

УДК 551.24

ТРИГГЕР-ЭФФЕКТЫ В ЭВОЛЮЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ)

© 2013 г. М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 21.03.2013 г.

При реконструкции геодинамической эволюции некоторых регионов и структур отмечаются моменты внезапного изменения действующего на протяжении длительного времени алгоритма формирования их структурного стиля, причем эта смена не детерминирована какими-либо очевидными факторами: термическим событием, коллизией литосферных плит и пр. Можно полагать, что резкая смена алгоритма геологической эволюции связана с накоплением системой энергетического потенциала, релаксация которого инициируется действием некоего спускового механизма – “триггера”, приводящего к реализации имеющейся в системе энергии в новой форме. В статье рассмотрено несколько геодинамических ситуаций, возникновение и развитие которых связано с действием триггерных механизмов: морфоструктурное расчленение палеобассейнов; взаимодействие деформации и метаморфических преобразований; вертикальная аккреция гранитно-метаморфического слоя; возникновение горизонтальных протрузий (плито-потоков) в литосфере Земли.

DOI: 10.7868/S0016853X13060039

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Триггер-эффекты являются одним из действенных механизмов, определяющих ход различных геодинамических процессов, и они изучаются применительно к самым различным явлениям геодинамики: сейсмичность, электропроводимость горных пород, возникновение оползней, развитие трещинно-разломных систем и пр., причем как на уровне изучения природных феноменов, так и при помощи расчетного и физического моделирования [1, 3, 5, 14, 25, 43, 45, 49, 51, 60, др.]. Но вопрос о роли триггер-эффектов, широко обсуждаемый в геомеханике и в геофизике [53], практически не рассматривается в тектонической и регионально-геологической литературе применительно к развитию конкретных геологических структур земной коры, кроме, может быть, трещинно-разломных парагенезов [27, 47, 60].

В то же время триггер-эффекты зачастую ответственны за приведение в действие (“включение”) того или иного процесса, кардинально изменяющего геодинамическую обстановку в пределах какой либо геологической структуры или региона. Так, при реконструкции геодинамической эволюции некоторых типов геологических структур отмечаются моменты внезапного и резкого (в геологическом смысле) изменения действующего на протяжении длительного времени алгоритма формирования их структурно-тектонического стиля. Этот феномен зафиксирован в

пределах различных геоструктур, и можно подозревать, что он является существенным фактором геологической эволюции земной коры. Можно также полагать, что внезапная и резкая смена алгоритма геологической эволюции должна быть связана, во-первых, с накоплением системой энергетического потенциала и, во-вторых, с действием некоего “спускового механизма” – “триггера”, приводящего к реализации (релаксации) имеющейся в системе энергии [41], следствием которой (релаксации) и является наблюдаемое в природе формирование новых структур, вещественных комплексов, выплески энергии (например, сейсмические явления) и пр.

Изучение влияния триггер-эффектов на ход структурно-тектонической эволюции и различных геологических процессов с общегеологических позиций представляется весьма интересным и своевременным, о чем, в частности, свидетельствует организация всероссийских семинаров-совещаний “Триггерные эффекты в геосистемах”, проводимых под эгидой Института динамики геосфер РАН. Рассмотрим некоторые геолого-тектонические аспекты поставленной проблемы.

ДИСКРЕТНАЯ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В пределах многих палеобассейнов наблюдается их морфоструктурная дифференциация, ко-

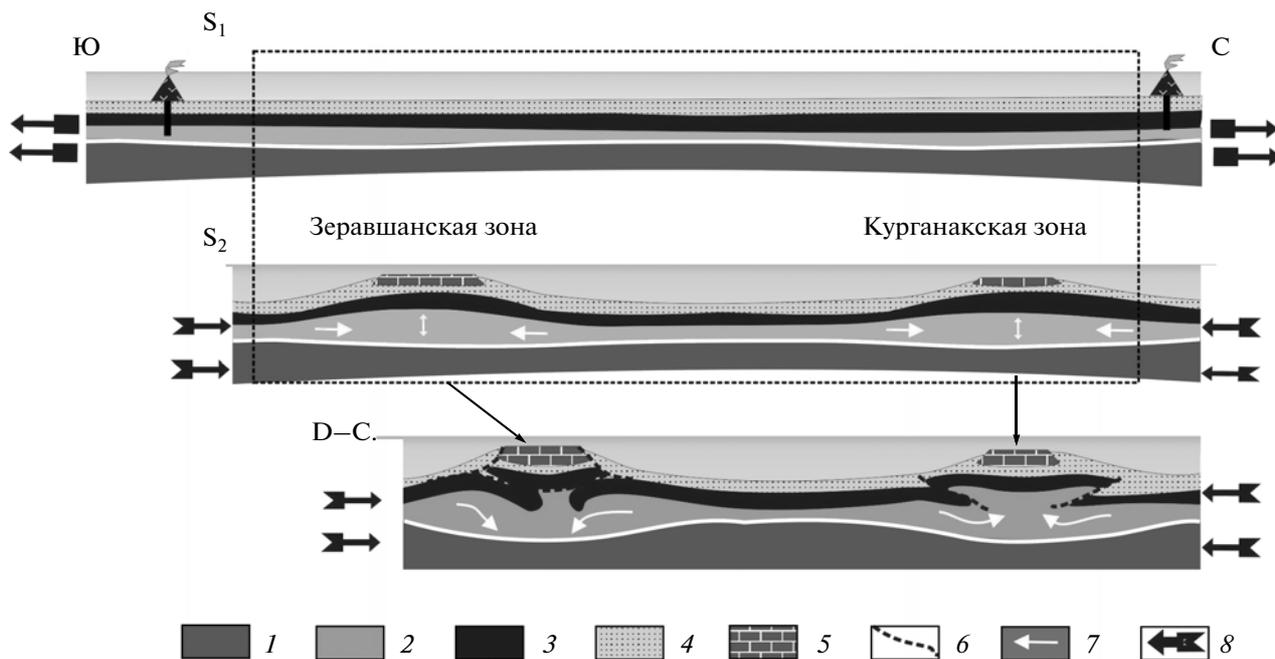


Рис. 1. Реконструкция тектонической эволюции Палеотуркестанского океана (Гиссаро-Алайский сегмент Южного Тянь-Шаня)

1 – мантия; 2 – серпентинизированные ультрабазиты; 3 – габбро-базальты; 4 – осадочные отложения абиссальных равнин; 5 – внутрибассейновые карбонатные банки и платформы; 6 – разломы и зоны тектонических срывов; 7 – направления течения горных масс; 8 – ориентировка регионального поля напряжений. Белая линия – поверхность М

торая возникает на определенном рубеже (этапе) развития бассейна. До какого-то момента бассейн, судя по особенностям строения и распределения осадочных отложений, существует как достаточно единая структура прогибания. Но на некоем рубеже происходит внезапное и резкое морфоструктурное расчленение бассейна с оформлением четко выраженных конседиментационных поднятий и прогибов, которые находят отражение в морфологии дна бассейна и в особенностях осадконакопления в его пределах.

Такая закономерность – по-видимому впервые – была подмечена в 1954 г. В.В. Белоусовым в его фундаментальной монографии “Основные вопросы геотектоники”, где он рассматривал дифференциацию бассейна как результат частной инверсии геосинклиналей. Несколько позднее это явление было отмечено Н.М. Синициным [50] в пределах Палеотуркестанского океана, который располагался на месте современного Южного Тянь-Шаня. Сходная картина выявлена и в ряде других регионов, среди которых можно упомянуть: Марокканский риф [52], Мичиганский бассейн [15], Предкавказский краевой прогиб [12], Онежская мульда (Балтийский щит) [35], Зондский шельф [4] и пр.

Рассмотрим это явление несколько подробнее на примере Гиссаро-Алайской горной области, на месте которой в палеозое располагался обширный бассейн с корой океанического типа – Палеотуркестанский океан. Подробное описание структуры и истории развития этого региона приведено в ряде публикаций [7, 29, 30, 32, 33, 42, 58, и др.]. Здесь же подчеркнем только ключевую для рассматриваемого вопроса закономерность, а именно – резкую смену морфоструктуры относительно единого бассейна на систему поднятий и прогибов.

Южный Тянь-Шань в его Гиссаро-Алайском сегменте представляет собой покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются структурные элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением. На протяжении ордовика – раннего силура (более древняя история недостоверна) в пределах рассматриваемой территории существовал достаточно единый обширный бассейн с корой океанического типа – Палеотуркестанский океан [39]. Судя по палеотектоническим реконструкциям, морфоструктура дна палеоокеанического бассейна была относительно проста (рис. 1, верхний профиль), и пологие субабиссальные равнины были осложнены

лишь подводными вулканическими грядами, существование которых происходило на фоне общего растяжения дна и формирования зон спрединга [7, 26, 39], и возникновение этих *форм рельефа* было обусловлено не столько тектоническими процессами (разломами или короблением корового слоя), сколько являлось следствием локального накопления вулканогенного материала, т.е. отражало формирование вулканического рельефа [28, 58].

На рубеже “раннего—позднего силура” произошла смена палеотектонического и палеогеографического рисунков Палотуркестанского океана, и возникли протяженные и узкие поднятия (карбонатные банки и платформы), разделенные достаточно широкими областями относительно прогибания (см. рис. 1, средний профиль). В прогибах накапливались терригенно-глинистые и карбонатно-кремнистые отложения, происходили излияния базальтов. На поднятиях отлагались относительно мелководные биогермные и рифовые известняки.

Принято считать, что на этом рубеже произошла смена регионального поля напряжений, и поперечное к простиранию бассейна субмеридиональное растяжение сменилось региональным сжатием. Это допущение весьма вероятно, так как именно в это время прекратились вулканические излияния, что свидетельствует о понижении активности мантийных процессов, и началось коробление океанического ложа, выраженное в его морфоструктурной дифференциации. Но ни в строении и составе отложений этого времени, ни в структуре возникающих положительных форм рельефа нет следов сокращения пространства: комплексов тектоно-гравитационных микститов, краевых надвигов, складчатых структур¹.

Из сказанного можно сделать вывод, что на рубеже раннего—позднего силура произошла смена поля напряжений с растяжения на сжатие, но сжатие выразилось только в наличии поля напряжений и не проявилось в сколько-нибудь значимом поперечном сокращении бассейнового пространства. Поперечное сокращение бассейна со всеми характерными признаками этого процесса фиксируются на территории Гиссаро-Алая только в среднем — позднем карбоне (см. рис. 1, нижний профиль).

Показательным примером аналогичной внезапной дифференциации осадочного бассейна служит также система Нарынская впадина — под-

нятие Бейбичетоо — Атбашинская впадина на Среднем Тянь-Шане. Занимаемая этими структурами территория в течение почти всего кайнозоя составляла единый седиментационный бассейн, но в плейстоцене произошла внезапная и резкая его дифференциация с воздыманием узкой зоны поднятия на высоту более 2 км от уровня днища впадин [38, 54] и обособлением двух самостоятельных прогибов (рис. 2).

В.В. Белоусов объяснял это явление как следствие перехода от доинверсионного к инверсионному этапу развития геосинклинали, который обусловлен проникновением теплового импульса из мантии, возникновением инверсии плотности и последующей ограниченной конвекции, которую он именовал “адвекцией”. При этом он обращает внимание на сглаживание градиентов и различий скоростей вертикальных движений при этом переходе. Трактовка эта, тем не менее, не касается собственно Тянь-Шаня и носит умозрительный характер. Забывать о принципиальной возможности такой трактовки не следует, но в данном случае ей противоречат два обстоятельства. Первое: в момент изменения режима прекращается вулканическая деятельность, т.е. влияние мантийных процессов минимизировано. Второе: происходит не сглаживание градиентов и скоростей вертикальных движений — напротив, вертикальная составляющая движений становится преобладающей.

Для объяснения этого феномена, в частности, для Палеотуркестанского океана в свое время была применена [29] модель изгибной неустойчивости Л.И. Лобковского, но способ “включения” механизма изгибной неустойчивости оставался неясным, так как момент начала морфоструктурной дифференциации не отмечен какими-либо значимыми тектоническими или термальными событиями, которые могли бы объяснить выявленную закономерность.

Анализ развития осадочных бассейнов [15] показал, что дифференциация единого прогиба, связанная с короблением его днища происходит при накоплении отложений определенной мощности, т.е. по достижении дном бассейна (разделом фундамент—чехол) “критической” глубины, которая связана некоторой зависимостью с размером (диаметром, шириной) области прогибания. Эта зависимость была установлена для различных бассейнов, и для ее объяснения в качестве одного из возможных механизмов была предложена модель “хорды” [15, 24, 30, 35, 40, 61], которая кроме феноменологических данных, базируется и на математических расчетах [15, 24].

¹ В геологической литературе часто происходит подмена понятий, и “напряжения сжатия” по умолчанию отождествляют со “сжатием, как сокращением пространства”, что приводит к ложным толкованиям геодинамики региона.

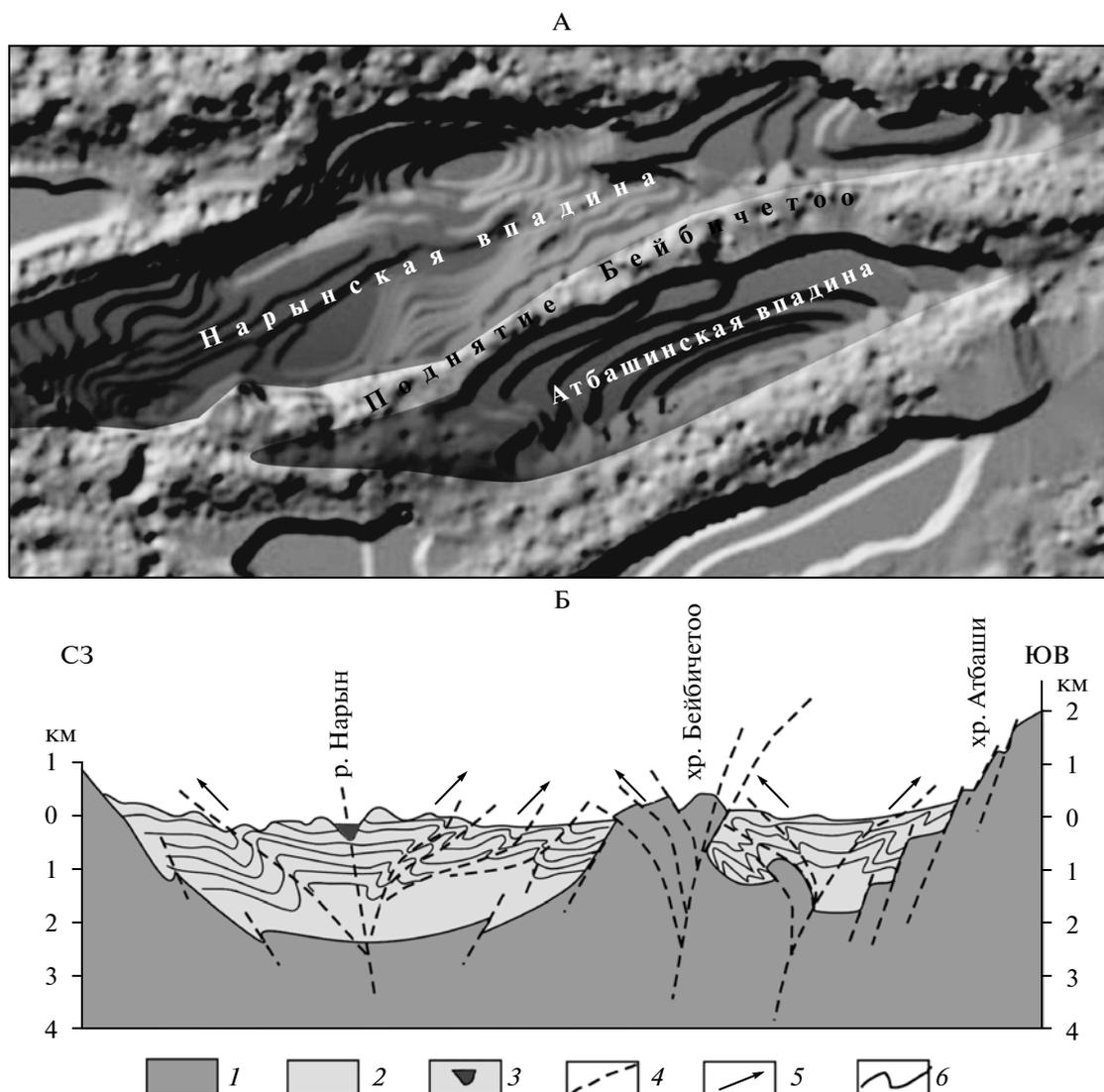


Рис. 2. Геодинамическая система “Нарынская впадина (поднятия Бейбичетоо) Атбашинская впадина” (Тянь-Шань), возникшая из первично единого седиментационного бассейна (объяснения в тексте) (по [38], с небольшими изменениями). А – глубинная структура; Б – поперечный профиль через Нарынскую впадину, поднятия Бейбичетоо и Атбашинскую впадину. Условные обозначения: 1 – палеозойский фундамент; 2 – кайнозойский чехол; 3 – аллювий р. Нарын; 4 – разломы; 5 – направление движения масс; 6 – складки в чехольном комплексе

Суть модели (рис. 3) в том, что прогибание дна бассейна вплоть до его совпадения с “хордой”, соединяющей края бассейна, связано с возрастанием напряжений сжатия в пределах столба осадочных пород чехла и подстилающего фундамента, расположенных выше хорды. Результат вертикального прогибания земной коры выражается сжатием между точками перегиба. По достижении разделом фундамент–чехол уровня хорды происходит сброс напряжений в породах фундамента, что приводит к смене поля напряжений и дилатансионному эффекту. Это объясняется тем, что одним из характерных физических свойств

горных пород является их высокое сопротивление на сжатие и низкое – на растяжение. Для гранитов, например, предел прочности на сжатие достигает $\approx 1500 \text{ кг/см}^2$, а на растяжение всего лишь около 50 кг/см^2 . Возникающий на разделе фундамент–чехол градиент напряжений (выше хорды – сжатие, ниже – растяжение) могут обеспечить деформацию пород, формирование вдоль этой поверхности detachment (субслоя срыва) и морфоструктурное расчленение первично единой впадины [15, 24, 30, 40]. Установлено также, что размеры отдельного бассейна (области прогибания земной коры) имеют определенный предел,

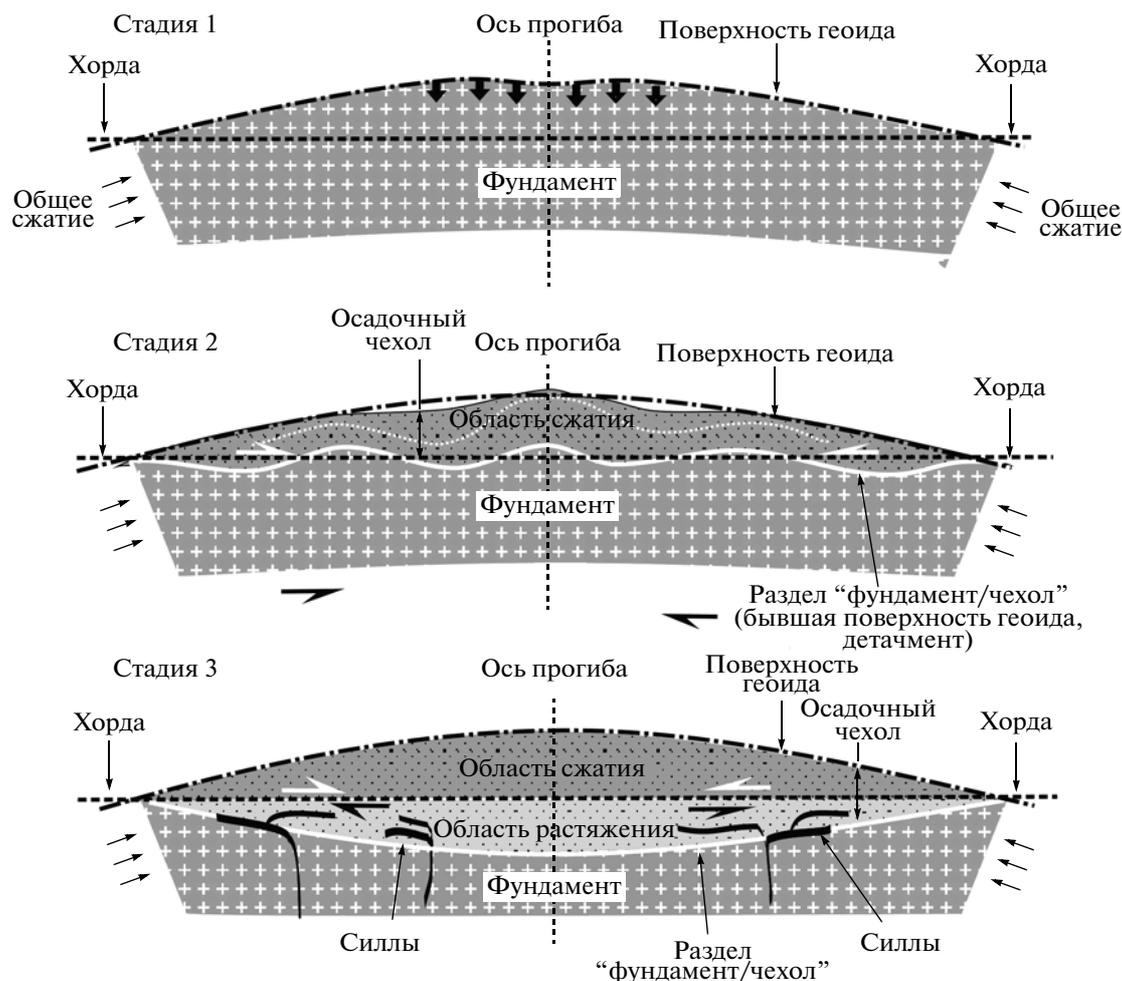


Рис. 3. Механизм морфо-структурной дифференциации осадочных бассейнов по модели "хорды" (составлена на основании данных [15, 24, 30, 35, 40]). Объяснения в тексте. 1 стадия – исходная; 2 стадия – переход раздела "фундамент–чехол" через хорду, деформация, возникновение детачмента; 3 стадия – формирование зоны смены градиента напряжений растяжения–сжатия, внедрение силлов

превышение которого неизбежно приводит к возникновению внутренних сводовых поднятий [15].

Более того, этот механизм объясняет и стиль деформаций в пределах впадины и на возникающем поднятии. Как показали натурные наблюдения и эксперимент в системе Нарынская впадина – поднятие Бейбичетоо – Атбашинская впадина [38], в прогибах породы находятся в обстановке сжатия, а поднятие, хотя и возникло благодаря сжимающим усилиям, в своей апикальной части испытывает растяжение. Совокупность этих структурных парагенезов хорошо вписывается в модель хорды (см. рис. 2).

Таким образом, спусковым механизмом (триггером) процесса морфо-структурного расчленения осадочных бассейнов является возникновение разнонаправленных полей напряжений выше и ниже раздела фундамент–чехол, и срабатывает этот механизм в момент достижения разделом

фундамент–чехол глубинного уровня, соответствующего воображаемой линии хорды прогиба земной коры.

После прохождения раздела фундамент–чехол через хорду, на этом уровне в чехле должен возникнуть виртуальный (существующий при определенных условиях и исчезающий при их изменении) скользящий по разрезу раздел, определяющий собой смену состояния растяжение–сжатие в пределах чехла. Нельзя исключить, что именно эти "мерцающие" разделы ответственны и за возникновение "слоистой" структуры земной коры.

По-видимому, возможны и другие объяснения. В частности, В.В. Белоусовым в его фундаментальной книге "Основы геотектоники" высказана мысль о том, что ограниченная конвекция ("адвекция") возникает в результате проникновения в осадочный чехол теплового импульса, что создает инверсию плотности в резуль-

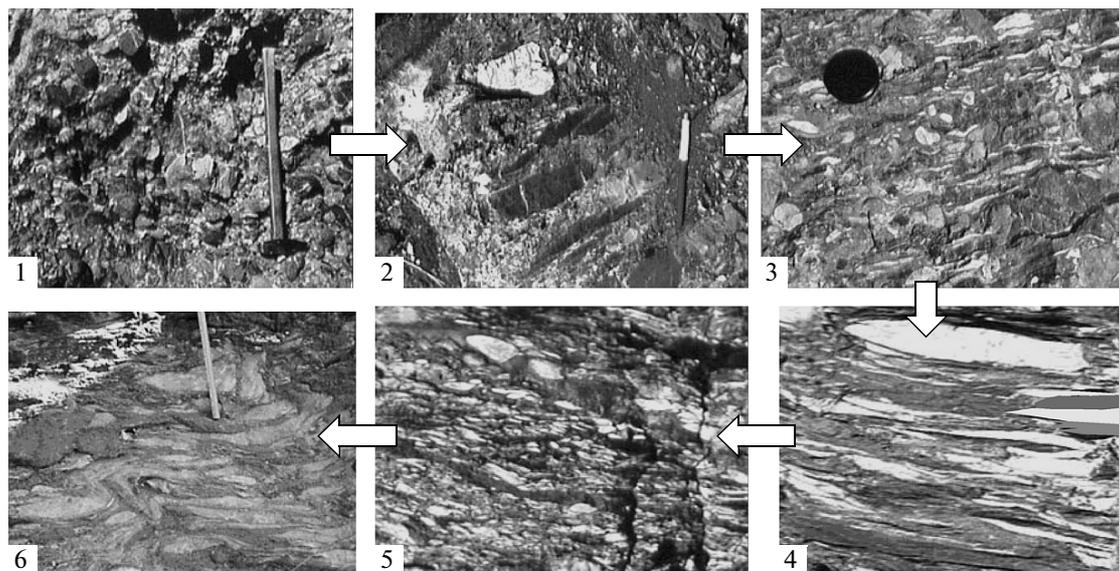


Рис. 4. Стадии структурно-вещественной трансформации конгломератов C_{2-3} Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня в зоне пластического течения. Величина деформации (в %) и интенсивность вещественных преобразований (в % отношении первичных и метаморфических минералов) возрастает от 1 к 6

тате расширения флюидов, как сохранившихся в порах пород после осадконакопления, так и добавленных в результате прогрессивного метаморфизма. Далее могут следовать некоторые допущения, объясняющие возникновение конвекции. Но, как было сказано выше, никаких признаков мантийной активности, в том числе и флюидной, для рассматриваемого этапа не отмечено. Влияние флюидов (объемная калишпатизация) установлено для более позднего времени (средний–верхний карбон – пермь), уже в эпоху активного сжатия. Нет в это время и следов регионального метаморфизма. Так что в настоящее время эта концепция не находит фактологического подтверждения.

ДЕФОРМАЦИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

Одной из кардинальных проблем геологии является проблема зависимости между структурной и вещественной трансформацией горных пород. Мнения по этому вопросу высказываются различные, но неоспоримым является тот факт, что между этими процессами (когда речь идет о региональном тектоно-термальном метаморфизме) существует парагентическая (по мнению многих исследователей – и генетическая) связь. Во всяком случае, если отбросить чисто термальный метаморфизм, обусловленный теплом внедряющихся интрузий или иных горячих тел, мы практически не знаем метаморфических пород (во всяком случае, зеленосланцевой и эпидот-амфи-

болитовой фаций), которые не были бы затронуты синхронной метаморфизму деформацией. Рассмотрим кратко один из показательных примеров, отражающих взаимодействие структурных и вещественных преобразований.

Коррелятивная связь процессов деформации и метаморфизма, связанная с проявлением пластического течения горных масс, отчетливо проявлена в Нуратау-Курганакской зоне Южного Тянь-Шаня, детальное описание которой содержится в ряде публикаций [19, 20, 23, 34]. Здесь я не буду приводить подробное описание, а сосредоточусь только на важных для рассматриваемой проблемы фактах и выводах. Нуратау-Курганакская зона концентрированных деформаций отвечает коллизийному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны. Тектоническая структура сегмента сложна и неоднородна, и Курганакскому сегменту соответствует область хрупко-пластического сдвига, которая сформировалась в конце палеозоя и подвижки по которой возобновились на этапе новейшей активизации. Стиль тектонической зоны в рассматриваемом сегменте меняется от мест к месту.

На данном отрезке основной объем породных масс представлен отложениями верхнего карбона – нижней перми: песчаниками и глыбовыми конгломератами типа тектоно-гравитационных микститов. Породы неравномерно рассланцованы и метаморфизованы. Ориентировка плоскостных элементов (слоистости, сланцеватости) суб-

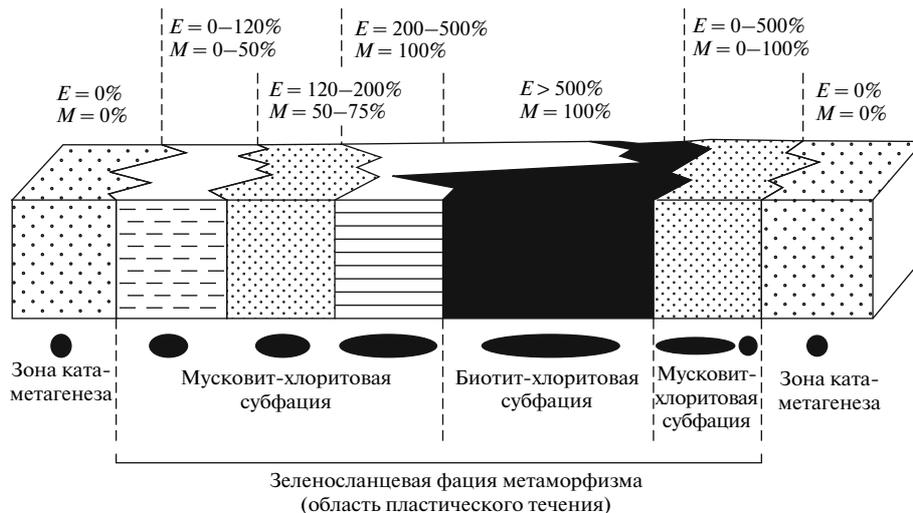


Рис. 5. Соотношение величины деформации и интенсивности вещественных преобразований горных пород (Курганакская зона, Южный Тянь-Шань). E – величина деформации (в процентах); M – процентное соотношение первичных и метаморфических минералов в условном объеме горной породы

вертикальная. По простиранию эти породы затягиваются в зону пластического продольного хрупко-пластического тектонического течения, в пределах которой подвергается интенсивным структурным и вещественным преобразованиям (рис. 4).

Замер величины деформации осуществлялся по методике А.В. Лукьянова [36]. В основу выделения степеней вещественного преобразования было положено выявление минеральных парагенезисов, отражающих уровень метаморфических преобразований и процентное соотношение количества метаморфических и первичных минералов в условном объеме горной породы (рис. 5).

Детальное рассмотрение этих взаимоотношений и их интерпретации содержатся в [23, 34]. Здесь же отметим только наиболее общие закономерности проявления структурно-метаморфических преобразований, которые свойственны Нуратау-Курганакской зоне и другим зонам концентрированной деформации.

Итак, существует непосредственная коррелятивная связь между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований. С нарастанием деформации происходит прогрессирующее развитие вещественной переработки пород. Количество новообразованных метаморфогенных минералов возрастает по мере увеличения деформации с конечным переходом к формированию минеральных парагенезисов более высоких субфаций метаморфизма.

Границы между областями с различной интенсивностью деформации и метаморфизма на схемах несколько условны. В природе они менее

определены. Иногда переходы осуществляются очень резко на расстоянии нескольких сантиметров, иногда практически мгновенны, что связано с тектоническим проскальзыванием отдельных горизонтов относительно других. В ряде случаев по простиранию толщ переходы между разными степенями интенсивности деформации и метаморфизма растянуты на несколько десятков метров и имеют зубчатый характер “фациальных границ”.

Можно видеть, что в зону проявления пластической деформации и метаморфических преобразований попадает, главным образом, толща конгломератов верхнего карбона – нижней перми, а также отдельные объемы кембрийских пород и отложений альпийского осадочного чехла. Пластическая деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер, а их интенсивность меняется от места к месту и от горизонта к горизонту.

Явление структурной и вещественной переработки пород полностью отсутствует в области открытых складок, постепенно, но достаточно быстро нарастают в зоне горизонтальной складки и максимальной интенсивности достигают в зоне общего ламинарного течения. При этом, как только толщи конгломератов выходят за рамки области пластического течения, деформация и метаморфизм ослабевают и сходят на нет. Изменения структурных и вещественных преобразований резко ослабевают также и в поперечном направлении при выходе из зоны хрупко-пластического сдвига.

Изучение структуры зеленосланцевых метаморфических комплексов (библ. см. [30]) приве-

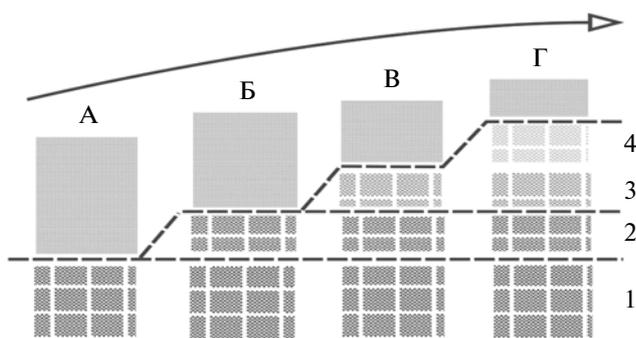


Рис. 6. Схема вертикального аккрецирования консолидированной коры за счет совокупного действия петроструктурно-реологического и М-инфильтрационного факторов

А–Г – последовательные стадии развития; 1–4 – последовательное смещение раздела “фундамент–чехол” вверх по разрезу земной коры

ло к выводу, что вещественные преобразования горных пород проявляются только при достижении определенной величины пластической деформации (см. рис. 4, 5). Вне деформированных объемов метаморфические преобразования не проявляются. Из этих наблюдений следует, что применительно к изученным объектам, помимо температуры и литостатического давления, обязательным фактором начала метаморфических преобразований является пластическая (хрупко-пластическая) деформация. Это подтверждается и тем фактом, что и внутри одной фации метаморфизма переход между субфациями осуществляется при достижении определенной величины деформации.

Эти соображения находят подтверждение и в экспериментальных данных механохимии и трибологии [2, 6, 11, 37, 48, 57, др.] (библ. см. в [30]), которые свидетельствуют: при деформации твердых тел от 5 до 30% механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела; запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал твердого тела и происходит химическая активация вещества с изменением прочности химических связей вплоть до их полного разрыва; повышение химической активности твердых тел, связанное с подводом механической энергии, приводит к следствиям, имеющим принципиальное значение для процесса структурно-вещественных преобразований.

В частности, при пластической деформации петрохимические реакции протекают при температурах существенно более низких, чем в статических условиях. Иначе говоря, вещественные преобразования (метаморфизм) – это способ релаксации накопленной веществом энергии (в том числе, механической), и метаморфические реакции, которые не могут быть реализованы в статических условиях, легко реализуются при тех же *P–T*-параметрах в условиях пластической деформации. Следовательно, именно момент релаксации накопленной при деформации энергии определяет начало вещественных трансформаций горных масс. Равным образом, может происходить и релаксация латентной энергии, накопленной горными породами в процессе их эволюции, величина которой превысит некие “пороговые” значения [41].



Рис. 7. Схематический разрез, отражающий процесс вертикального аккрецирования корового слоя в Осовой зоне Пиренеев (использованы данные [46, 67])

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Рассмотренные выше явления концентрации и градиентного распределения напряжений в зоне раздела фундамент—чехол и взаимосвязи деформации и вещественных преобразований (метаморфизма) горных пород имеют непосредственное отношение и к такому явлению, как вертикальная аккреция консолидированной земной коры. Вопрос о роли вертикальной аккреции в эволюции земной коры и механизмах ее осуществления рассмотрен в ряде публикаций [8, 9, 21, 22, 30].

Вертикальная аккреция — это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры (КЗК) и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли [8]. В процессе вертикальной аккреции осуществляется переход пород из одной оболочки литосферы в другую вследствие их физико-химических преобразований и изменения петрофизических свойств, что в конечном итоге приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе (рис. 6, 7).

Процесс этот очень сложный и многокомпонентный. “Спусковыми механизмами” процесса вертикального аккретирования могут быть структурно-деформационные, магматические и метаморфические процессы [8].

В цитированных выше работах отмечена, в частности, приуроченность интенсивных структурно-вещественных трансформаций к пограничной области фундамент—чехол, а также к контрастно построенным толщам. Такая приуроченность, по-видимому, не случайна: реологическая контрастность сред способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле). Выше было показано, что определенный тип метаморфизма связан с зонами проявления объемного хрупко-пластического течения и вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами. Петрографически доказана одновременность протекания и единство процессов деформации, перекристаллизации и метосоматоза пород. Так, в частности, калиево-кремнистый метасоматоз практически всегда связан с проявлением пластических деформаций (текучести горных пород) [18]. При этом в обстановке “давление + сдвиг” при наличии водных флюидов процесс доходит до стадии гранитизации горных пород [17].

Поскольку на границах физически контрастных сред происходит накопление и разрядка на-

пряжений, то раздел фундамент—чехол является, по существу, тем аттрактором, который предопределяет возможность и реальность процесса преобразования пород в этой области, в том числе и прилегающих к разделу отложений осадочного чехла.

Если интенсивность преобразований превосходит некоторые пороговые значения, возникают радикальные изменения петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение — перескок — физических (петроструктурно-реологических) границ по разрезу земной коры. Именно достижение “пороговых” значений служит импульсом вертикального аккретирования корового слоя. При этом происходит возникновение “новорожденных” объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела фундамент—чехол и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры, что может кардинально менять алгоритм дальнейшей структурно-вещественной эволюции региона или геоструктуры.

К сказанному необходимо добавить, что существует еще один мощный аттрактор, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса вертикального аккретирования и “континентализации” земной коры, описанный Л.Е. Яковлевым [8, 62]. Речь идет о так называемой “метаморфогенной инфильтрации” (М-инфильтрации) газово-водных флюидов, которая приводит к зеленокаменному метаморфизму и гидратации погребенных базальтоидов и их метаморфических аналогов — гранулитов и гнейсов и захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической коры, а также мощные толщи континентальных базальтов и вулканогенно-осадочных отложений чехла.

По данным Л.Е. Яковлева, М-инфильтрация приводит к сиализации и кратонизации земной коры и проявляется дискретно во времени и пространстве. Но обязательным условием ее проявления является наличие относительно мощного осадочного чехла (не менее 2–3 км), в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления. Область нисходящей инфильтрации может достигать глубин 8–10 км. По данным цитируемого автора, в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием “с возбуждением такого потока связана активизация... процессов... литогенеза, тепломассопереноса и механических деформаций. Становится возможным аллотигенный метаморфизм”.

Из имеющихся данных, краткая выжимка которых приведена выше, вытекают следующие положения: (1) основной уровень вещественных преоб-

разований, связанных с М-инfiltrацией, — это область раздела фундамент–чехол; (2) зона активного воздействия М-инfiltrации на горные породы совпадает с зоной действия структурно-реологического аттрактора; (3) структурно-вещественная перестройка горных масс и вертикальное аккремирование консолидированной коры в результате действия М-инfiltrации возможно при соблюдении двух условий: наличия контакта разнородных породных масс (фундамент и чехол) и накопление мощного осадочного чехла. Первый фактор присутствует изначально в любом седиментационном бассейне. А вот со вторым дело сложнее, ибо критическая мощность осадочного слоя может быть достигнута, а может и не быть. Кроме того, момент достижения необходимой для начала действия процесса М-инfiltrации мощности отложений зависит от многих причин: скорости и величины пригибания, интенсивности осадконакопления, состава осадочного материала и пр. и пр. Т.е. включение фактора М-инfiltrации и начало процесса структурно-вещественной перестройки горных масс, приводящее к вертикальному аккремированию гранитно-метаморфического слоя, явление вероятностное. И импульсом для его “включения” является наличие критической мощности осадочного чехла.

Весьма вероятно, что действие механизма М-инfiltrации, связанного с двумя упомянутыми факторами — наличием структурно-реологического градиента и критической мощности чехла, неким образом связано с описанным выше механизмом хорды, действие которого также определяется этим же факторами. Но это предмет последующих разработок.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПРОТРУЗИИ

В пределах континентальной и океанической земной коры встречаются структуры, возникновение которых нарушает “естественный”, в той или иной степени детерминированный ход событий, а дальнейшая эволюция определяется уже вновь возникшими, присущими именно этой структуре региональными геодинамическими условиями. К таким структурам можно отнести, прежде всего, так называемые, “зоны концентрированной деформации” (ЗКД) [32] и горизонтальные протрузии (плито-потоки). Не затрагивая всего объема проблем, связанных с геологией этих структур (они рассмотрены в [30, 32], упомяну лишь два примера, отражающие характер заложения горизонтальных плито-потоков (протрузий).

Горизонтальные протрузии (плито-потоки) — это фундаментальное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодина-

мики фундамента платформ и подвижных поясов. Горизонтальную протрузию (плито-поток) можно определить как пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения (рейдной деформации) и латерального перемещения горных масс. Плита-потоки (горизонтальные протрузии) представляют собой геологические тела (геодинамические системы), играющие существенную роль в строении континентальной и океанической литосферы. Своим существованием они отражают зафиксированную в структуре коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферы континентов. Латеральное перемещение горных масс в пределах подобных ансамблей может осуществляться в режимах “холодной” деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления. Латеральные плито-потоки выделены как в пределах континентальной коры, так и коры океанического типа.

Плито-потоки дуги Скоша и Карибско-Антильской дуги. Акватории Тихого и Атлантического океанов разделены массивами (литосферными плитами) с континентальной корой. Это Южно- и Североамериканский материка. Но существуют два района, где связь между этими материковыми массивами или полностью разорвана, или остается весьма эфемерной и выражена тонким перешейком.

Этим зонам непосредственного сочленения Тихого и Атлантического океанов соответствуют две структурных дуги: дуга моря Скоша и Карибско-Антильская дуга (рис. 8), которые резко нарушают общий, относительно линейный структурно-геодинамический план океанической коры обоих океанов. Геология регионов описана в многочисленных публикациях [10, 13, 16, 55, 56, 59, 63–66, 68, 69, 71, 72, др.], и дальнейшие рассуждения базируются на изложенном в них материале.

Зарождение этих дуг, как видно из их пространственного расположения, связано с зонами разрыва континентальной коры, и является следствием возникновения астеносферных потоков, не связанных с глобальной системой расширения (спрединга) океанского дна (рис. 9).

Зарождение дуги Скоша было инициировано одномоментным явлением — разрывом Южно-Американского континента и континента Антарктиды примерно 30 млн лет тому назад и воз-

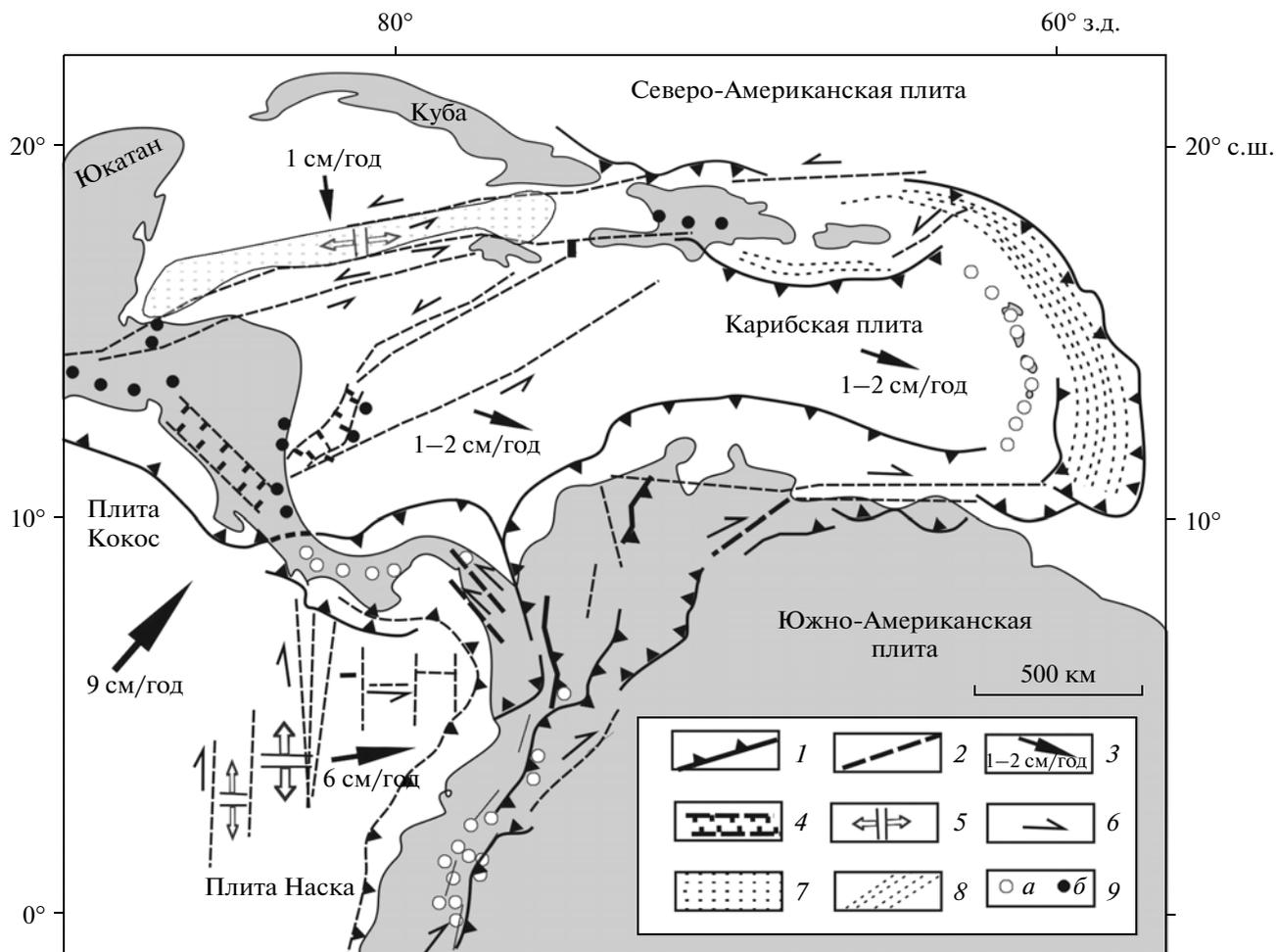


Рис. 8. Структурно-геодинамическая схема Карибского региона, по [73]

1 – надвиги и зоны субдукции; 2 – сдвиги; 3 – направление и скорость перемещения горных масс; 4 – области растяжения (грабены); 5 – зоны спрединга; 6 – направление сдвиговых перемещений; 7 – Кайманов желоб; 8 – оси складчатых структур в тыловой зоне Карибской дуги; 9 – вулканы: известково-щелочные (а), щелочные (б)

никновением нового астеносферного потока. В пределах Антильско-Карибской дуги подобное событие произошло около 130 млн лет тому назад (рис. 10). Т.е. возникновение локальных плитопотоков и, соответственно, дугообразных структур носит “вероятностный” характер [30, 31], и триггерным механизмом, послужившим инициальным импульсом их зарождения, послужил достаточно случайный и не детерминированный ход общей эволюции океанической коры разрыв континентального блока, разделяющего Тихий и Атлантический океаны.

И еще одно замечание. Формирование структур типа плито-потоков в пределах океанической литосферы является тем примером проявления нелинейной тектоники [44], для которого могут быть однозначно установлены: (1) нелинейный характер процесса, выраженный в нарушении об-

щих закономерностей структурообразования в пределах океанической литосферы; (2) пространственная и временная позиция точки бифуркации, т.е. точки перехода от процесса линейного к нелинейному; (3) причина нарушения линейного процесса. Первое положение может быть проиллюстрировано рис. 7.

Схема отражает упорядоченное расположение срединно-океанических хребтов и сопряженных с ними структур, связанных со спредингом океанической литосферы, и резкое несоответствие морфоструктур дуги Скоша (горизонтальных протрузий или плито-потоков) по отношению к общей структуре океанского ложа. Пространственно обе эти структуры приурочены к областям с утоненной или разорванной в результате растяжения континентальной корой, что обусловило возникновение “нерегулярного” узко локализованного

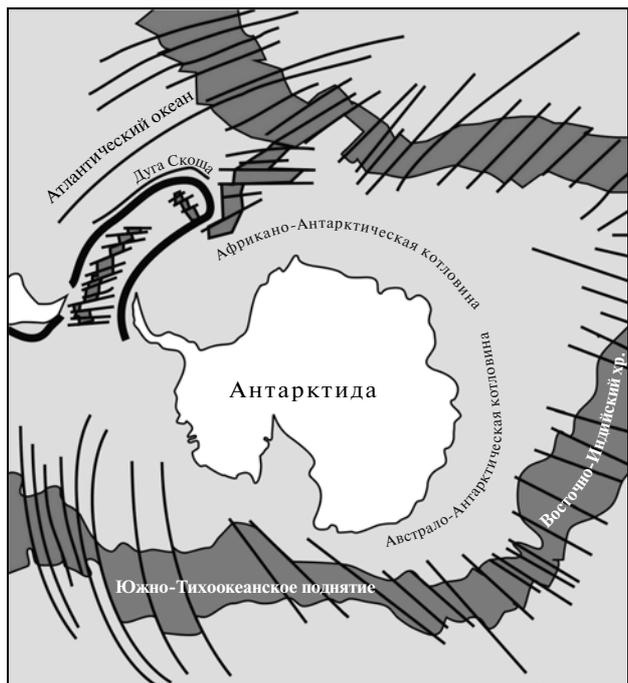


Рис. 9. Формирование плито-потока моря Скоша, недетерминированное общей геодинамикой спрединга океанической коры

и однонаправленного течения в мантии и литосфере. Время “разрыва” континентов и возникновения протрузивного прорыва четко фиксировано: разрыв Америки и Антарктиды произошел в олигоцене (30 млн лет назад) [16], разрыв Северной и Южной Америк – в готериве–барреме (130 млн лет назад) (см. рис. 10). Но процесс здесь был осложнен возникновением в сantonе нового барьера (вулканическая дуга Коста-Рики), а затем формирования Центрально-Американского перешейка с утоненной корой и незначительной ширины. Этот барьер вряд ли служил серьезным препятствием для подкоровых течений.

Анатолийский плито-поток. Механизм развития латеральных плито-потоков и соответствующих им дуговых структур в настоящее время еще во многом не ясен, но в контексте рассматриваемой проблемы показательна модель Анатолийского плито-потока [70] (рис. 11). С помощью индентора, который имитировал Аравийский выступ, к основной массе вещества, отвечающей складчатым поясам Анатолии, был приложен начальный импульс напряжения поперечного сжатия.

Затем действие индентора было приостановлено, но процесс латерального растекания вещества и формирования дуговой структуры плито-потока не прекратился: течение и оформление внутренней структуры происходило самопроизвольно, без приложения внешних сил. Таким образом,

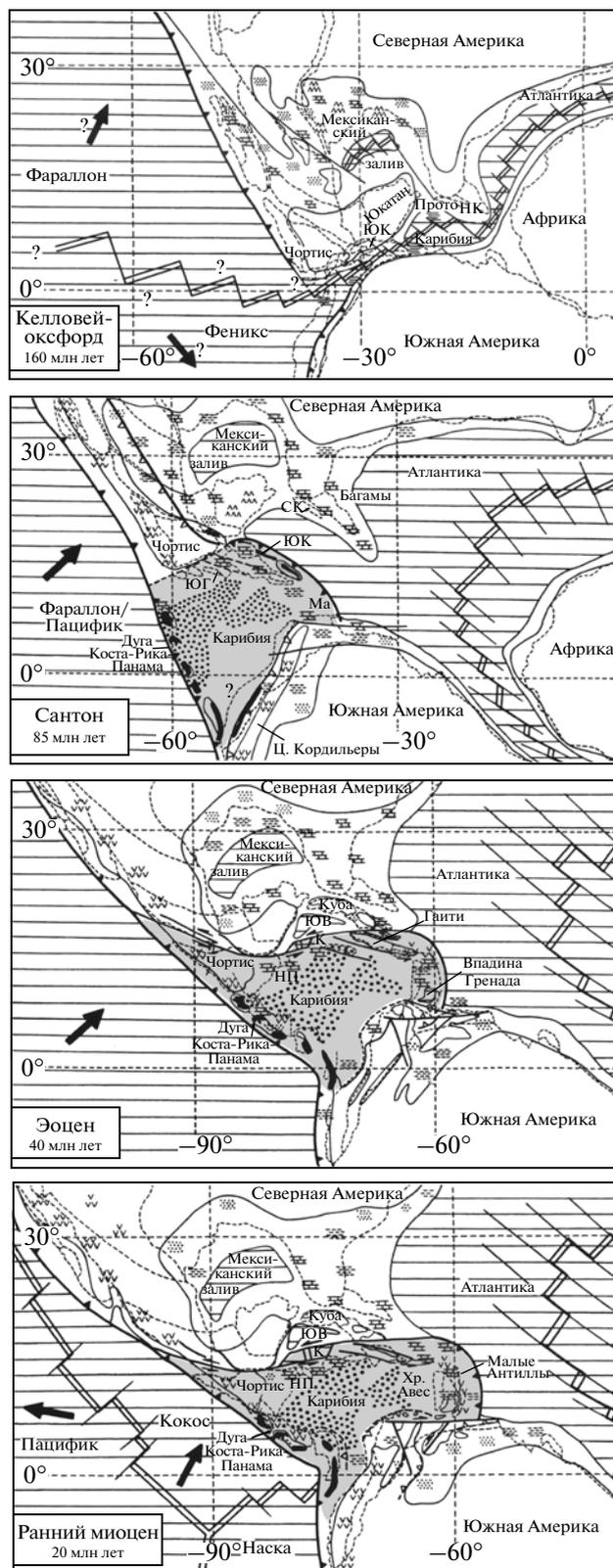


Рис. 10. Реконструкция палеогеодинамической эволюции Карибско-Антильского региона (по: [56, 72]). Серый цвет – последовательные стадии проградации плито-потока

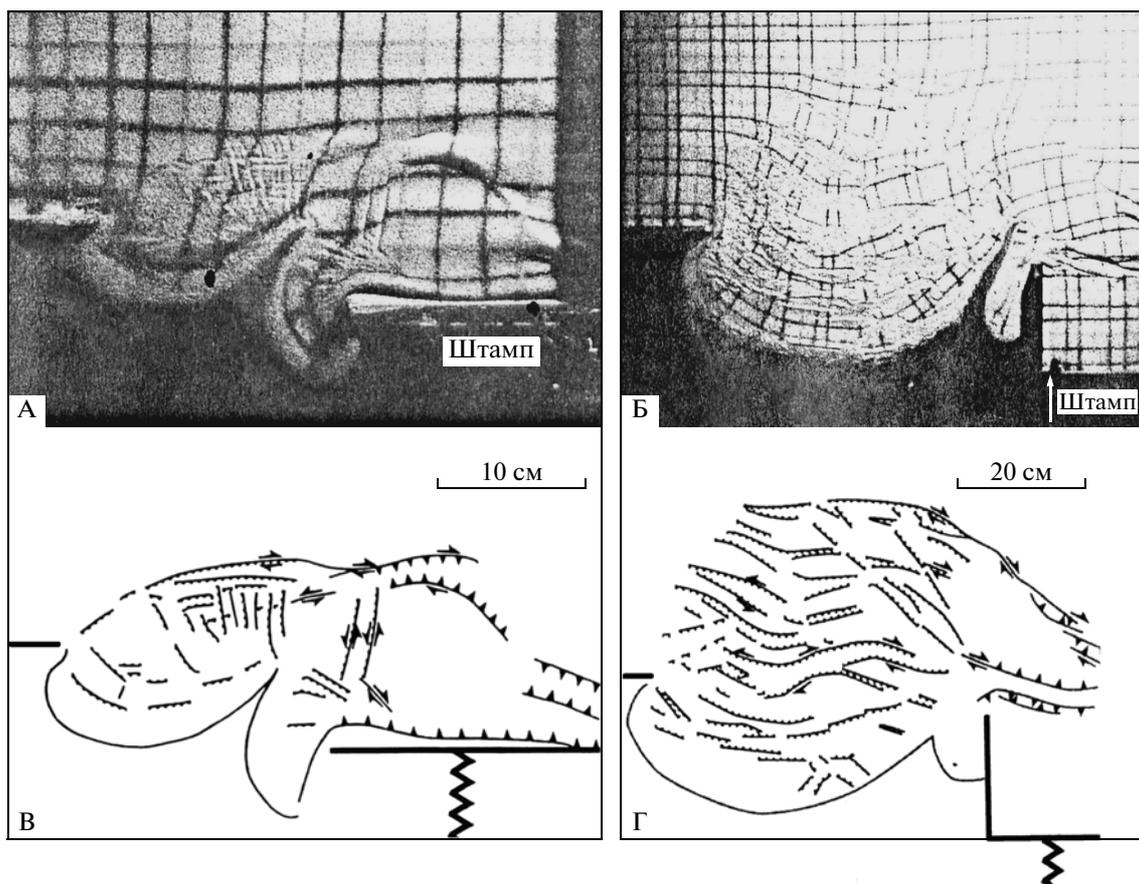


Рис. 11. Модель формирования Анатолийского плито-потока (по: [70]). Описание в тексте. А–Б – модель; В–Г – структурно-кинематическая интерпретация

моделирование выявило две важных закономерности: 1 – возникновение объемного движения вещества может быть вызвано внешним одномоментным фактором (триггером) без изменения региональных геодинамических условий; 2 – процесс, стимулируемый этим фактором после прекращения его действия протекает как самоподдерживающийся, вероятно, за счет внутренней энергии “взбудораженного” первичным импульсом объема горных масс.

Резюмируя сказанное, нужно отметить следующее. Интерпретация геодинамической эволюции геологических структур связана с необходимостью объяснения дискретности их возникновения и развития, которая четко прослеживается при изучении осадочных разрезов, проявлений магматизма, метаморфизма и структурообразования. При этом возникает проблема идентификации факторов, ответственных за “включение” того или иного механизма преобразования горных масс. Эти вопросы на уровне геотектоники про-

работаны явно недостаточно и нуждаются в специальном и целенаправленном изучении. Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 и 10 и Российского фонда фундаментальных исследований (Грант № 13-05-00298).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика инициированного процесса деформирования и трещинообразования при энерговоздействии на модельные образцы // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 159–166.
2. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
3. Адушкин В.В. Триггерные эффекты при образовании оползней // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 33–41.

4. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамент Зондского шельфа. М.: Изд-во "Нефть и газ", 1997. 288 с.
5. *Богомолов Л.М.* Как электромагнитные импульсы влияют на разрывообразование на разных структурно-масштабных уровнях/физика энергетических воздействий // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 42–51.
6. *Болдырев В.В.* О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1982. Вып. 3. № 7. С. 3–8.
7. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
8. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
9. Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. 462 с.
10. *Виноградов Н.Г., Живаго А.И., Дединова Н.Н.* Глубоководные желоба и разломы южного океана: геологическая структура, донная фауна и условия ее обитания. М.: ГЕОС, 2000. 106 с.
11. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.
12. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. 272 с.
13. *Гершанович Д.Е., Живаго А.В.* Глубоководные желоба и разломы Южно-Антийского океанического региона // Океанология. 1993. Т. 33. № 5. С. 735–751.
14. *Гохберг М.Б., Колосницын Н.И.* Триггерные механизмы землетрясений // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 52–61.
15. *Дэлмес К.Ф.* Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти (симпозиум Американской ассоциации геологов-нефтяников). М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.
16. *Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л.* История развития спредингных хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 1–26.
17. *Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
18. *Ициксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлургическое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
19. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.
20. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественная эволюция палеозойских метаморфических образований гор Южные Нуратау (Кызылкумы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 1. С. 37–54.
21. *Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14–29.
22. *Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Луцицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязко-пластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 1. С. 14–29.
23. *Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 93–106.
24. *Косыгин Ю.А., Магницкий В.А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюлл. МОИП. 1948. Т. XXIII. № 3. С. 3–15.
25. *Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В., Перник Л.М.* Механика процесса изменения режима деформирования разломных зон динамическими воздействиями // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 62–70.
26. *Куренков С.А.* Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1978. № 5. С. 84–93.
27. *Левина Е.А., Ружич В.В.* Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78.
28. *Леонов М.Г.* Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993. 160 с.
29. *Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
30. *Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии (плито-потоки) в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.
31. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 460 с.
32. *Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции. Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–26.
33. *Леонов М.Г.* Межгорные впадины Гиссаро-Алайской горной области (Тянь-Шань): структура и история формирования // Литосфера. 2013. В печати.
34. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
35. *Леонов М.Г., Куликов В.С., Зыков Д.С. и др.* Тектоническая структура // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение, минерагения) / Ред. Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: ИГ Карел. НЦ РАН, 2011. С. 127–170.
36. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
37. *Молчанов В.И., Юсуфов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.

38. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. В печати.
39. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
40. Полещук А.В. Силлогенез в палеопротерозойской тектонической эволюции Онежской мульды Балтийского щита // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 365–369.
41. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с.
42. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
43. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Григорьев А.С. О возможности оценки близости сдвиговых напряжений на активных границах раздела в блочных средах к критическому значению // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 230–237.
44. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
45. Ребецкий Ю.Л. Физические процессы в теле разлома, определяющие его метастабильное состояние и возможность триггерного эффекта // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 105–116.
46. Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
47. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В. и др. Межблоковые зоны земной коры: внутренняя структура и геофизические поля // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 300–308.
48. Современная трибология / Ред. К.В. Фролов. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 476 с.
49. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Прецессия структурных блоков земной коры // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 309–315.
50. Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
51. Стефанов Ю.П. Численное исследование формирования разрывов в геоматериалах. Режимы развития деформации // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 238–246.
52. Тектоника Африки / Ред. Ю. Шуберт, А. Фор-Мюре. М.: Мир, 1973. 540 с.
53. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. 329 с.
54. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др. Палеоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
55. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
56. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.
57. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
58. Шванов В.Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
59. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-анtilьского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
60. Шерман С.И. Сейсмичность в зонах динамического влияния разломов и ее триггерные механизмы // Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. 329 с.
61. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
62. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с.
63. Andreiev P., Bouysse P.L., Westercamp D. Geology de l'arc insulaire des Petites Antilles et l'evolution geodynamique de l'est Caraibe // Thèse, Univer. Bordeaux. 1987. Vol. 1. 921 p.
64. Barker P.E. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest–trench interactions // J. Geol. Soc. London. 1982. Vol. 139. P. 797–801.
65. Barker P.E., Hil I. Back-arc extension in the Scotia Sea // Phil. Trans. Res. Soc. London. 1981. Vol. 300. P. 249–262.
66. Barker P.E., Lawver L.A. South American–Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American–Antarctic Ridge // Geological J. 1988. Vol. 94. P. 377–386.
67. Guitard G. La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. Géol. France. 1959. № 6 (3). P. 907–924.
68. Jansma P.E., Mattioli G.S., Lopez A. et al. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 6. P. 1021–1037.
69. Maldonado A., Balanya J.C., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge–transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Marine Geophys. Res. 2000. № 21. P. 43–68.
70. Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al. Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 2. P. 290–299.
71. Mauffut A., Leray S. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province // Tectonophysics. 1997. Vol. 283. P. 61–104.
72. Meschede M., Frisch W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 269–291.
73. Taboada A., Rivera L.A., Fuenzalida A. et al. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia) // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 5. P. 787–813.

Рецензенты: В.В. Адушкин, М.А. Гончаров

Trigger Effects in the Evolution of Geological Structures as Applied to Regional Tectonics

M. G. Leonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: m_leonov@ginras.ru

Received March 21, 2013

Abstract—In the course of reconstructing the geodynamic evolution of certain regions and structures, it is pointed out that the formation algorithm, which operates for a long time, abruptly changes unaffected by any obvious factor: a thermal event, collision of lithospheric plates, etc. It is suggested that the sharp change in the geological evolution algorithm is related to accumulation of the energy potential, the relaxation of which is initiated by a trigger mechanism that leads to realization of the stored energy in a new form. Several geodynamic situations, the origin and development of which are related to the trigger mechanism, are considered in the paper: morphostructural subdivision of paleobasins, interaction of deformation and metamorphism, vertical accretion of a granitic–metamorphic layer, and development of horizontal protrusions (plate flows) in the Earth’s lithosphere.