинному разлому (MADF). МСТ – Главный центральный надвиг. Другие важнейшие глубинные разломы: MSFZ – Главная южная разломная зона, MBT – Главный пограничный разлом. Возраст пород геоантиклинальной серии Тетис Гималаев на рисунке указан индексами

деляющая Южные Гималаи от Тетис Гималаев, не играет такой роли, а представляет геоморфологический порог, отделяющий быстро разрушающиеся слабо метаморфизованные комплексы пород основания разреза Тетис Гималаев от прочных кристаллических плит шарьяжных покровов, у же принадлежат к системе Южных Гималаев.

Именно такие соотношения наблюдаются по направлению к северу от корневой зоны, проходящей в долине р. Чандры (см. рисунок). Тут простирается широкая (20—25 км) полоса, сложенная филлитизированными, слабо метаморфизованными сланцами, смятыми в широкие открытые складки. Возраст этих сланцев несомненно докембрийский, потому что еще далее на север на них с небольшим угловым несогласием налегает мощная серия свит нижнего палеозоя, иногда охарактеризованных кембрийской, но чаще — ордовикской фауной.

В настоящее время в других пересечениях "кристаллической оси Гималаев" обнаружены такие же структурно-тектонические взаимоотношения. В верховьях Алакнанды, по Даулигангу, проходит региональный разлом, отделяющий с севера пакет моноклинально залегающих кристаллических сланцев и гранито-гнейсов от располагающихся далее к северу комплексов свит Тетис Гималаев. К северу от Сутурной тектонической зоны Инда, ограниченной на юге гранитоидным куполом Рупшу, развиты поздне меловые граниты. Сама крутопадающая Сутурная зона (root-zone) заполнена юрскими (в аднетской фации) и меловыми осадками и офиолитами. Вся эта серия пород представляет корни шарьяжа Киогара, надвинутого в южном направлении на 25—50 км на отложения Тетис Гималаев. Опять Главный центральный надвиг Гансера остался далеко позади, на юге, и представляет совсем не главную тектоническую структуру, а всего лишь основание надвигающихся с севера на юг пакетов шарьяжных пластин, корни которых так отчетливо удалось задокументировать в долине р. Чандры. Следовательно, весь кристаллический массив в верховьях Ганга также относится к структурно-тектонической зоне Южных Гималаев вместе с МСТ А. Гансера, а истинная граница между Южными и Тетис Гималаями проходит значительно (на 34 км) севернее, совпадая с гигантским разрывом, носящим здесь местное название Дхар Мартоли (разлом Малари, по К.С. Вальдия), за которым к северу начинается структурно-тектоническая зона Тетис Гималаев.

Шах и Синха [Shah, Anshu Kinha, 1974], описавшие зону сопряжения Южных Гималаев с Тетис Гималаями в долине Даулиганга отметили региональный характер и огромные размеры смещения по разлому Дхар Мартоли. На профиле амплитуда вертикального смещения превышает 4—5 км, и по разлому внедряются тела самых молодых в Гималаях турмалин-содержащих гранитов.

Особенно большое значение для оценки Южных Гималаев как геосинклинальной зоны в палеозое было открытие типичных по формационному облику эвгеосинклинальных образований, достаточно мощных (там, где они тектонически не пережаты) — до 2000 и даже до 4000 м, образующих тело шарьяжа Чейл. Как конкретное тектоническое тело, ограниченное сверху и снизу шарьяжными поверхностями, свита или серия Чейл, была выделена в районе Симлы [Pilgrim, West, 1928]. Здесь "мощности" пород

Чейл не превышают 1000 м. Сверху породы срезает шарьяжная поверхность надвига Джутог, а снизу — поверхность надвига Чейл.

Наши исследования, проведенные в коллективе геологов Университета дружбы народов и Пенджабского университета (И. Панде, П. Мехта, С. Кумар, А. Синха, Б. Маллик в 1970 г.), сопровождавшиеся полевыми работами и детальным картированием ключевых участков, показали, что шарьяжная пластина Чейл, продвинувшаяся из центральных тектонических зон Южных Гималаев и занимающая базальное положение среди системы шарьяжных пластин Южных Гималаев, протягивается по простиранию, по крайней мере, от г. Манди и бассейна р. Биас, через бассейн р. Сатледж до Тери-Гималаев или, как предполагал Д. Ауден, до бассейна Алакнанды на протяжении по фронту шарьяжей 300 км и в глубину Южных Гималаев на 100 км. Следовательно, шарьяжная пластина Чейла имеет минимальную площадь распространения в 30 тыс. км².

Петрографический состав серии пород Чейл вполне соответствует обычному характеру ранних эвгеосинклиналиных формаций, представленных мощными сериями черных сланцев, содержащих спилит-кератофировые вулканогенные образования. Главную часть (около 60—70%) составляют разновидности черных и темно-зеленоватых сланцев, окрашенных в темные цвета в связи с присутствием органического вещества и более светлых тонкозернистых алевролитов. Иногда аргиллиты образуют тонкое переслаивание, до 10—15 слоев на 1 см мощности породы. Градационная слоистость в сланцах Чейла обычно не наблюдается. Серицит, хлорит и кварц с величиной зерен 0,02—0,04 мм — преобладающие компоненты в сланцах. Содержание углистого вещества невелико. Алевролиты составлены зернами кварца, плагиоклаза и калиевых полевых шпатов с размерами зерен 0,05—0,1 мм. Плагиоклаз, определяемый по углу симметричного погасания, варьирует от альбита до олигоклаза (An_8 — An_{12}).

Песчаники являются подчиненным компонентом (20—30%) в породах серии Чейл. Они олигомиктовые, граувакковые и по количеству вулканогенных обломков иногда могут быть охарактеризованы как туффиты. Величина зерен, составляющих песчаники, варьирует от 0,1 до 0,3 мм. Содержание кварца в среднем около 57%, плагиоклаза состава альбит-олигоклаза — 18%, биотита — 13%, обломков пород часто явно вулканогенного происхождения — 12%.

В целом характеристика пород серии Чейл, ее формационный состав, значительные мощности и большое распространение, которое, судя по литературным данным, значительно превышает область развития сланцев Чейла, изученную нами лично, не оставляет сомнений в существовании в Центральных зонах Гималаев эвгеосинклиналиного бассейна. Из него была выжата и транспортирована в южном направлении на 100—150 км (см. рисунок) шарьяжная пластина сланцев Чейла.

К настоящему времени, когда были отобраны пробы из далеко отстоящих друг от друга разрезов пород, в нижних, средних и верхних горизонтах получены новые данные о геологическом возрасте сланцев Чейла. Изучавшая наши коллекции экспедиция 1976 г. Н.И. Умнова получила предварительные, но удивительно единообразные результаты по всем образцам. Определения были сделаны в метаморфизованных породах, а

потому имеют место только единичные находки спор и акритарх. Все споры и акритархи представлены среднепалеозойскими видами: *Acrhaeozonotriletes* aff. *delicatus* V. Um. (девон — ранний карбон), *Ar.* sp. (девонского облика), *Diatomozonotriletes* aff. *granulosus* Naum. (ранний карбон), *Euryzonotriletes subluculentus* (Jusch. and Kedo) (ранний карбон), *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) (карбон), *Retusotriletes puchovae* Naum. (девон — карбон), *Simozonotriletes introtus* (Waltz.) Isch. (карбон), *S. minutus* Isch. (ранний карбон), *S.* var. *polymorphosus* Sul. (карбон), *S.* aff. *sublomatus* (Waltz.) Naum. (карбон), *Stenozonotriletes conformis* Naum. (девон — карбон), *S. luculentus* Naum. (карбон), *S.* aff. *minor* Naum. (девон — карбон), *S. pumilus* (Waltz.) Naum. (девон — карбон), *S. regularis* Naum. (девон — карбон), *Trematoxonotriletes punctatus* Naum. (ранний карбон), *T. variabilis* (Waltz.) Naum. (ранний карбон), *Pateinosphaeridium* aff. *snigirevskaiae* St. a. Wil. (девон). Вероятность палеозойского возраста Чейла подчеркивается тем, что в породах Симлы и Шали — автохтонного основания шарьяжа — обнаружены рифейские строматолиты и акритархи.

ABSTRACT

Present Himalayan system are subdividing along longitudinal direction to the three significant zones: 1) South Himalaya; 2) Tethys Himalaya; 3) Indus suture zone.

Between South and Tethys Himalaya as is obvious (Ashgirei, 1977) are disposing the Main Axial Deepseated Faults. It appears a "root zone" for "nappe de charriage" allochthonous sequence.

To the north of Axial Faults are situated Tethys Himalaya with pretty little metamorphosed sedimentary rocks, crop out from Upper Precambrian up to Cretaceous suites. All rock sequences are typical geanticline.

The Indus suture zone, with ophiolites, Jurassic and Cretaceous Formation originate narrow geosyncline in Upper Mesozoic era.

In South Himalaya all rocks of the "nappe de charriage" (thrust sheets) derived from Axial geosyncline zones now squeezed, which had been adjoining at present Main Axial Faults and was dislocating, some parts also was receiving metamorphism and granitization in Phanerozoic history by many times.

Till now the geological age of the allochthonous rocks, builded the pile of trust sheets with thickness more than 10–20 km, was known only in frontal zones, where metamorphism are demeanishing. In Lesser Himalayas they studied by Pilgrim and West, 1928, 1939 and Auden, 1934. Their age had been discussed and most of investigators adopted the Phanerozoic ages.

The age of autochthonous basement (Simla slate) was determined by Misra, Valdiya, Kumar, Raaben (1961–1975), as Riphean by stromatolites. Presently Timofeev was determining the acritarchs species Scaphita and Phycomycetes, also the Riphean ages.

The age of the upper parts of allochthonous sheets in the central tectonical zones in the South Himalaya regards to the most difficult problem of the Himalayas geology. Firstly Paleozoic fossils (Devonian Salopina) in central Himalayan region was discovered near Sirdang by Gupta (1972) and Jurassic ammonites in root zones along Chandra valley, discovered by Powel, Canaghan (1973).

Now we have had decisive information concerning Paleozoic age of the Chail complex of rocks, building the Chail thrust sheet in the basements of allochthonous sheets through basins of Beas, Satlej and Alaknanda.

Total thickness of Chail's Formation varied from few meters (in tectonically slided area) to 2000 and, some places to 4000 m. Different types of black, carbonaceous (graphitic) shales and some aleurolitic shales converted into phyllites constitute the 60–70% of Chail complex, regionally metamorphosed up to green schist facies. Petrochemical composition of tuffaceous sandstones and metavolcanics constitute about 30% of Chail complex.

Rocks of Chail's thrust sheets builded up by the typically early eugeoxencline suites, with some spilitic-keratophyric volcanics. Presently in Ashgirei collection 1976 of the Chail's rocks was discovered by N. Umnova spores complex with genus *Archaeozonotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Leiotriletes*, *Retusotriletes*, *Sinozonotriletes*, *Stenotriletes*, *Trematozonotriletes* and all presented by Devonian and Lower Carboniferous species, and acritarchs Devonian types.

This new discoveres indicating undoubtedly that Axial zone of the South Himalaya had been real eugeosyncline in the Phanerozoic time.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
Ажгирей Г.Д., Раабен М.Е., Синха А.К., Дмитриенко О.Б. Новые данные о геологии Низких Индийских Гималаев. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
Бертельсен А. Дискуссионные вопросы структуры и стратиграфии Малых и Высоких Гималаев в пересечении Симла – Сатледж. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
Auden J.B. The geology of the Krol belt. – Rec. Geol. Surv. India, 1935, v. 69 (2).
Ganser A. Geology of the Himalayas. New York: Intersci., 1964.
Gupta V.J. A note on the stratigraphic position of the Sirdang quartzites of the Type Area, Kumaun Himalayas. – Verh. Geol. Bundesanst., 1972, Jh. 1972, H. 2.
Gupta V.J. et al. Stratigraphy along the Manali-Leh road. – Publ. Cent. Adv. Study Geol. Panj. Univ., Chandigarh, 1970, N 7.
Jhingran A.C., Thakur V.C., Tandon S.K. Structure and tectonics of the Himalaya. – In: Himalayan Geology Seminar. Delhi, 1976, Sect. II, part I.
Pilgrim G.E., West W.D. The structure and correlation of the Simla rocks. – Mem. Geol. Surv. India, 1928, v. 53.
Powell C.Mc A., Conaghan P.J. Polyphase deformation in Phanerozoic rocks of the Central Himalayan gneiss, NW India. – J. Geol., 1973, v. 81, N 2.
Shah S.K., Sinha Anshu K. Stratigraphy and tectonics of the "Tethyan" zone in a part of Western Kumaun. – In: Himalayan Geology, Delhi, 1974, v. 4.

УДК 551.240 (235.2)

С.А. ЗАХАРОВ

О ПРИРОДЕ ПАМИРО-ПЕНДЖАБСКОГО СИНТАКСИСА

К проблемам геотектоники первостепенной важности относятся: 1) закономерности становления континентальной земной коры; 2) выявление самостоятельных горизонтальных движений частей литосферы; 3) поиски причин смещений литосферы; 4) установление характера смещений:

части литосферы движутся целиком как жесткие плиты или происходит пластическая их деформация и срывы слоев.

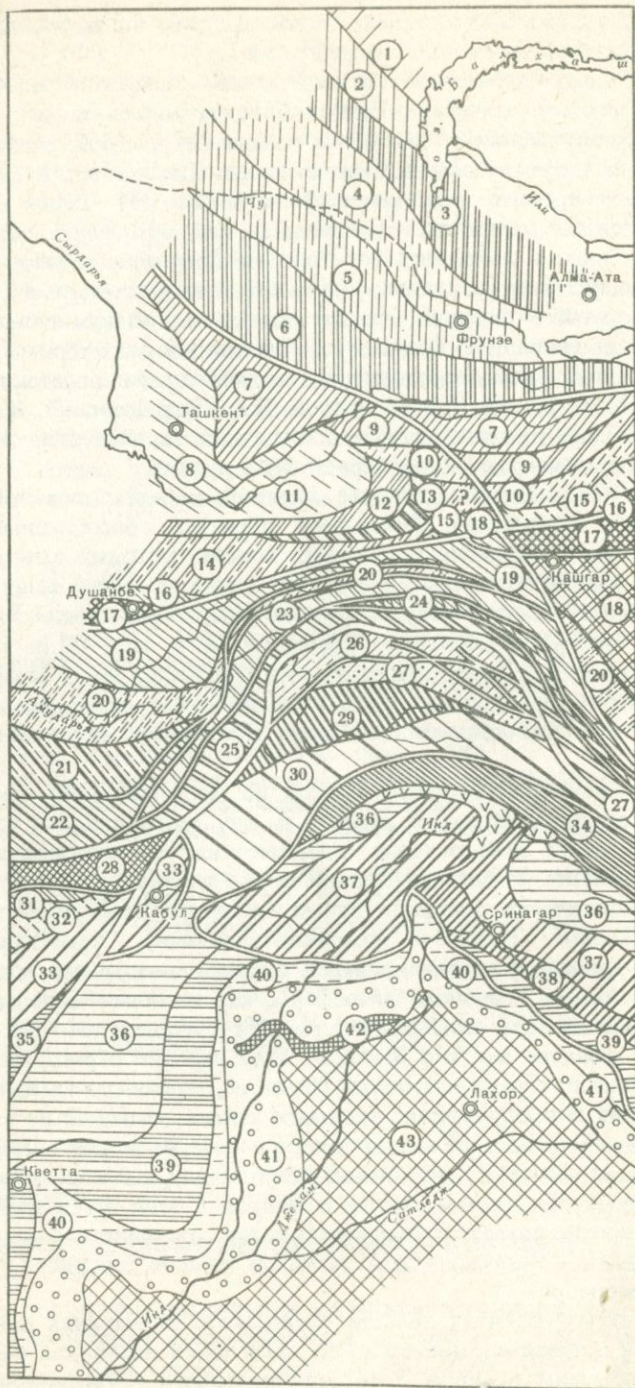
Превосходным полигоном для исследований, направленных на решение этих вопросов, может служить Памиро-Пенджабский синтаксис.

Изгиб со скупиванием Гималаев и складчатых хребтов севернее вплоть до Алтая на долготе Памира носит название Памиро-Пенджабского, или Памиро-Кашмирского, синтаксиса. Э. Арганом, Д.Н. Вадиа и другими исследователями синтаксис трактовался как вторичное образование, возникшее лишь в кайнозое. Этот взгляд поддерживался многими советскими, индийскими, западноевропейскими и американскими геологами. Согласно другой концепции, структурные дуги синтаксиса были первичными и существовали со времени их заложения в докембрии и палеозое. Эта теория развивалась преимущественно некоторыми советскими тектонистами (М.М. Тетяев, В.В. Белоусов, Б.А. Петрушевский, Д.П. Резвой и др.). Данные геологических исследований за последние 15–20 лет умножили аргументы в пользу первой точки зрения.

Памиро-Пенджабский синтаксис является южной половиной области Памирского скупивания. Последняя образует обособленный сектор перитетического ансамбля подвижных поясов, который занимает большую часть южной половины Евразии. Он складывается серией фанерозойских тектонических поясов; возраст (время завершения геосинклинального развития) их последовательно уменьшается к югу (Д.В. Наливкин, С.А. Захаров и др.). Всего в ансамбле насчитывается до 10 таких поясов, из них шесть пересечены Памиро-Пенджабским синтаксисом. Схема тектонического районирования области Памирского скупивания приведена на рис. 1.

В Перитетическом ансамбле поясов по мере миграции в мезозое и кайнозое геосинклинального режима к югу геосинклинали утрачивали некоторые черты, свойственные "классическим" эвгеосинклиналям. Это особенно заметно на долготе Индостана для позднемиоценовых и кайнозойских геосинклиналей. Дополнительные искажения были внесены срединными массивами (бывшими микроконтинентами), "кристаллическими осями" — длительно развивавшимися геоантиклинальными поднятиями, локализованными течениями литосферы, наложениями молодых поясов на более древние. Эти особенности ансамбля привели к тому, что геосинклинальное развитие для юга Высокой Азии нередко отрицается. Однако за меридианами, ограничивающими Индостан, геосинклинальные условия седиментации в продолжениях молодых поясов сомнений не вызывают. Такой характер на востоке имеют пояса в Бирме, на западе — мезозойский Фарахрудский прогиб в Центральном Афганистане, кайнозойские прогибы Сулеймановых гор, систем Киртар и Мекран. С этой точки зрения Индо-Гангский прогиб может рассматриваться как продолжение современной геосинклинали — Индонезийского желоба и, видимо, северного побережья Аравийского моря.

Общая схема развития области Памирского скупивания показана на рис. 2. Для подвижных поясов (зон), насколько позволяли имеющиеся данные, выделены периоды догеосинклинального и геосинклинального развития. После этапа диастрофизма, завершающего геосинклинальный



период, каждый подвижный пояс не превращается сразу в платформу. Длительное время (для рассматриваемой области — до наших дней) здесь перемежаются периоды относительно спокойного, квазиplateформенного состояния и этапы орогенеза. Такой режим неустойчивых успокоений, сменяемых реактивациями, мною предложено называть тергалым, а подвижные пояса, испытывающие этот режим, — тергалами.

Особенности тектонического строения Памиро-Пенджабского синтаксиса находят объяснение в смещении этого региона к северу. Двадцать лет назад такое предположение еще базировалось преимущественно на ориентировке структурных дуг и на фронтальных надвигах Памира. Позднее были установлены фланговые зоны многокилометровых сдвигов — левых на западном ограничении синтаксиса (С.А. Захаров, Г.В. Веллман и др.), правых на восточном фланге (А.В. Пейве, С.В. Руженцев и др.). Азимуты палеомагнитных векторов в Таджикской депрессии и во внешней дуге Памира изменяются в полном соответствии с предположением о позднем, кайнозойском, дугообразном изгибании структурных зон, первоначально имевших широтное протяжение (Ю.С. Ржевский, В.С. Буртман, Г.З. Гурарий).

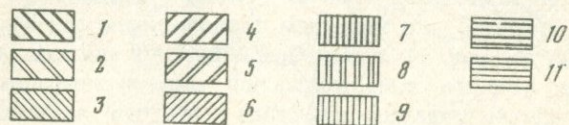
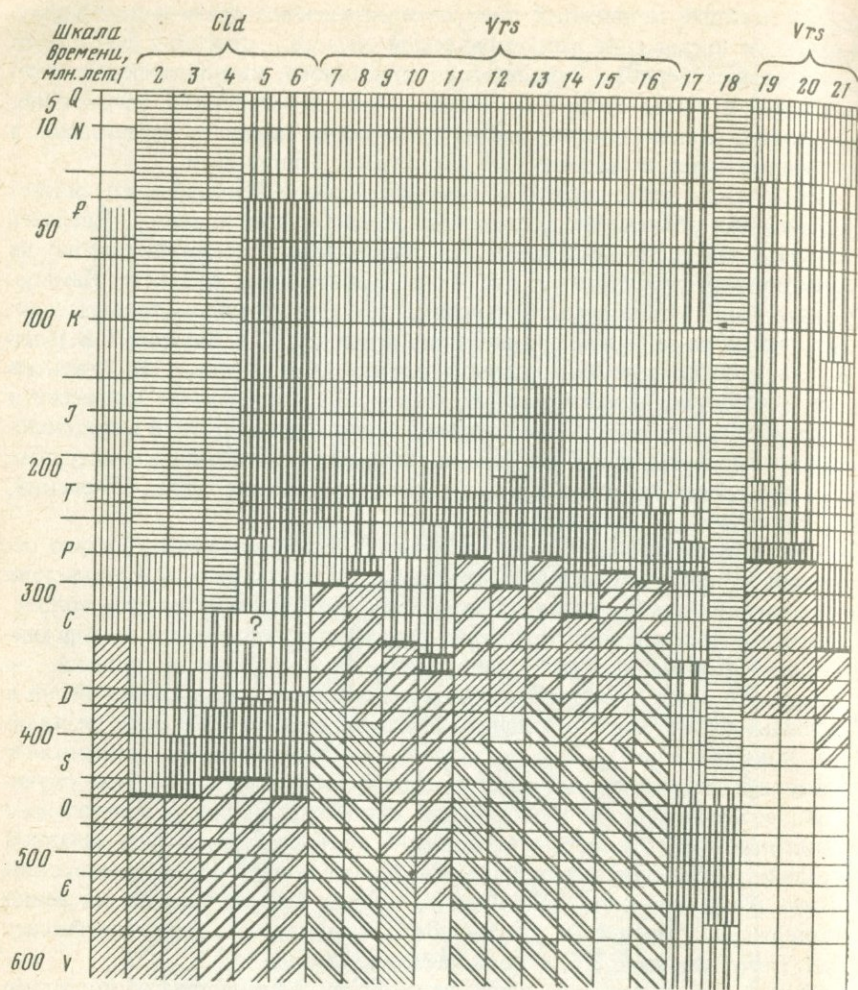
Вместе с тем недостаточная изученность литофациального состава отложений за пределами Памиро-Пенджабского синтаксиса, в Афганистане и юго-западной части Китая, не позволяла окончательно решить вопрос. Попытки сопоставлений структурно-фациальных зон Памира и Афганистана предпринимались. Но более детальные исследования привели к выводу, что зоны Южного Памира не продолжают ни в Северный, ни в Центральный Афганистан (Северный Памир в этом отношении не является показательным). Это послужило дополнительным аргументом в пользу представления, согласно которому область Памирского скупивания, включая Памиро-Пенджабский синтаксис, являлась изначальным поднятием, порогом, ограничивавшим с востока южную часть западной половины Перитетического ансамбля поясов (или Средиземноморский геосинклинальный пояс). Наличие же порога в свою очередь косвенно подтверждало мнение о первичности структурных дуг синтаксиса (Б.А. Петрушевский, Д.П. Резвой, М.М. Кухтиков).

Лишь более тщательное изучение геологии Афганистана за последнее десятилетие показало, что западным продолжением зон Южного Памира (зоны 26, 27, см. рис. 1) служит Срединный Афганистан, ранее не выделявшийся в качестве самостоятельной структурно-фациальной зоны. Эта полоса рассматривалась как зона крупного разлома, известного под названиями Гератский, Герирудский, Главный Гиндукушский разлом; иногда же здесь выделялось по нескольку очень узких зон — Герирудский, Сафедкохский краевые прогибы и др. (В.И. Славин).

←

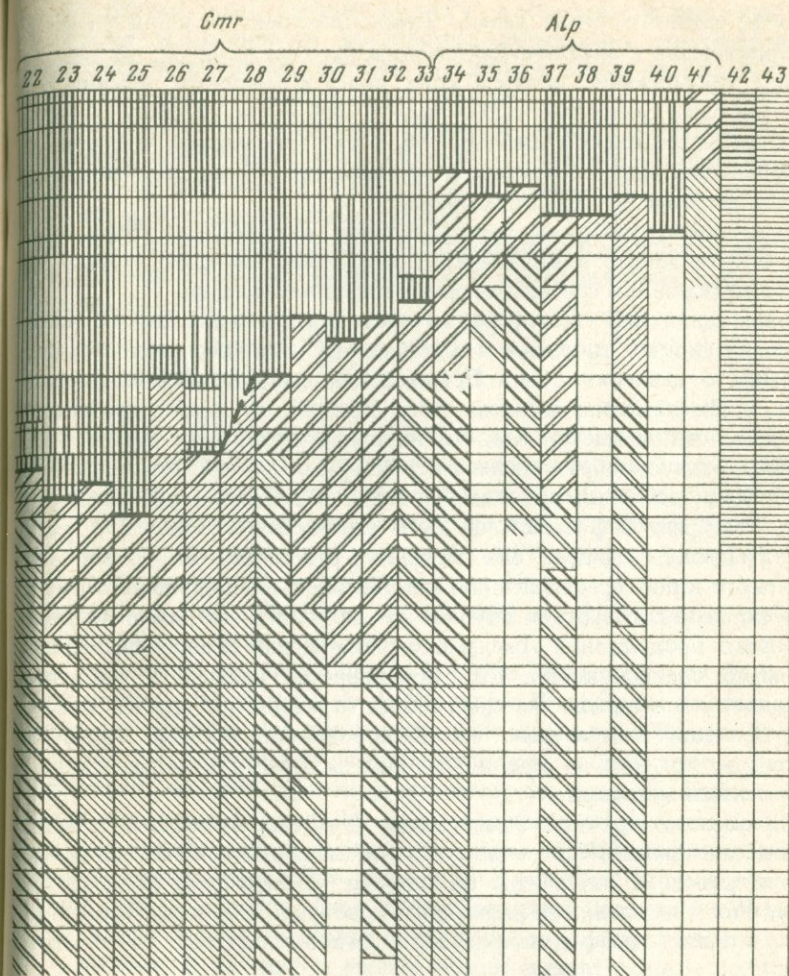
Рис. 1. Схема расположения тектонических зон области Памирского скупивания

Штриховка и нумерация приведены только для выделения зон, испытывавших разную эволюцию. История тектонического развития зон 1–43 показана на рис. 2. Зоны со сходным развитием заштрихованы одинаково, за исключением зон Южного Памира (26, 27), западным продолжением которых служит зона Срединного Афганистана (28). Двойными линиями обозначены разрывы, по которым произошли большие горизонтальные смещения



Р и с. 2. Обобщенная схема тектонического развития области Памирского скупивания в фанерозое. Номера колонок соответствуют номерам зон на рис. 1

Детальные исследования (В.И. Дронов и другие советские и афганские геологи) позволили установить, что зона Срединного Афганистана (зона 28, см. рис. 1) имеет ширину от 15 до 110 км и состоит из ряда блоков, разделенных сетью разрывов, преимущественно надвигов и правых сдвигов. Пермские и мезозойские отложения в пределах зоны существенно отличаются от синхронных образований Северного и Центрального Афга-



1-3 - догеосинклинальные системы: 1 - поднятия, 2 - прогибы, 3 - неразделенные области; 4-6 - геосинклинальные системы: 4 - поднятия, 5 - прогибы, 6 - неразделенные области; 7-9 - тергальные системы: 7 - поднятия, 8 - прогибы, 9 - неразделенные области; 10, 11 - платформы и срединные массивы: 10 - поднятия, 11 - неразделенные области; 12 - время диастрофизма (перехода от геосинклинального к тергальному режиму развития)

Пояса первого порядка: Cld - каледониды, Vrs - герциниды, Cmr - киммериды, Alp - собственно альпиды (кайнозоиды)

нистана и вместе с тем обнаруживают большое сходство с таковыми на Южном Памире. Таким образом, Срединный Афганистан является не зоной разлома, а самостоятельной структурно-фациальной зоной, перебитой многочисленными разрывами. Небольшая ширина зоны обусловлена сильным ее сжатием и "задавливанием". Изостатическое выравнивание в позднем кайнозое привело к поднятию хребта Гиндукуш.

На востоке зона ограничена левым Чаманским сдвигом, вдоль которого она соприкасается с жестким Кабульским блоком (зона 33, см. рис. 1). Восточное продолжение мезозойского пояса Срединного Афганистана в кайнозой было смещено к северу на 350—400 км по сложной субмеридиональной Бадахшанской зоне сдвигов. В этой зоне местами сохранились лишь небольшие линзы пермских и мезозойских отложений, "затертые" среди блоков более древних образований.

Следовательно, проблемы горизонтальных смещений на сотни километров и вторичного, кайнозойского формирования структурных дуг Памиро-Пенджабского синтаксиса решаются положительно.

Причины движений литосферы изучены недостаточно. Это не могло быть гравитационное сползание с мегаундаций. Наиболее распространенное мнение о давлении с юга Пенджабским выступом Индостанского кратона и Джеламским клином этого выступа на край Евразийской плиты также неприемлемо. Как бы ни представлять себе детали этого механизма, радиусы образующихся структурных дуг должны быть больше расстояний до точки приложения силы. В действительности же они меньше. Так, радиус фронтальной дуги синтаксиса — около 350 км (с учетом фланговых сдвигов еще меньше), расстояние же до вершины Джеламского клина превышает 600 км. Наконец, представление о деформациях коры как следствии глубинного движения, например поддвига подкорового продолжения Джеламского клина или течения литосферы, также мало правдоподобно. Ему противоречит наличие в литосфере волноводов, указывающих на срыв одних горизонтов с других, нижележащих. Особенно показательно, что волноводы есть и в коре. Срывы со скольжением по цоколю при покровной складчатости установлены и геологическими методами.

Таким образом, причины, вызывающие движения литосферы, остаются пока невыясненными. Но очевидно, что эти смещения не являются только пассивной реакцией литосферы на внешние механические воздействия. При изучении кинематики деформаций и в поисках сил, их вызывающих, нужно учитывать дифференцированную активность слоев самой литосферы.

Сказанное выше не позволяет трактовать структуру Памиро-Пенджабского синтаксиса, так же как и всей системы молодых орогенов Центральной Азии и юга Евразии, как результат механического взаимодействия жестких плит в духе гипотезы плитовой тектоники.

* * *

Итак, на основе изучения развития структуры Памиро-Пенджабского синтаксиса можно сделать следующие заключения.

1. Подтверждена миграция к югу в фанерозое геосинклинального режима в центральной части южной половины Евразии вплоть до Индостана; результатом было формирование Перитетического ансамбля подвижных поясов.

2. Расположение структурных дуг, крупные надвиги во фронтальной части и внутри региона Памиро-Пенджабского синтаксиса, большие сдвиги и изгибы структурных форм и фациальных зон на его флангах, палеомаг-

нитные данные, сопоставление пермских и мезозойских литофаций Южного Памира и Срединного Афганистана показывают, что северная часть синтаксиса испытала за кайнозой смещение к северу на 350–400 км; на юге это перемещение, видимо, было больше.

3. Крутизна структурных дуг Памира и срывы крупных слоев коры и литосферы противоречат предположениям о смещении рассматриваемого региона и формировании его структуры только как о реакции на давление с юга или на поддвижение субстрата.

4. Взаимоотношения Евразии и Индостанского кратона не могут трактоваться как результат механического взаимодействия краев жестких литосферных плит.

А Б С Т Р А К Т

Les problèmes importants de la géotectonique sont: a) l'origine de la croûte terrestre du continent; b) révélation du mouvement horizontal indépendant des parties de la lithosphère; c) recherches des motifs du décalage de la lithosphère; d) la détermination du caractère des mouvements: les parties de la lithosphère sont en mouvement comme des dalles dures ou bien il s'agit de la déformation plastique et du déplacement des géites.

Le syntaxis Pamiro-Panjabien est un objet excellent pour les explorations visé à la résolution de ces problèmes.

Le syntaxis est un moitié sud de la région du raccordement de Pamir. La dernière forme une région isolé de l'ensemble Perithétique de zones mobiles. L'ensemble occupe la plus grande partie de la moitié sud d'Eurasie. Il se forme de la série des zones tectoniques phanérozoïques. L'âge géologique (la période d'achèvement du développement géosynclinal) des zones se diminue successivement vers le sud. Les périodes du développement pré géosynclinal et géosynclinal sont assignées pour de zones mobiles. Après l'époque du diastrophisme, qui achève la période géosynclinal, chaque zone mobile ne se transforme pas du premier coup à le craton. On y alterne longtemps des périodes d'état relativement calme de quasi-plateforme et des périodes de la réactivation d'orogènes. On a proposé de nommer la pareille période regnant parmi le développement géosynclinal et du passage définitif au cratôn comme le régime tergal et les zones mobiles de ce régime-les tergaes.

L'étude de la nature du syntaxis Pamiro-Panjabien a permit à faire les conclusions suivantes:

1. Enormes charriages dans la partie frontale et à l'intérieur du syntaxis, les grands décalages et les courbures des formes tectoniques et des zones faciales aux flancs, les données paleomagnétiques, la comparaison des lithofacies permien et mésozoïques du sud de Pamir et d'Afghanistan moyen montrent que la partie du nord du syntaxis avait à la période cénozoïque une décrochement au 350–400 km vers le nord. Au sud cet entrainement était plus grand.

2. Les petits rayons des arcs du plissement de Pamir et les glissements des énormes géites de la croûte et de lithosphère sont en contradiction avec les suppositions sur le déplacement et la formation de la structure de la région envisagé quand il s'agit de la réaction à la pression du coté du sud ou au sous-charriage du substractum.

3. Les rapports entre l'Eurasie et le cratôn d'Inde ne peuvent pas être considérés comme le résultat de l'influence mécanique des bords de dalles dures de la lithosphère. Selon cette interprétation on ne peut pas à trouver l'explication de toute la zone gigantesque des jeunes orogéniques faites d'Eurasie.

УДК 551.24:551.462 (262)

Е.Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В.В. КОЗЛОВ, Ю.Я. КУЗНЕЦОВ

СУБОКЕАНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Систему субокеанических впадин и вулканических дуг Средиземноморья можно рассматривать в качестве реально существующей геодинамической модели формирования межконтинентальных геосинклинальных поясов геологического прошлого, так как в их строении намечаются аналогичные структурные элементы. Поэтому изучение Средиземноморья может дать дополнительные материалы для понимания тектонических процессов, происходивших как в Альпийско-Гималайском поясе, так и в более древних геосинклинальных системах.

Субокеанические впадины Средиземноморья разделяются на два типа, так как одни из них заложены в пределах мобильной области Тетиса (Алжиро-Прованская, Тирренская, Эгейская), а другие — в краевой части Африканского континента (Ионическая, Левантийская). Эти данные подтверждают возможность заложения геосинклинальных прогибов древних складчатых поясов на гетерогенном основании.

Впадины Средиземноморья образуют последовательный ряд структур, различающихся по степени преобразования земной коры и соответствующих разным стадиям эволюции. Этот эволюционный ряд начинается с наиболее преобразованной Алжиро-Прованской впадины, включает далее впадины Ионическую и Тирренскую и заканчивается Эгейской впадиной, в которой эти процессы находятся в начальной стадии [Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1977].

Сравнительный анализ позволил наметить следующие стадии развития впадин.

Стадия утонения земной коры. Эту стадию переживает в настоящее время северная часть Левантийской впадины. Для нее характерно сравнительно слабое утонение коры, которая остается по своему типу переходной от типично континентальной к субокеанической с возможным значительным утонением в наиболее погруженных частях. В условиях значительного прогибания при этом накапливаются осадки большой мощности.

Дальнейшая эволюция подобных впадин может пойти различными путями. Они могут либо превратиться в субокеанические впадины, либо процесс преобразования коры может завершиться в самой начальной стадии и тогда на месте впадины в условиях сжатия возникнут тектонические сооружения, подобные эпиплатформенной орогенной области Атласа.

Стадия дифференцированной деструкции континентальной коры. Ста-

дия характерна для впадины Эгейского моря. Здесь имеет место дальнейшее утонение коры, что приводит к частичной деструкции континентальной коры. Этот процесс проявлен дифференцированно. Территория впадины распадается на отдельные горсты, выступающие в виде островов и расчлененные тектоническими трогами, образуются локальные глубоководные впадины с корой субокеанического типа. Здесь проявляются высокая сейсмичность и вулканизм андезитовой формации.

Стадия общей деструкции континентальной коры. В этой стадии находится Тирренская впадина с корой субокеанического типа в центральной части. Здесь происходит деструкция континентальной коры с постепенным исчезновением ее реликтов. Проявлен основной вулканизм с характерным резко дифференцированным магнитным полем. По периферии впадины образуются андезитовые вулканические дуги; здесь же проявлены тангенциальные напряжения, векторы которых ориентированы в сторону от впадины, что определяло направление движения покровных пластин.

Стадия завершения деструкции континентальной коры. Вероятно, эту стадию переживает впадина Ионического моря. На протяжении стадии заканчивается формирование субокеанической впадины, тогда как преобразование континентальной коры, сопровождаемое вулканизмом андезитовой формации, происходит лишь по периферии в небольших масштабах. Впадина приобретает выровненное дно, становится асейсмичной.

Стадия стабилизации субокеанической коры. В этой стадии находится Алжиро-Прованская котловина с корой субокеанического типа. К началу стадии формирование субокеанической коры было закончено, после чего впадина испытывала лишь общее прогибание, которое частично компенсируется осадконакоплением.

В процессе перестройки коры во впадинах по их обрамлению возникали островные вулканические дуги субокеанического типа (Рифско-Кабильская, Крито-Родосская и др.), сопровождаемые сейсмофокальными зонами. В островных дугах Средиземноморья проявлен интенсивный вулканизм, имеющий много общих черт с характерными островодужными комплексами вулканитов более древних геосинклинальных поясов. Отмечается синхронность преобразования коры во впадинах и проявления вулканизма в островных дугах по их обрамлению.

Представления об эволюционном ряде и стадиях развития субокеанических впадин Средиземноморья подтверждаются данными о возрасте их формирования, так как палеогеографические и палеовулканологические данные позволяют определить начало деструкции. Для Алжиро-Прованской впадины оно приходится на ранний миоцен, для Ионической — на поздний миоцен — ранний плиоцен, для Тирренской — на средний плиоцен, для Эгейской — на плейстоцен.

Формирование субокеанических впадин Средиземноморья протекало в условиях растяжения, что подтверждается не только характером тангенциальных деформаций по их периферии, но и наличием структур растяжения в пределах самих впадин. В западном Средиземноморье к ним принадлежит Гибралтарский рифт, раскрытие которого произошло в начале плиоцена, вызвав быструю ингрессию плиоценового моря. О рифтовой природе Гибралтарского пролива свидетельствует его грабенообразное строе-

ние, согласованность структур на противоположных берегах, наличие резкой положительной гравитационной аномалии, батиметрические данные. Другой структурой растяжения является рифт Тунисского пролива, выделяемый в качестве звена Европейско-Африканской рифтовой системы.

В противоположность субокеаническим впадинам для их обрамления характерна обстановка сжатия с формированием тектонических покровов, перемещаемых в стороны от впадин. В процессе тектонического скупивания [Пейве, 1969] здесь возникают окраинные поднятия. Намечается последовательное омоложение тектонических деформаций в сторону от субокеанических впадин. Возможно, что передача импульсов тектонических напряжений в коре носит волновой характер, вызывая формирование резонансно-тектонических структур [Пушаровский, 1969].

Для понимания механизма формирования структуры Средиземноморья важны соотношения во времени процессов становления глубоководных впадин и образования покровных структур по их периферии. На примере Алжиро-Прованской котловины устанавливается, что движение тектонических покровов вдоль ее южного обрамления происходило в среднем эоцене, в конце палеогена и в начале неогена вплоть до середины миоцена, тогда как формирование вулканической дуги, свидетельствующее о преобразовании коры в самой впадине, приходится здесь преимущественно на ранний миоцен. Следовательно, образование тектонических покровов совпадает во времени с предварительной стадией формирования субокеанической впадины и с самыми начальными этапами ее становления.

На палеотектонических схемах, составленных для палеогенового (рис. 1, вкл.) и неогенового (рис. 2, вкл.) периодов, отражены главные особенности тектонической эволюции Средиземноморья. Если в палеогене здесь продолжали развиваться основные тектонические элементы, характерные и для мезозоя, то на рубеже палеогена и неогена произошла существенная перестройка структурного плана, приведшая к формированию субокеанических впадин и вулканических дуг Средиземноморья.

Палеотектонический анализ позволил, в частности, провести сопоставление краевой части Африканского континента, точнее Атласской складчатой области [Кузнецов и др., 1974] и формирующихся начиная с неогена структур Восточного Средиземноморья. Вероятно, Алжиро-Прованскую котловину того времени можно сопоставить со впадиной Эгейского моря. При этом устанавливается аналогия между Рифско-Кабильской и Крито-Родосской дугами, а миогесинклинальный прогиб Эр-Рифа-Телль-Атласа должен соответствовать Эллинскому (Геленскому) глубоководному желобу. Области Марокканской Месеты и особенно Высоких Плато в какой-то степени напоминают Центрально-Средиземноморский вал. В этом случае намечается также аналогия между авлакогеном Сахарского Атласа и Ливийским желобом. Такое сопоставление представляет интерес для понимания механизма формирования специфических структур краевой части платформы на основе принципов актуализма.

Вероятно, аналогичный процесс формирования субокеанических,

частично с океанической корой, впадин также был проявлен в Тетисе в раннем мезозое. При этом в Западном Средиземноморье могли возникать локальные впадины с корой субокеанического типа, так как здесь нет офиолитовой ассоциации в полном наборе. В Восточном Средиземноморье, очевидно, образовывались более крупные и более глубоководные впадины с корой океанического типа, реликты которой обнаруживаются на значительных пространствах.

Возможно также сопоставление эволюционных рядов впадин внутренних морей Средиземноморья и окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Намечается близость стадий развития, в которых находятся Япономорская и Алжиро-Прованская впадины, юго-западная половина Берингоморской впадины и Ионическая впадина, северо-восточная половина Берингоморской и Левантйская впадина; Охотоморская впадина может при этом рассматриваться как занимающая промежуточное положение между Тирренской и Эгейской впадинами. Вместе с тем нельзя говорить о полной аналогии в строении сравниваемых впадин, так как в Средиземноморье имеет место своего рода "миниатюризация" тектонических процессов, в связи с тем что здесь тектонический пояс занимает межконтинентальное положение, тогда как Тихоокеанский пояс является периконтинентальным.

Изучение системы субокеанических впадин и вулканических дуг Средиземноморья позволило представить наиболее вероятный механизм ее формирования.

В пределах субокеанических впадин происходила перестройка коры, связанная с подъемом астеносферы и кровли мантии, а также ее разуплотнением, сопровождаемая повышенным тепловым потоком, интенсивным вулканизмом и высокой сейсмичностью. При этом имела место деструкция континентальной коры, которая носила полигенетический характер, так как включала такие процессы, как денудация приподнятых участков консолидированной коры, внедрение основных вулканитов, мантийный диапиризм с подъемом ультраосновных протрузий, растяжение и разрыв коры вплоть до образования рифтоподобных структур, рассредоточенных в пределах впадин. Такие представления подкрепляются также материалами и построениями целого ряда исследователей [Berry, Knoppoff, 1967; Ritsema, 1970, 1975; Krebs, 1975; Муратов, 1975; Van Bemmelen, 1978; Маловицкий, 1978; Яншин и др., 1978].

А B S T R A C T

The system of suboceanic depressions and volcanic arches in the Mediterranean is proposed to be a really existing geodynamic model simulating the formation of the intercontinental geosynclinal belts in the geological past as they are found to display similar structural elements.

There are two types of the suboceanic depressions. The first includes those originated within the mobile region Titisia (Algeria-Provencian, Tirhenian, Aegian), the second comprises the depressions confined to the margin portion of the African continent (Ionian, Levantine).

Rising of the asthenosphere and of the mantle roof brought about the disinte-

gration and consequently reconstruction of the crust in the suboceanic depressions, accompanied with increasing release of heat intensification of volcanic and seismic activity.

The destruction of the continental crust appears to be of a polygenetic character for it involved in such processes as denudation of the uplifted parts of the consolidated crust, emplacement of the basic volcanic bodies, mantle diapirism responsible for uplifting of the ultrabasic protrusions, tension and fracturing of the crust, all the events contributing into the formation of rift-like structures. As the Mediterranean depressions are found to be in different evolution stages they can be tentatively arranged according to a degree of destruction into a row. This evolution row begins with the most altered and modified Algeria-Provençal depression which is followed by Ionian and Tirrhenian depressions, and ends with the Aegian depression displaying an early stage of the destruction process attacking the continental crust.

The reconstruction of the crust in the margins of the depressions produced the island volcanic arches referred to the suboceanic type, with associated seismofocal zones (Reef Kabila, Crete-Phodes etc.). The Mediterranean island arches suffered profound volcanic activity responsible for the formation of the rock-types similar in the main to the volcanic varieties composing more ancient geosynclinal belts. The modification of the crust in the depressions and the volcanic activity confined to the margins of the island arches are supposed to be synchronous.

In contrast to the suboceanic depressions, the island arch margins show a degree of compression responsible for the tectonic sheets overthrust in the direction away from the depressions. The tectonic congestion (according to A.V. Peive) accounts for appearance of ridges. Successive rejuvenation of the tectonic deformations taking place in the direction away from the suboceanic depressions is not unlikely. The transmission of the tectonic strain impulses is supposed to be of a wave character and is a likely cause of the resonance-tectonic structures (according to Yu.M. Pustcharovsky).

The regular features revealed are shown on the geodynamic map of the Mediterranean and adjacent areas of the African continent and Arabia subcontinent. The map contains detected zones of variable tension and compression, vectors indicating the directions of tectonic strain and its age. The comparison of the evolution sequence of the inner Mediterranean sea depressions and the depressions of the marginal seas of the Pacific Ocean seems possible.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов Ю.Я., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента. — Геотектоника, 1974, № 2.
- Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978.
- Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пуцаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Эволюционный ряд субокеанических впа-

дин Средиземного моря. — В кн.: I съезд советских океанологов. Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977, вып. III.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Казаков О.В. и др. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.

Berry M.S., Knorppoff L. Structure of the upper mantle under the Western Mediterranean Sea. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 14.

Krebs W. Formation of southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: Plate or global-vertical tectonics? — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1975, v. 59, N 9.

Ritsema A.R. On the origin of Western Mediterranean Sea basin. — Tectonophysics, 1970, v. 10.

Ritsema A.R. The contribution of the study of seismicity and earthquake mechanisms to the knowledge of Mediterranean geodynamics. — In: Progress in Geodynamics: Proc. Dutch. Symp. Amsterdam, 1975.

Van Bemmelen R.W. The present formulation of the undation theory. — Z. geol. Wiss., v. 6., 1978.

УДК 551.243

М.Л. СОМИН, Г. МИЛЬЯН

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНИКА КУБЫ

На территории Кубы выделяются две главные тектонические зоны. Карбонатные, кремнистые и терригенные отложения юры и мела северной части острова образуют зону миогеосинклинали. Лежащую южнее широкую полосу, где развиты магматические образования мелового и юрского (?) возраста, называют зоной эвгеосинклинали, или зоной Заза. В пределах последней известны выходы комплекса метаморфизованных терригенных и карбонатных пород (КМК), слагающих о-в Хувентуд (о. Пинос), горы Эскамбрай, район пос. Асунсьон в горах Пурьяль Восточной Кубы и пояс Кангре в горах Гуанигуанико провинции Пинар-дель-Рио (рисунок).

Эти выходы рассматривались как выступы фундамента зоны Заза [Furrazola-Bermudez et al., 1964; Pardo, 1975; и др.] или как надвинутые с юга аллохтонные массы — мнение Г. Мильяна [Millán, Somin, 1976; и др.], А.Л. Книппера [1975] и др. К иному заключению о положении КМК пришел М.Л. Сомин, что позволило ему во многом по-новому трактовать тектонику Кубы [Сомин, Мильян, 1976; Сомин, 1979, и др.]. Отправным моментом послужил тот установленный авторами факт, что разрез КМК аналогичен разрезу юрских отложений Гуанигуанико. Находки аммонитов мальма в поясе Кангре и в Эскамбрае и мезозойских фораминифер на о-ве Хувентуд в совокупности с литологической корреляцией указывают, что метатерригенные толщи КМК относятся к лейасу — нижней части мальма, а существенно карбонатные — к мальму до титона включительно [Сомин, Мильян, 1972, 1977; Millán, Myszynski, 1978]. В Гуанигуанико юра согласно сменяется маломощным (до 1 км) миогеосинклинальным разрезом неокома — средней части мела; следует предполагать, что разрез сходного типа существовал и в области развития КМК, тем более что некоторые породы Эскамбрая очень похожи на меловые [Millán, Somin, 1976].

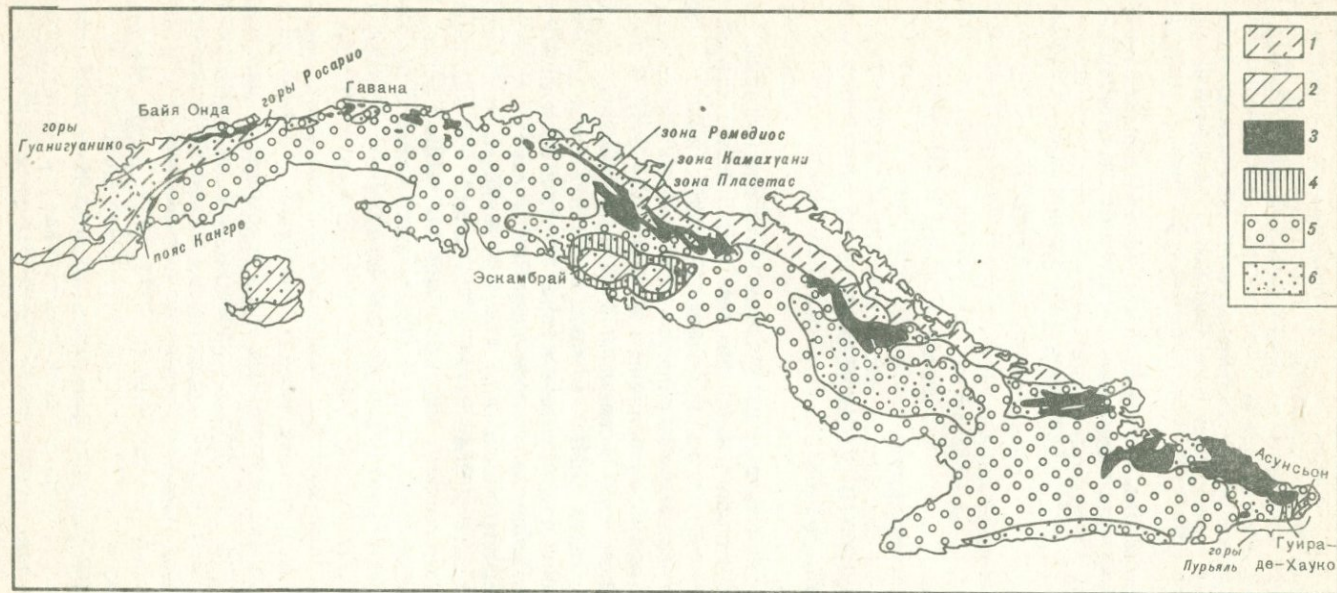


Схема размещения основных дотретичных комплексов Кубы (постмеловые комплексы сняты)

1-2 – миогеосинклинальные комплексы: 1 – неметаморфизованные, 2 – метаморфизованные; 3-5 – эвгеосинклинальные комплексы: 3 – основные выходы ультрабазитов, 4 – амфиболиты комплекса-Мабухина и свиты Гуира-де-Хауко, 5 – вулканогенно-осадочные толщи и (под палеоген-четвертичным чехлом) нерасчлененные эвгеосинклинальные комплексы; 6 – обнаженные части комплексов

В поясе Кангре и в Эскамбрае в составе КМК появляется некоторое количество метабазитов. Ими, в частности, сложена свита Яябо, локально развитая в крыльях куполов Эскамбрая, к ней приурочено максимальное количество мелких тел серпентинитов. На ов. Хувентуд метабазитов и серпентинитов намного меньше. С этими особенностями состава коррелирует режим регионального метаморфизма: в Эскамбрае он высокobarический глаукофан-эклогитовый, на о-ве Хувентуд — среднебарический дистен-силлиманитовый [Millán, Somín, 1976]. Тем не менее в обоих районах четко проявилась общая особенность — обратная метаморфическая зональность [Сомин, Мильян, 1974; Сомин, 1977]. Степень метаморфизма здесь повышается от ядер купольных структур к их крыльям. При этом на о-ве Хувентуд зональность охватила в целом нормальный стратиграфический разрез. Хлоритовая и биотитовая зоны соответствуют центру купола, где развиты породы нижней терригенной толщи. На крыльях купола и за его пределами, где выступают существенно карбонатные толщи мальма, последовательно выявляются зоны ставролита, кианита и силлиманита [Eguipko et al., 1975; Millán, 1975]. Следовательно, региональный метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации здесь поразил породы, над которыми могла быть лишь ничтожная по мощности стратиграфическая покрывка.

Несколько иные соотношения наблюдаются в куполах Эскамбрая. Лавсонит-глаукофановая зона центральной части куполов охватила отложения мальма — неокома (?); степень перекристаллизации пород во внешней части зоны выше, чем во внутренней. Гранат-глаукофановая — гранат-альбит-роговообманковая зона, развитая концентрически по периферии куполов, наложилась на существенно терригенные толщи и на свиту Яябо. Мы предполагаем, что эти толщи несколько древнее толщ центральных частей куполов и оказались структурно выше их в результате шарьирования, имевшего место до метаморфизма. Но часть пород верхнего мальма также оказалась в зоне повышенного метаморфизма.

Купола Эскамбрая окаймлены еще более глубоко метаморфизованными породами комплекса, или серии, Мабухина — андезитовыми амфиболитами низкого — умеренного давления, прорванными крупными телами верхнемеловых гранитоидов. Последние местами одновременно интродуцируют и залегающие за амфиболитами вулканиты мела. Однако ни одна жила этих гранитоидов не встречена в КМК Эскамбрая. Комплекс Мабухина тесно связан с меловыми вулканогенными толщами, залегающая в их основании. Амфиболиты Мабухина и вулканиты встречаются в грабенах в межкупольном пространстве под покровом палеогена. Вместе с тем, судя по геофизическим данным, эти плотные породы не могут находиться под куполами. Как показал М.Л. Сомин [Сомин, Мильян, 1974, 1976; Сомин, 1979; и др.], все эти и другие данные со всей определенностью свидетельствуют о том, что карбонатно-метатерригенный комплекс Эскамбрая представляет собой нижнюю структурную единицу, выступающую в тектоническом окне из-под верхней аллохтонной единицы, сложенной комплексами зоны Заза.

В горах Пурьяль КМК района Асунсьон к западу по разрывам также контактирует с высокотемпературными амфиболитами — аналогом

комплекса Мабухина. После лового разрыва далее следуют низкотемпературные метавулканиды серии Пурьяль, в которых М.Л. Сомин [1979] недавно найдены фораминиферы сенона. Аномальные северо-восточные простирания названных комплексов, видимо, отражают бывшее существование изометричной структуры типа гор Эскамбрай на месте района Асунсьон; последний, следовательно, — такое же тектоническое окно, а упомянутые мафические метаморфиты — аллохтонные массы зоны Заза.

Анализ геологического строения о-ва Хувентуд показал, что его мезозойские миогеосинклинальные толщи также должны были быть раньше перекрыты аллохтонными комплексами эвгеосинклинали, частично сохранившимися на северо-западе острова [Сомин, 1977, 1979]. Это может объяснить, каким образом данные толщи оказались на глубине, необходимой для высокотемпературного регионального метаморфизма умеренного давления.

Из сказанного следует, что комплексы зоны Заза в широкой южной части Кубы должны быть в значительной мере, а скорее полностью аллохтонны. Однако, как хорошо известно, северная граница этих комплексов также представляет собой региональный надвиг сложного строения, по которому они надвинуты на миогеосинклинальные тектонически не перемещенные или относительно слабо перемещенные серии северной части Кубы и ее шельфа [Pardo, 1975; Книппер, 1975; Шеин и др., 1978; и др.]; "зона" Байя-Онда в провинции Пинар-дель-Рио — это, очевидно, передовой клипп этого надвига [Pardo, 1975; Моссаковский, Альбейр, 1978]. В такой ситуации логично считать, что комплексы зоны Заза и центральной полосы Кубы ограничиваются снизу тектонической поверхностью. Однако где они располагались первоначально? Может быть, они были выжаты из этой центральной полосы (Центрально-Кубинского синклинория) при поддвигании смежных континентальных блоков, как это предположил М.Л. Сомин в качестве одного из возможных решений [Сомин, Мильян, 1976]? В этом случае зона Гуанигуанико должна была бы располагаться южнее зоны Заза, поскольку в юре и начале мела палеогеографически составляла единое целое с районами о-ва Хувентуд, Эскамбрия и Асунсьона. Но так как в современной структуре зона Гуанигуанико лежит севернее зоны Заза (ее продолжения к западу — структуры Сан-Диего-де-лос-Баньос), то следовало бы согласиться с предположением [Piotrowska, 1976], что эти зоны как бы поменялись местами за счет перемещения с юга миогеосинклинальных толщ Гуанигуанико.

Однако такой интерпретации противоречат как структурные данные, так и данные о формационном составе зоны Гуанигуанико, которые позволяют считать ее продолжением структурно-формационных элементов миогеосинклинали центрального сектора Кубы [Моссаковский, Альбейр, 1978; Сомин, 1979]. Известно, что на крайнем севере последнего располагается карбонатно-эвапоритовый комплекс юры и мела (зона Ремедиос). Южнее следует зона Камахуани, где эвапориты почти исчезают из разреза, а карбонатные толщи нижнего мела согласно перекрываются кремнисто-карбонатной формацией верхнего мела. Далее к югу эта фор-

мация имеет уже неокончательный возраст и подстилается базальными аркозами, накопившимися на гранитно-метаморфическом основании (зона Пласетас). Бурение на северном побережье Пинар-дель-Рио у г. Ла-Эсперанса также вскрыло карбонатно-эвапоритовые тощи верхней юры — неокома — аналог зоны Ремедиос. Серия Киньёнес, известная на севере гор Росарио, имеет черты сходства с разрезом зоны Камахуани. Меловые толщи этих гор в целом хорошо коррелируются с таковыми зоны Пласетас [Pszczolkowski, 1978]. Однако ниже их без перерыва располагается мощный карбонатно-терригенный комплекс юры, столь характерный для всей южной и западной части зоны Гуанигуанико и охваченный метаморфизмом в принадлежащем ей поясе Кангре. Таким образом, несмотря на свою внутреннюю шарьяжную структуру [Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1978; и др.], комплексы зоны Гуанигуанико, занимающие, как можно видеть, ту же позицию в складчатой системе Кубы, что и зоны Ремедиос-Пласетас центрального сектора острова, не изменили принципиально своего исходного положения. Значит, перемещение испытали комплексы зоны Заза.

Наши основные выводы следующие. Карбонатно-терригенный метаморфический комплекс Кубы — это не фундамент ее эвгеосинклинали, а латеральная часть мезозойских миеосинклинальных серий острова. Этот комплекс тектонически перекрыт толщами эвгеосинклинального типа и выступает в тектонических окнах Эскамбрая, о-ва Хувентуд и Асунсьона. Комплексы эвгеосинклинали, вероятно, везде на Кубе аллохтонны; мощность аллохтона особенно значительна на юге острова, где может превышать 10 км. Надвижение, очевидно, происходило в северном направлении. Таким образом, кора Кубы в большей своей части сформирована наложенными при латеральных перемещениях мощными комплексами горных пород, в том числе и метаморфическими комплексами.

Некоторые важные для нас вопросы геологии Кубы еще недостаточно исследованы. Так, не вполне ясны расположение источника терригенного осадочного материала отложений нижней — средней юры, возраст нижней части разреза зоны Заза, в частности офиолитов, и др. Поэтому принимаемые здесь палинспастическая реконструкция и геодинамическая интерпретация имеют предварительный характер. Представляется [Сомин, 1979], что карбонатно-терригенный комплекс юры формировался на внешней части континентального шельфа и на континентальном склоне, свита Яябо и связанные с ней отложения — возможно, у континентального подножия и в краевом бассейне на коре океанического типа. За этим бассейном начиная по меньшей мере уже с поздней юры существовала область вулканизма (вулканическая дуга?), где в основном формировались вулканы известково-щелочного ряда. В ее основании на севере лежали офиолиты, на юге — базальтовые порфириты и другие породы комплекса Мабухина.

В начале мела, когда формировались некоторые эологиты и глаукофановые сланцы Кубы, началось сближение континента и вулканической области. Оно могло быть связано с мантийным диапиризмом в тылу последней или с поддвижением континента. В начале сенона осадочный чехол

края континента и краевого бассейна, оказавшийся в зоне глубинного надвига — поддвига, трансформируется в систему шарьяжей и полностью перекрывается мафическими комплексами вулканической области и ее фундамента. Образование обратной метаморфической зональности можно было бы объяснить в духе концепции В. Эрнста [Ernst, 1975; и др.], считая ее результатом нагромождения толщ, последовательно метаморфизируемых в зоне поддвига. Однако полевые наблюдения свидетельствуют больше в пользу наложения метаморфизма на ранее сформированную шарьяжно-надвиговую структуру Эскамбрая. Причины отличия метаморфизма о-ва Хувентуд и Эскамбрая недостаточно ясны. Возможно, под о-вом Хувентуд была более мощная континентальная кора, которая погружалась медленнее. В конце сенона начался изостатический подъем погребенного сиалического материала с образованием диапироподобных куполов. Это привело к деформации и эрозии аллохтонной мафической покрывки и к накоплению моласс. В палеоцене и эоцене все эти совмещенные комплексы были дополнительно тектонически расслоены и совместно с более молодыми доверхнеэоценовыми образованиями продвинуты дальше к северу; однако местами движения в послемеловое время могли происходить и в противоположном направлении [Моссаковский, Альбеар, 1978].

Ограниченный объем статьи не позволил ввести все необходимые ссылки. Однако читатель найдет полный список литературы в ряде упомянутых последних обобщающих работ.

АБСТРАКТ

Many geologists consider the metamorphic sequences of the Isla de Pinos, the Escambray (Trinidad) Mts, the Asuncion zone in the Sierra del Purial, and of the Cangre belt (southern part of the Guaniguanico zone, Pinar del Rio) to be basement of eugeosyncline zone of Cuba (Zaza zone). We demonstrate that these sequences are in fact metamorphosed Jurassic and in part presumably Cretaceous miogeosyncline — type sediments which are similar to those of the Guaniguanico zone. Upper Jurassic ammonites have been found in crystalline limestone of the Escambray and Cangre belt, and foraminifers of Mesozoic aspect are preserved in high-rank metamorphics of Pinos.

The metamorphics of Isla de Pinos belong to medium-pressure type, and those of the Escambray are of high-pressure type, but both terranes are characterized by inverted zonation: degree of metamorphism increases from central parts of dome-like structures towards their flanks. The stratigraphic section in the Isla de Pinos is normal, and in the Escambray large nappes appear to exist.

The Mabyjina complex tectonically surrounding the Escambray's domes and lying in the base of the Zaza zone is composed of high-rank low/medium-pressure type amphibolites intruded by large bodies of Senonian granitoides which are completely absent in metasediments of the Escambray. The amphibolites and Cretaceous non-metamorphosed volcanics are found between the domes in grabens below the cover of Paleogene sediments. These and other numerous

structural, petrological, geophysical and geomorphological data as was shown by Somin indicate undoubtedly that all the eugeosyncline complexes are allochthonous here, and sequences of the Escambray outcrop in tectonic windows. The same geological situation is observed in the Sierra del Purial, easternmost Cuba. The high level of metamorphism of the Upper Jurassic sediments of the Isla de Pinos needed in a thick cover, which could be allochthonous mafic masses only.

Whole (or almost whole) wide southern part of the Zaza zone complexes is thus overthrust. In the northern part of Cuba these complexes are also well known to be thrust upon miogeosyncline series. The idea that the roots of the Zaza zone is situated in the Central Cuba synclinorium requires to put the Guaniguanico zone complexes to south of the eugeosyncline part of the southern Pinar del Rio because the Guaniguanico, Isla de Pinos, Escambray and Asuncion areas were a single superzone geologically. But the data of recent drilling in the northern Pinar del Rio indicate that this part of Cuba is direct prolongation of autochthonous (in general) facies-structural zones of the miogeosyncline of the Central Cuba.

Consequently, eugeosyncline complexes of Cuba, composed of ophiolites, island-arc (?) volcanics with associated sediments and mafic metamorphics are allochthonous units thrust from the south. It is possible that the thrusting was passive and connected with southward subduction of a continent with its miogeosyncline-series cover. In Cretaceous the metamorphism of tectonically buried sediments occurs. Then the sialic rocks were uplifted isostatically and formed diapir-like structures. In Low Paleogene a new stages of horisontal movements provided tectonic decollements of the formerly mixed complexes and their transportation further to the north.

ЛИТЕРАТУРА

- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.
- Моссаковский А.А., Альбгар Х.Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы в свете изучения олигоцен и моласс. — Геотектоника, 1978, № 3.
- Сомин М.Л. Глубинные надвиги и "перевернутая" метаморфическая зональность. — В кн.: Геология метаморфических комплексов, Свердловск, 1977, вып. 6.
- Сомин М.Л. Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы. — Геотектоника, 1974, № 5.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии острова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 5.
- Сомин М.Л., Мильян Г. О возрасте метаморфических пород Кубы. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4.
- Шейн В.С., Иванов С.С., Клещев К.А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа. — Сов. геология, 1978, № 2.
- Eguipko O., Garapko I., Sucar K., Saunders E. Zonacion metamorfica y otros aspectos geologicos en Isla de Pinos. — Minería en Cuba, 1975, N 1.

Ernst W.G. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and circum-Pacific blueschist belts. — *Tectonophysics*, 1975, v. 26, N 3/4.

Furrazola-Bermudez G., Judoley C., Mijailovskaja M. et al. *Geología de Cuba*. La Habana, 1964.

Millán G. El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos. Su metamorfismo. *Ser. geol.*, N 23. La Habana, 1975.

Millán G., Myczyński R. Fauna jurasica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. — *Informe cient.-tecn.*, 1978, N 80.

Millán G., Somin M. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Ser. geol.* N 27. La Habana, 1976.

Pardo G. Geology of Cuba. — In: *The ocean basins and margins*. New York; London: Plenum Press, 1975; v. 3.

Piotrowska K. Outline of tectonics of the Pinar del Rio province (Cuba). — *Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre*, 1976, v. 24, N 3/4.

Piotrowska K. Nappe structures in the Sierra de los Organos, Western Cuba. — *Acta geol. pol.*, 1978, v. 28, N 1.

Pszczolkowski A. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba; their stratigraphy, facies development, and paleogeography. — *Acta geol. pol.*, 1978, v. 28, N 1.

Предисловие	3
ТЕКТОНИКА	
<i>В.Е. Хаин.</i> Орогенез и тектоника плит	5
<i>Е.Е. Милановский.</i> Тектоническое развитие Земли в фанерозое в свете представлений о ее пульсациях и расширении	15
<i>В.В. Белоусов.</i> Развитие геосинклинали и его глубинные тепловые источники (на примере альпийского развития Средиземноморской подвижной зоны)	25
<i>А.В. Сидоренко, Н.А. Беляевский, А.И. Суворов, В.А. Унксов, С.К. Барыкин, В.И. Драгунов, Б.В. Ермаков, А.Е. Михайлов, Ю.М. Саркисов, В.Н. Сёмов, С.Н. Тихомиров, Ю.К. Щукин.</i> Разломы земной коры территории СССР и прилегающих стран	32
<i>Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин.</i> Развитие позднекайнозойских структур Внутренней и Восточной Азии с точки зрения тектоники плит	38
<i>С.Н. Иванов.</i> Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов	45
<i>А.С. Перфильев, Н.Н. Херасков.</i> О тектоническом расслаивании и спрединге верхних частей океанической коры геологического прошлого	53
<i>А.А. Савельев, Г.Н. Савельева.</i> Структурная эволюция габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитовой ассоциации	59
<i>В.В. Эз.</i> Деформация пород в условиях метаморфизма	65
<i>И.И. Белостоцкий.</i> Основные механизмы образования шарьяжей	70
<i>П.Н. Кропоткин.</i> Сейсмичность, связанная с изгибом и изломом погружающихся литосферных плит	76
<i>В.К. Кучай.</i> Сейсмотектоника орогенов в условиях сжатия и статистико-геодинамический прогноз места землетрясений	78
<i>В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов.</i> Строение и некоторые вопросы эволюции земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы	86
<i>Е.В. Артюшков, Л.И. Лебедев, Я.П. Миловицкий, М.В. Муратов, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин.</i> Осадочные чехлы и механизмы образования глубоководных бассейнов внутренних морей	89
<i>М.В. Муратов.</i> Раннепротерозойский этап развития древних платформ и его значение в истории их формирования	95
<i>Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг.</i> Основные этапы развития древних платформ	105
<i>Н.А. Штрейс, С.В. Богданова, Р.А. Гафаров, А.С. Новикова, А.А. Савельев.</i> Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы	110
<i>Ю.Г. Наместников, В.М. Ротенфельд, А.Ш. Файтельсон.</i> Особенности формирования структур на платформах	115
<i>В.В. Бронгулеев, И.В. Воробьев, В. Вад. Бронгулеев.</i> Сводные структурные карты Восточно-Европейской платформы, методика их составления и анализ с помощью ЭВМ	121

<i>В.А. Наумов.</i> Строение и развитие краевых швов Сибирской и других древних платформ	128
<i>В.С. Сурков, О.Г. Жеро.</i> Рифтовые системы Западной Сибири	134
<i>Е.А. Долгинов, В.П. Поникаров, А.В. Развальяев.</i> Эндогенные режимы в связи с проблемой континентального рифтогенеза	139
<i>М.С. Нагибина.</i> Корреляция тектонических движений и проявлений магматизма на востоке Азии в мезозое.	144
<i>Ю.Г. Леонов.</i> Орогенные периоды и эпохи тектогенеза как формы проявления глобальной тектонической активности	149

ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД "ТЕТИСНОГО" ПРОИСХОЖДЕНИЯ

<i>Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.А. Кекелия, М.Б. Лордкипанидзе, И.Д. Шавишвили.</i> К проблеме океана Тетис (по материалам Кавказа и соседних стран)	159
<i>А.А. Белов, Ю.Г. Гатинский, А.В. Мишина.</i> Тектоническая корреляция Альпийско-Гималайского и Бирмано-Индонезийского сегментов Палеотетиса.	166
<i>Г.А. Твалчрелидзе.</i> Главные металлогенические особенности Европейских Альпид	172
<i>В.Н. Шолпо.</i> Геосинклинальный и орогенный этапы развития Большого Кавказа: унаследованность и новообразование	180
<i>А.Л. Цагарели.</i> Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе	187
<i>Г.Д. Аджирей.</i> Гималаи как типичная фанерозойская геосинклиналь	192
<i>С.А. Захаров.</i> О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса	198
<i>Е.Д. Сулиди-Кондратьев, В.В. Козлов, Ю.Я. Кузнецов.</i> Субокеанические впадины и вулканические дуги Средиземноморья	206
<i>М.Л. Сомин, Г. Мильян.</i> Метаморфические комплексы и тектоника Кубы.	211

CONTENTS

Foreword	3
TECTONICS	
<i>V.E. Khain.</i> Orogenesis and plate tectonics	5
<i>E.E. Milanovsky.</i> Tectonic development of the Earth in Phanerozoic in the light of concepts on its pulsations and expansion	15
<i>V.V. Belousov.</i> Development of the geosynclinal and its deep thermal sources (on the example of the development in alpine cycle of the Mediterranean-Himalayan mobile zone)	25
<i>A.V. Sidorenko, N.A. Belyaevsky, A.I. Suvorov, V.A. Unksov, S.K. Barykin, V.I. Dragunov, B.V. Ermakov, A.E. Mikhailov, Yu.M. Sarkisov, V.N. Syomov, S.N. Tikhomirov, Yu.K. Shchukin.</i> The Earth crust faults of the USSR territory and adjacent countries	32
<i>L.P. Zonenshain, L.A. Savostin.</i> The plate tectonic evolution of Central and Eastern Asia during the late Cenozoic.	38
<i>S.N. Ivanov.</i> Zone of thinning at the break-up of plates and its significance for understanding the structure and history of the folded belts	45
<i>A.S. Perfiliev, N.N. Kheraskov.</i> On tectonic stratification and spreading of the oceanic crust in the geological past	53
<i>A.A. Saveliev, G.N. Savelieva.</i> Structural evolution of ophiolite gabbro-ultrabasic complexes	59
<i>V.V. Ez.</i> Deformation of rocks during metamorphism	65
<i>I.I. Belostotsky.</i> The main mechanisms of nappe formation	70
<i>P.N. Kropotkin.</i> The Seismicity due to the bend and break of subsiding plates of the lithosphere	76
<i>V.K. Kuchai.</i> Seismotectonics of orogens under conditions of compression, and statistic-geodynamic prognosis of an earthquake place.	78
<i>V.B. Sollogub, A.V. Chekunov.</i> The Structure and some problems of evolution of the Earth crust and upper mantle in Central and East Europe	86
<i>E.V. Artyushkov, L.I. Lebedev, Ya.P. Malovitsky, M.V. Mouratov, A.E. Shlezinger, A.L. Yanshin.</i> Sedimentary covers and mechanisms of formation of deep-water basins of the inner seas	89
<i>M.V. Mouratov.</i> The early Proterozoic stage of development of old platforms and its role in the history of their formation	95
<i>R.G. Garetsky, R.E. Aizberg.</i> The main stages of development of old platforms	105
<i>N.A. Shtreis, S.V. Bogdanova, R.A. Gafarov, A.S. Novikova, A.A. Saveliev.</i> Tectonics of the basement of the East-European platform	110
<i>Yu.G. Namestnikov, V.M. Rotenfeld, A.Sh. Faitelson.</i> Peculiarities of structure formation on the platforms	115
<i>V.V. Bronguleev, I.V. Vorobiev, V. Vad. Bronguleev.</i> Summarized structural maps of the East-European platforms, methods of their compilation and analysis by means of computers.	121

<i>V.A. Naumov</i> . Structure and development of marginal sutures of the Siberian and other old platforms	128
<i>V.S. Surkov, O.G. Zhero</i> . Rift systems of Western Siberia	134
<i>E.A. Dolginov, V.P. Ponikarov, A.V. Razvalyaev</i> . Endogenic regimes relative to the problem of continental riftogenesis	139
<i>M.S. Nagibina</i> . Correlation of tectonic movements and magmatism manifestations in the eastern part of Asia in Mesozoic	144
<i>Yu.G. Leonov</i> . Orogenic periods and epochs of tectogenesis as evidence of global tectonic activity	149

GEOLOGY OF THE ALPIDES OF THE "TETHYS" ORIGIN

<i>Sh.A. Adamiya, G.S. Zakariadze, M.A. Kekeliya, M.B. Lordkipanidze, I.D. Shavishvili</i> . On problem of the Tethys ocean (materials on the Caucasus and neighbouring countries)	159
<i>A.A. Belov, Yu.G. Gatinsky, A.V. Mishina</i> . Tectonic correlation of the Alpine-Himalayan and Birma-Indonesian segments of Paleotethys	166
<i>G.A. Tvalchrelidze</i> . The main metallogenic peculiarities of European Alpides	172
<i>V.N. Sholpo</i> . The Geosynclinal and orogenic stages of development of the Greater Caucasus; inheritance and new formation	180
<i>A.L. Tsagareli</i> . Folding phases of the Alpine cycle in the Caucasus	187
<i>G.D. Ashgirei</i> . Himalayas as a typical Phanerozoic geosynclinal	192
<i>S.A. Zakharov</i> . On nature of the Pamirs-Penjab syntaxis	198
<i>E.D. Sulidi-Kondratiev, V.V. Kozlov, Yu.Ya. Kuznetsov</i> . Suboceanic depressions and volcanic arcs in the Mediterranean	206
<i>M.L. Somin, G. Millán</i> . The metamorphic complexes and tectonics of Cuba	211

Орогенез и тектоника плит. Хаин В.Е. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 5–15.

Рассматриваются проблемы орогенеза (горообразования), не получившие в концепции тектоники плит достаточно полного объяснения. Выделяются различные типы областей горообразования, наиболее мощные из которых связаны с геосинклинальным процессом, с явлениями, происходящими в зонах конвергенции литосферных плит; другие такой связи не обнаруживают. Библ. 29 назв.

УДК 551.24

Тектоническое развитие Земли в фанерозое в свете представлений о ее пульсациях и расширении. Милановский Е.Е. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 15–25.

Подобно глобальным фазам усиления складко- и покровообразовательных деформаций (сжатия) в геосинклинальных областях устанавливаются глобальные фазы активизации растяжения в рифтовых зонах. Однако эти фазы асинхронны и чередуются между собой во времени. С фазами сжатия в геосинклиналях синхронизируются периоды ослабления или прекращения растяжения или даже складчато-надвиговые деформации, установленные во многих мезозойских, палеозойских и позднпротерозойских рифтовых зонах, а с глобальными фазами усиления рифтогенеза — явления растяжения в геосинклинальных областях, доходящие в ряде случаев до новообразования в них зон с корой океанического типа (офиолитовых зон). Это свидетельствует о периодических пульсациях Земли, происходивших по крайней мере с протерозоя. Фазам глобального расширения соответствуют положительные планетарные эвстатические колебания уровня океана (мировые трансгрессии), фазам сжатия — отрицательные (регрессии). Первые сопровождаются активизацией вулканических процессов, вторые — их ослаблением или прекращением.

Судя по резкому усилению внегеосинклинального вулканизма в пределах континентов, а по всей вероятности, также и океанов, значительной активизации процессов рифтогенеза на континентах и океанах (?), снижению роли геосинклинального процесса и новообразованию впадин "вторичных" океанов в целом на протяжении мезозоя и палеогена глобальное расширение преобладало над сжатием. Этот направленный процесс расширения Земли приостановился в олигоцене—миocene, однако в плиоцене—антропогене вновь превалируют процессы расширения. Ил. 3, Библ. 12 назв.

УДК 551.24

Развитие геосинклинали и его глубинные тепловые источники (на примере альпийского развития Средиземноморской подвижной зоны). Белоусов В.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 25–32.

На примере альпийской Средиземноморской геосинклинали рассматриваются признаки, характеризующие теплое состояние верхней мантии и коры для последовательных стадий развития геосинклинали, а также для орогенного и платформенного режимов. Устанавливается, что развитие земной коры определяется периодическим прогреванием верхней мантии с последующим ее остыванием. При определенных условиях тепло из мантии проникает в кору или теряется в пространстве. Все пространственные и временные взаимоотношения эндогенных режимов определяются пространственными и временными неоднородностями теплового поля тектоносферы. Табл. 1. Библ. 11 назв.

Разломы земной коры территории СССР и прилегающих стран. Сидоренко А.В., Беляевский Н.А., Суворов А.И., Унксов В.А., Барыкин С.К., Драгунов В.И., Ермаков Б.В., Михайлов А.Е., Саркисов Ю.М., Семов В.Н., Тихомиров С.Н., Щукин Ю.К. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 32–38.

На основе комплексного анализа материалов геологических, геофизических и космических исследований большим коллективом советских геологов впервые составлена в масштабе 1:2500000 Карта разломов территории СССР и прилегающих стран и морей, что позволило выявить ряд закономерностей в их размещении, эволюции и роли в тектонических процессах.

Развитие позднекайнозойских структур Внутренней и Восточной Азии с точки зрения тектоники плит. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 38–45.

Столкновение континентов Индии и Евразии 30–40 млн. лет назад привело к образованию Гималайского орогенического пояса, расколу Евразии на серию малых плит и микроплит, относительные перемещения которых создали горные цепи Внутренней Азии, и к перестройке движений литосферных плит в Тихом океане, что обусловило появление зон субдукции по западной окраине Тихого океана. Табл. 1. Ил. 2. Библиограф. 10 назв.

Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов. Иванов С.Н. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 45–52.

Разрыв континентальной плиты до глубин приблизительно 9 км происходит хрупко с образованием сбросов и рифтов, а ниже до основания земной коры путем пликативных деформаций. Благодаря этому при разрыве плиты и раздвижении ее частей образуется утоненная шейка. За счет предрифтового внедрения флюидного материала в подкоровую зону давление там возрастает на 2 кбар и более и могут формироваться глаукофановые сланцы. При образовании шейки происходит динамотермальный метаморфизм с образованием бластомилонитов зеленосланцевой и амфиболитовой ступеней. Продукты шейкового метаморфизма силами гравитационной компенсации поднимаются кверху и при последующей геосинклинальной истории занимают место в раме или (и) внутри эвгеосинклинали. Библиограф. 24 назв.

О тектоническом расслаивании и спрединге верхних частей океанической коры геологического прошлого. Перфильев А.С., Херасков Н.Н. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 53–59.

В докладе на конкретных примерах Урала, Западного Саяна и Монголии рассматривается детальное строение офиолитовых ассоциаций и в особенности диабазовых комплексов. Доказывается, что в процессе становления океанической коры возникает тектоническая расслоенность, обуславливающая латеральное проникновение базальтовых магм. Эти процессы приводят к тектоническому проскальзыванию и к спредингу тонких верхних пластин формирующейся океанической коры. Они запечатлены в протяженных горизонтальных магматических толщах и комплексах параллельных даек. Ил. 1. 224

Структурная эволюция габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитовой ассоциации. Савельев А.А., Савельева Г.Н. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 59–64.

Рассмотрены главные стадии эволюции деформационных структур в ультрабазитах и габбро офиолитового аллохтона каледонского окраинного океанического бассейна (Войкаро-Сыньинский массив). Ранние петроструктуры ультрабазитов отражают твердопластическое высокотемпературное течение (1100–900 °С) материала при подъеме мантийного диапира со следами вертикального перемещения вещества и его субгоризонтального растекания от оси диапира, которые сопровождаются дифференциацией ультрабазитов. Максимальные деформации этой стадии концентрируются в породах полосчатой серии, представляющих горизонт тектонического расслаивания внутри литосферной плиты. Предполагается взаимосвязь тектонического расслаивания и спрединга дна окраинного океанического бассейна. Средне- и низкотемпературное течение вещества связано с перемещением офиолитов в верхние горизонты коры и орогенным скупиванием. Библ. 10 назв.

УДК 551.243

Деформация пород в условиях метаморфизма. Эз В.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 65–70.

Остаточные деформации горных пород осуществляются путем разрушения их внутренней структуры и перегруппировки частиц вещества на разных уровнях, от мегаскопического (образование разрывных нарушений) до атомно-ионного (метаморфическая перекристаллизация). Перегруппировка частиц на макроскопическом и микроскопическом уровнях состоит в раздроблении пород и зерен минералов и перемещении образовавшихся обломков. Особенностью деформаций в условиях метаморфизма является очень значительная роль перестройки на атомно-ионном уровне. Большая податливость пород деформациям обеспечивается возможностью перекристаллизации в больших масштабах: высокой температурой и наличием химически активных метаморфизирующих флюидов.

При неизменных температуре и всестороннем давлении уровень, на котором происходит перестройка вещества, определяется скоростью деформации и флюидным режимом. Часто перестройка идет одновременно на разных уровнях: образование разрывов и смещение по ним идет параллельно с изгибанием пластообразных тел в складки, а раздробление зерен сопровождается перекристаллизацией образующихся обломков. Если перекристаллизация идет слишком медленно, чтобы обеспечить задаваемую внешними условиями скорость деформации, образуются разрывные нарушения, тектонические брекчии, катаклазиты и милониты. Если растворение старых и рост новых зерен минералов успевают за деформацией, образуются нормальные кристаллические и метаморфические сланцы. Изменение во времени тектонического и флюидного режимов приводит к неоднократным изменениям уровня, на котором идет перестройка вещества, в связи с чем деформация совершается через серию сменяющих друг друга раздроблений и залечиваний. Библ. 5 назв.

УДК 551.243.4

Основные механизмы образования шарьяжей. Белостокский И.И. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 70–76.

Важнейшими кинематическими механизмами шарьяжеобразования следует считать "эффект слоистости" и "клин срыва" (по Г. Лаубшеру). Они проявляются в различных сочетаниях с другими частными механизмами, в том числе с "накатыванием" лежащих складок, пластическим перетека-

нием мобилизованного материала и т.п. Главная общая предпосылка для реализации того или иного механизма заключается в наличии горизонтальных сколовых напряжений в тектоносфере эпохи сжатия подвижных поясов Земли, когда здесь происходят крупные глубинные поддвиги со стороны платформ. Местами "поглощения" поддвигающихся пластин служат рубцовые зоны, которые подвергаются максимальному боковому расплющиванию. Этому, вероятно, способствует частичная ремобилизация фундамента, поскольку фазы шарьяжеобразования совпадают с фазами регионального метаморфизма и синкинематической перекристаллизации пород. Глубинный подвиг может дополняться встречным надвигом, возникающим в результате действия сложного механизма, связанного с растяжением в тылу покровного сооружения. Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.24

Сейсмичность, связанная с изгибом и изломом погружающихся литосферных плит. Кропоткин П.Н. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 76—78.

На основании распределения изостатических аномалий силы тяжести и аномалий изобарии, особенностей ориентировки напряжений в очагах землетрясений и морфологии островных дуг и глубоких желобов доказываются активные процессы субдукции.

УДК 550.343.6 + 551.240

Сейсмотектоника орогенов в условиях сжатия и статистико-геодинамический прогноз места землетрясений. Кучай В.К. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 78—86.

Структурные элементы приповерхностных частей земной коры лишь косвенно отражают глубинные процессы, с которыми связаны землетрясения. Поэтому для различных геодинамических обстановок геологические признаки сейсмического прогноза различны. В силу косвенности же отражения глубинных процессов в приповерхностных частях земной коры, связи сейсмичности с геологическим строением внутри областей с фиксированной геодинамикой также имеют многообразный характер. Поэтому основой статистико-геодинамического метода прогноза места землетрясений является статистический отбор прогностических геологических признаков для определенных геодинамических обстановок (орогенез в условиях сжатия, рифтогенез, зона перехода от континента к океану и т.д.).

В обстановке горизонтального сжатия современный орогенез имеет зонный характер. Сильные землетрясения возникают в местах зонной орогенной переработки внутренней структуры области горообразования. Внутри территории, охваченной зонным орогенезом, сильные землетрясения приурочиваются к контактам вдавленных и выдавленных блоков. В зонах контакта вдавленных и выдавленных блоков сильные землетрясения связаны: внутри новейших поднятий — с краевыми частями рамповых грабенов; в тектонических депрессиях — с внутривпадинными поднятиями и краевыми частями депрессий, ограниченных разломами.

Неблагоприятными местами для возникновения землетрясений являются зоны дробления разломов и прилегающие к ним объемы разупрочненных пород. Экзамен прогнозных построений показал высокую надежность статистико-геодинамического подхода к прогнозу места землетрясений. Табл. 1. Библ. 17 назв.

550.3:551.24

Строение и некоторые вопросы эволюции земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 86—89.

Предпринята попытка проанализировать имеющиеся данные о структуре коры и времени образования зоны перехода кора — мантия на территории Центральной и Восточной Евразии на основании геофизических исследований, в частности методом глубинного сейсмического зондирования.

УДК 551.24 (262) (262.5) (262.8)

Осадочные чехлы и механизмы образования глубоководных бассейнов внутренних морей. Артюшков Е.В., Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П., Муратов М.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 89–95

Глубоководные бассейны не представляют реликтовые океанические структуры и не связаны с процессами растяжения. Они обусловлены поднятием легкого нагретого материала. Его крупные массы подходили к подошве толстой холодной литосферы осадочных бассейнов континентальных платформ. Породы базальтового слоя земной коры испытывали фазовые переходы с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов. Возникшие породы, более плотные, чем аномальная мантия, отрывались от коры и тонули в ней. В результате мощность коры уменьшалась и она испытывала резкое интенсивное погружение. Библ. 19 назв.

УДК 551.24

Раннепротерозойский этап развития древних платформ и его значение в истории их формирования. Муратов М.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 95–105.

Выделяются три главных этапа развития платформ: архейский, протерозойский и рифейско-фанерозойский. Протерозойский этап характеризуется образованием складчатых геосинклинальных комплексов и областей и элементов древнейшего осадочно-вулканического чехла, Ил. 2. Библ. 25 назв.

УДК 551.243

Основные этапы развития древних платформ. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 105–109.

Полноразвитые чехлы древних платформ Лавразии подразделяются на две главные части: доплитную и плитную. К зрелому чехлу может быть отнесен плитный (ортоплатформенный) мегакомплекс, к раннему — квази- и катаплатформенный мегакомплексы. Генетическая делимость чехлов отражает главные этапы развития платформ. Квазиплатформенный мегакомплекс развивался главным образом во время кратонизации платформ в зонах наиболее ранней консолидации, катаплатформенный — в структурах растяжения после завершения кратонизации платформ. Плитный мегакомплекс сформировался на последующих этапах преимущественно нисходящих движений земной коры платформ. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.24 + 551 (47)

Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы. Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А., Новикова А.С., Савельев А.А. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 110–115.

Обобщение результатов геологических и геофизических исследований фундамента Восточно-Европейской платформы, проведенное на основе принципа стадийности геосинклинального процесса, дало возможность обосновать важнейшие этапы становления и эволюции здесь континентальной земной коры.

Анализ вещественного состава и строения раннедокембрийских образований платформы позволяет наметить два ряда формационных комп-

лексов, образующих структуру ее фундамента. Комплексы первого ряда развиты наиболее широко в восточной части платформы (волго-уральский тип), второго — преимущественно на западе и юго-западе (свеко-карельский тип). Комплексы волго-уральского типа дают представление о ранних стадиях формирования континентальной коры, свеко-карельского — об особенностях ее строения в поздние стадии. Направленный процесс формирования структур волго-уральского и свеко-карельского типов сопровождался явлениями деструкции коры. Современная структура раннедокембрийских образований расчленяется на ряд асимметричных сегментов, каждому из которых свойственно чешуйчато-надвиговое строение.

Проведенный анализ тектоники и эволюции земной коры Восточно-Европейской платформы в докембрии раскрывает необратимый ход развития структуры ее фундамента, предопределивший местоположение ее щитов и плит. Ил. 1. Библ. 4 назв.

УДК 551.24

Особенности формирования структур на платформах. На местников Ю.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 115—120.

Блоковая тектоника фундамента, контролирующая роль блоков, является основным фактором формирования структур осадочного чехла на платформах. Показано: раннее, доплатформенное время образования блоков, наличие связи между циклически развивающимися бассейнами осадконакопления и знаком движения блоков различного вещественного состава. Сделан вывод о возможности прогнозирования структур на глубине, определены критерии прогнозирования структур разного порядка. Библ. 18 назв.

УДК 551.24

Сводные структурные карты Восточно-Европейской платформы, методика их составления и анализ с помощью ЭВМ. Бронгулеев В.В., Воробьев И.В., Бронгулеев В.Вад. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 121—127.

Рассматриваются вопросы методики составления сводных структурных карт Восточно-Европейской платформы в масштабе 1:2500000, построенных по важнейшим опорным горизонтам ее разреза, начиная с поверхности Мохоровичича и поверхности докембрийского фундамента и кончая современным рельефом, а также излагаются принципы статистического корреляционного анализа структурных карт с применением электронно-вычислительных машин и приводятся его основные результаты. Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.24

Строение и развитие краевых швов Сибирской и других древних платформ. Наумов В.А. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 128—133.

На примерах Присяянского и Прибайкальского ограничений Сибирской платформы, а также Западного Урала, Аппалачей и северо-западной Шотландии показано, что краевые швы могут быть представлены краевыми шовными зонами, т.е. довольно широкими зонами глубинных разломов, которые закладываются на кристаллическом фундаменте в краевых частях платформ под влиянием развития соседних геосинклинальных систем. Они являются первичными и главнейшими структурами ограничения длительного развития. Другие категории краевых структур: краевые вулканические пояса, окраинные (миогеосинклинальные) прогибы и отчасти краевые прогибы зарождаются в пределах краевых шовных зон и разви-

ваются под воздействием блоковой и разломной тектоники. Краевые шовные зоны имеют взбросовый и надвиговый характер, но в отдельные эпохи по пригеосинклинальным граничным разломам происходили сдвиговые дислокации. Библ. 14 назв.

УДК 551.243 (571.1)

Рифтовые системы Западной Сибири. Сурков В.С., Жеро О.Г. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 134–138.

В работе рассмотрено строение триасовых рифтовых систем доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Приводится характеристика отражения рифтовых зон в остаточном гравитационном и магнитном полях, литолого-петрографический состав рифтового комплекса по данным бурения, морфология рельефа поверхности складчатых и интрузивных комплексов рифтовых зон и их бортов. Указывается на связь триасового рифтогенеза с последующим процессом регионального прогибания земной коры и формирования мезо-кайнозойского седиментационного бассейна Западно-Сибирской плиты. Отмечается влияние грабен-рифтов на формирование структур платформенного чехла, изменения фациального состава слагающих его отложений. Ил. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.24 (6)

Эндогенные режимы в связи с проблемой континентального рифтогенеза. Долгунов Е.А., Поникаров В.П., Разваляев А.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 139–143.

Показана неравномерность древних процессов активизации (магматизма) в пределах отдельных рифтовых систем и их частей, что связывается с влиянием остаточной (автономной) неоднородности теплового поля во время регионального или глобального термовозбуждения. Ил. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.244:551.22 (5–012)

Корреляция тектонических движений и проявлений магматизма на востоке Азии в мезозое. Нагибина М.С. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 144–149.

В мезозое на востоке Азии довольно четко выделяются три крупных геоблока, различающихся между собой по характеру мезозойской тектоники: Северный (Верхоянско-Чукотский), Центральный, включающий территорию Станового хребта, Монголо-Охотского пояса, Северную и Южную Китайские платформы, и Южный — Индонезийско-Зондско-Филиппинский. Во всех геоблоках отчетливо проявились три главные эпохи повышенной тектонической активности: в позднем триасе — начале юры, во второй половине юры — раннем мелу и в позднем мелу — начале палеогена. Геологическое выражение тектонической активности в эти эпохи было существенно различным как в пределах перечисленных крупных геоблоков, так и в различных их частях.

Одновременный охват гигантских пространств на востоке Азиатского континента тектоническими движениями и проявлениями магматизма в мезозое трудно объяснить без участия крупных глубинных горизонтальных срывов. Однако объяснение внутриконтинентальных сложных мозаичных дислокаций, обусловленных сочетанием дифференцированных вертикальных и горизонтальных движений, а также проявления повторного внутриконтинентального (внегеосинклинального) гранитообразования и наземного вулканизма в настоящее время пока не разработано с позиций глобальной тектоники плит.

Орогенные периоды и эпохи тектогенеза как формы проявления глобальной тектонической активности. Леонюк Ю.Г. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 149–158.

Орогенные периоды (ОП) и эпохи тектогенеза (ЭТ) — глобальные орогенные события. ОП — длительные этапы развития Земли (девонский, позднепалеозойский, позднелайнозойский), во время которых широко развито горообразование, накопление моласс, орогенный вулканизм. ОП представляют собой события: 1) повторяющиеся (что следует из идентичности древних ОП и позднелайнозойского ОП), 2) наложенные (не обусловленные предшествующим развитием областей, в которых проявляется орогенез), 3) глобальные (состоящие из эпигеосинклинального и внегеосинклинального горообразования и ряда процессов — рифтогенез, эпейрогеническое поднятие материков и пр. — за пределами орогенных областей). ЭТ представляет собой более короткие кульминации активности, проявляющиеся в областях с разным тектоническим режимом. Они рассмотрены на примере орогенных, геосинклинальных и платформенных областей конца силура и девона. В этом интервале выделены позднекаледонская, тельбесская и рэйсская ЭТ. Они представляют собой сложные события, состоящие из совокупности разных явлений. Продолжительность ЭТ — порядка 10–15 млн. лет. Это — наиболее короткие события, которые (учитывая степень точности стратиграфических методов) можно выделить в глобальном масштабе в рассмотренном интервале времени. Ил. 1. Библ. 21 назв.

УДК 551.242.2(479)

К проблеме океана Тетис (по материалам Кавказа и соседних стран). Адамшица Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А., Лордкипанидзе М.Б., Шавишвили И.Д. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 159–166.

В работе рассматриваются вопросы эволюции палеоокеана Тетис в фанерозое в центральном сегменте Альпийского орогена. На основании данных по офиолитам и различным магматическим комплексам предполагается, что в течение палеозоя и раннего и среднего мезозоя в этом регионе существовал океанический бассейн, южная окраина которого развивалась как карбонатный шельф, а северное обрамление представляло собой активную континентальную окраину тихоокеанского типа, которая через стадию средиземноморского типа (поздний мезозой — ранний кайнозой) эволюционировала в современный внутриматериковый структурный тип (поздний кайнозой). Ил. 1. Библ. 19 назв.

УДК 551.24

Тектоническая корреляция Альпийско-Гималайского и Бирмано-Индонезийского сегментов Палеотетиса. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 166–171.

В раннем—среднем палеозое через весь Средиземноморский пояс протягивалась сложная океаническая структура Палеотетиса. Ее замыкание происходило в два этапа: герцинский и раннекеммерийский. В западном сегменте при этом образовался Еврафриканский континент, который был расколот во время заложения альпийского Мезотетиса. В восточном сегменте альпийская структура заложилась в начале мезозоя на океанической коре незамкнувшихся участков Палеотетиса. Ил. 1. Библ. 16 назв.

УДК 551.24

Главные металлогенические особенности Европейских альпид. Твалчределидзе Г.А. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 172–180.

Средиземноморский складчатый пояс относится к типу межконтинентальных ортогеосинклиналей; он заложен между Евразийской и Африкано-Аравийской древними платформами на разнородной континентальной коре и характеризуется многочисленностью срединных массивов, дугообразной формой складчатых систем и интенсивной тектонической переработкой структур. В северной области Средиземноморского пояса (Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, Большой Кавказ) в течение палеозоя возникли вулканогенные месторождения — медно- и полиметаллически-колчеданной формации, приуроченные к поясу развития островодужного известково-щелочного вулканизма. В отдельных частях Северной области размещаются также месторождения сидеритовой, магнезитовой и шелитовой рудных формаций. С орогенным этапом герцинского цикла связывается образование месторождений стратиморфной свинцово-цинковой, ураново-медной и ртутной рудных формаций. Ил. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.24

Геосинклиальный и орогенный этапы развития Большого Кавказа: унаследованность и новообразование. Ш о л п о В.Н. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 180—186.

Рассматриваются основные закономерности вертикальных движений на альпийском геосинклиальном и орогенном этапах развития Большого Кавказа, а также главные черты эволюции магматических формаций. Делается вывод о независимости геосинклиального и орогенного этапов, поскольку каждый из них вызван отдельным тепловым энергетическим импульсом, переданным земной коре возбужденной астеносферой. В современной структуре мегантиклинория Большого Кавказа ясно видны простирания, соответствующие как геосинклиальному этапу (продольные, общекавказские), так и орогенному (поперечные, субмеридиональные). Библ. 13 назв.

УДК 551.24 (479)

Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе. Цагарели А.Л. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 187—192.

Теория фаз складчатости дискутируется уже много лет. Мнения исследователей расходятся, некоторые доходят практически до отрицания фаз. Между тем если четко разграничить складкообразование и другие типы движений, то на примере Кавказа видно, что фазы проявляются на тех же стратиграфических уровнях, как и в "каноне" Г. Штилле. В частности, на Кавказе отчетливо проявляются древнекиммерийская, андийская, австрийская, субгерцинская, ларамийская, пиренейская, штирийская, аттическая, роданская, валахская и пасаденская фазы. Кроме них, здесь имеются и более новые, неизвестные "канону" донецкая, дзиркульская и чегемская (адыгейская) фазы. Большинство фаз (если на все) прослеживается от Кошетдага до Карпат. Библ. 12 назв.

УДК 551.242.3

Гималаи как типичная фанерозойская геосинклиналь. А ж г и р е й Г.Д. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 192—198.

Геологические факты доказанного продольного расчленения Гималайской системы на несколько структурно-формационных зон дают основание утверждать, что границами наиболее хорошо выраженных структурно-формационных зон являются региональные глубинные разломы. Важнейшая система Главных осевых глубинных разломов изучена в пограничной полосе между Южными Гималаями и Тетис Гималаями. Эта система разломов

является корневой для аллохтонного, многоэтажного шарьяжного сооружения Южных Гималаев. В основании аллохтонной серии залегает шарьяжная пластина черных сланцев Чейла — типичных представителей ранних мощных (до 4000 м) эвгеосинклинальных формаций, вмещающих спилит-кератофировые магматиты. Важным открытием явилось обнаружение в сланцах Чейла спор и акритарх, возраст которых датируется как девонский—каменноугольный. Тем самым можно считать весьма вероятным существование в фанерозое геосинклинальных условий тектонического развития, магматизма и осадконакопления. Ил. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.240 (235.2)

О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса. Захаров С.А. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 198—206.

Приведены схемы генерализованной структуры и тектонического развития области Памирского ссучивания. Показано, что в пределах области, как и во всем ансамбле поясов юга Евразии, миграция геосинклинального режима в фанерозое происходила последовательно с севера на юг. Перечислены доказательства относительного смещения в кайнозое к северу южной части области — региона Памиро-Пенджабского синтаксиса. Это свидетельствует о вторичности структурных дуг синтаксиса. Крутизна дуг и скольжения одних горизонтов коры и литосферы в целом по другим не позволяет объяснять смещение синтаксиса и образование его структуры пассивной реакцией литосферы на механическое явное воздействие извне. Ил. 2.

УДК 551.24:551.462 (262)

Субокеанические впадины и вулканические дуги Средиземноморья. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 206—211.

Систему субокеанических впадин и вулканических дуг Средиземноморья предлагается рассматривать в качестве реально существующей геодинамической модели формирования межконтинентальных геосинклинальных поясов геологического прошлого, так как в их строении можно наметить аналогичные структурные элементы. Намечен последовательный ряд структур субокеанических впадин Средиземноморья по степени проявления деструкции континентальной коры. Ил. 2. Библ. 12 назв.

УДК 551. 243.

Метаморфические комплексы и тектоника Кубы. Сомин М.Л., Мильян Г. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 211—218.

Сиалические метаморфические толщи о-ва Хувентуд, гор Эскамбрай, пояса Кангре и района Асунсьон (горы Пурьяль), известные в пределах эвгеосинклинальной зоны Кубы, представляют собой не фундамент эвгеосинклинали, как это принималось раньше, а латеральную часть мезозойского миогеосинклинального комплекса. Эти толщи образуют тектонические окна в надвинутых комплексах эвгеосинклинали. Предполагается, что метаморфизм был связан с зоной глубинного надвига или поддвига, образовавшейся в результате столкновения края континента и граничащих с ним структур. Ил. 1. Библ. 19 назв.

2 р. 90 к.

25

3183