

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ФАКТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

*Н. А. ЛОГАЧЕВ, С. И. ШЕРМАН, К. Г. ЛЕВИ*

*Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск, СССР*

Современная геология располагает обширным арсеналом геолого-геофизической информации, нуждающейся в комплексном подходе к ее анализу и интерпретации. Это стало возможным сравнительно недавно в связи с появлением и развитием в прошлом десятилетия нового геолого-геофизического направления — геодинамики. Это направление нацелено на изучение глубинных процессов, приводящих в движение крупные блоки литосферы и большие массы вещества в глубоких оболочках Земли, а также отражения этих процессов в ее поверхностной структуре. По структурам поверхности Земли и верхнего слоя литосферы (земной коры), а также по геофизическим полям можно делать заключение о состоянии вещества и физико-химических процессах в глубинах Земли. Чем интенсивнее проявлены некоторые процессы на поверхности, тем выше здесь геодинамическая активность. Однако такое решение обратной задачи не всегда однозначно. Особенно это относится к понятиям, связанным с активностью и мощностью энергетических источников на глубине и изменением их положения в пространстве.

Для изучения глубинных процессов в последние годы составляются карты геодинамики литосферы или активности, возбуждения верхней мантии. В основу построения таких карт положены самые различные признаки, число которых часто превышает полтора десятка показателей. Среди них трудно выделить главный, и, что самое важное, это обстоятельство не позволяет составить хорошо читаемую карту.

Авторы статьи предлагают строить карты геодинамической активности литосферы по интегральному показателю степени геодинамической активности, который выражает взаимосвязь между основными геолого-геофизическими параметрами на поверхности Земли. Величина последних прямо отражает энергию глубинных процессов.

Уточним основное понятие. Геодинамическая активность литосферы — результативный процесс, выражающийся в согласованном воздействии на литосферу сложной многокомпонентной системы частных эндогенных процессов, приводящих к последовательному преобразованию ее внутренней структуры. Геодинамическая активность — это согласованное проявление на поверхности Земли в повышенных, измененных от некоторого уровня значениях основных геотектонических факторов: скоростей и амплитуд движений, тепловых потоков и магматизма, а также сейсмичности, отражающих мощность их энергетических источников.

В основе выбора названных факторов лежат несколько принципиальных соображений.

Первое — это конкретные физические величины, которые могут быть выражены количественно; второе — они устойчиво характеризуют крупные области; третье — они связаны с определенной геологической обстановкой, в ряде случаев коррелируют между собой; четвертое — не

являются данными единичных, случайных наблюдений. На графиках, построенных авторами по общемировым данным, показаны парные соотношения между главными факторами, определяющими геодинамическую активность.

Геотектонические факторы обладают еще одним свойством — степень их комплексного проявления, но не каждого в отдельности (!), пропорциональна мощности подлитосферных энергетических источников.

Рассмотрим, прежде всего, какую же сторону глубинного геодинамического процесса отражает каждый из факторов.

Основным фактором при геодинамическом районировании следует считать крупные геологические структуры и порождающие их тектонические движения. Именно они без промежуточных преобразований быстро отражают сложные перестройки в недрах Земли и легко могут быть выражены количественными параметрами.

Масштабы структур и образующих их движений парагенетически связаны с толщиной литосферы. Действительно, в природе и эксперименте установлено, что между толщиной деформируемого тела (пласта) и развивающимися в нем структурами имеется определенная связь. Таким образом, можно утверждать, что в пределах континентов структуры с поперечниками более 40—70 км, соответствующими минимальной толщине континентальной литосферы в рифтовых зонах, пропорциональны толщине литосферы или по крайней мере большей ее части. Наличие подобных по размеру структур свидетельствует об активизации всего разреза литосферы. Одновременно толщина литосферы позволяет судить о потенциальных возможностях тех или иных территорий к тектонической активизации, т. е. чем толще литосфера, тем большие по площади территории могут быть одновременно вовлечены в движение.

В то же время имеется обратная зависимость между толщиной литосферы и степенью ее геодинамической активности в кайнозое. Исключением из этого правила являются области континентальной коллизии, где из-за поддвига литосферы или в силу иных причин высокая геодинамическая активность выступает в почти прямой взаимосвязи с относительным (по сравнению с рифтовыми зонами) утолщением литосферы.

Результатом деформации литосферы в целом и особенно ее верхней «хрупкой» частью является сейсмическая активность. Она несет практически немедленную информацию об образовании очага землетрясения как результата движений и деформаций определенного объема литосферы, а также резких подвижек в области очага. Магнитуда землетрясения, при прочих равных условиях, пропорциональна скорости деформирования, размерам области накопления напряжений, мощности деформируемого слоя, размерам структур, глубине очага и некоторым другим параметрам. Важно, что потенциальная магнитуда землетрясений пропорциональна интенсивности тектонического процесса в литосфере. Поэтому зафиксированную за историческое время максимальную магнитуду, или сейсмический потенциал\*, можно рассматривать в качестве одной из комплексных физических характеристик геодинамики литосферы и особенно ее современной активности. Эта мысль достаточно четко сформулирована В. В. Белоусовым и В. Н. Шолпо [1985, с. 48]: «...в землетрясении... мы получаем право видеть... кратковременное сиюминутное выражение тектонических движений. Землетрясения дают возможность как бы анатомировать тектонические движения...».

Об активности литосферы однозначно свидетельствуют и проявления магматизма. По площадям распространения и объемам кайнозойских базальтов и вулканических построек также можно оценивать степень кайнозойской геодинамической активности. Вулканизм проявляется дис-

---

\* Сейсмический потенциал — максимально возможная магнитуда землетрясения при определенном уровне геодинамической активности. В настоящей работе он приравнен к максимальной зафиксированной магнитуде.

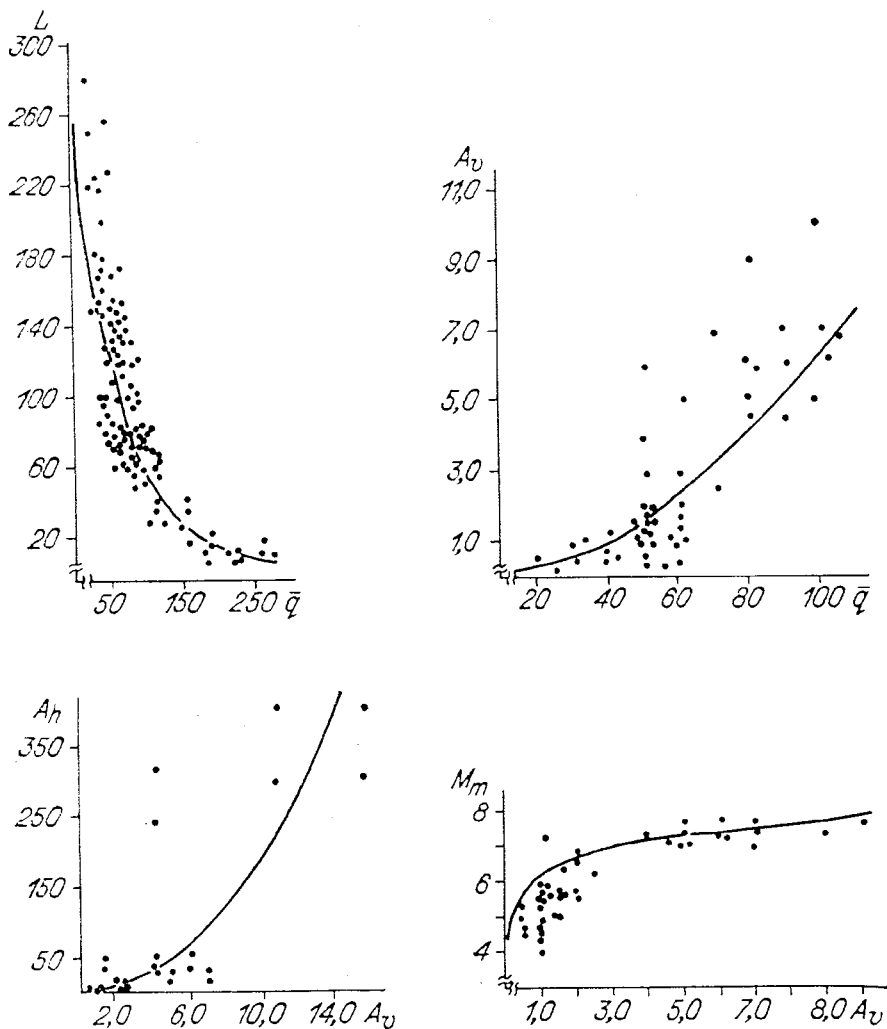


Рис. 1. Графики связи между основными факторами геодинамической активности литосферы.

$A_v$  — размах амплитуды вертикальных неотектонических движений, км;  
 $A_h$  — размах горизонтальных неотектонических движений, км;  $M_m$  — максимальные значения магнитуд инструментально зарегистрированных землетрясений;  $q$  — плотность теплового потока,  $\text{mW/m}^2$ ;  $L$  — толщина континентальной литосферы, км.

кретно, но характеризует длительный период однонаправленного процесса подготовки условий для образования родоначальных расплавов в верхней мантии и путей их проникновения на земную поверхность.

В определенной мере показателем геодинамической активности литосферы является плотность теплового потока. По сравнению с характеристиками движений или сейсмичностью, передача глубинной тепловой энергии отстает во времени от других динамических процессов в литосфере. Длительность прогрева литосферы при постоянстве температуры на ее подошве пропорциональна толщине литосферы. Кайнозойский вулканизм и тепловой поток необходимо рассматривать как процесс и физическое поле, отражающее геодинамическую активность за продолжительный период времени. Нельзя исключить из рассмотрения и такую ситуацию, когда локализованный на небольших площадях повышенный тепловой поток является результатом неравномерного остывания больших по площади территорий и, естественно, совершенно не свидетельствует о современной активизации. Отсюда только по величине теплового потока нельзя судить о геодинамической активности литосферы. Делать заключение об этом можно лишь по синхронному проявлению комплекса признаков. Эти признаки попарно тесно связаны между собой. На рис. 1 показаны корреляционные связи между основными параметрами: амплитудами горизонтальных и вертикальных движений и максимальными магнитудами землетрясений, тепловым потоком и мощностью литосферы,

Главные геолого-геофизические показатели геодинамической активности литосферы

Интегральный показатель геодинамической активности, баллы	1	2	3	4	5
Размах амплитуд вертикальных неотектонических движений $A_v$ , км	<0,5	0,5—1,5	1,5—3	3,0—5,0	>5,0
Размах амплитуд горизонтальных неотектонических движений $A_h$ , км	<5	5—10	10—20	20—50	>50
Максимальные магнитуды инструментально зарегистрированных землетрясений $M_m$	<5,7	5,7—6,5	6,5—7,0	7,0—7,3	>7,3
Плотность теплового потока $\bar{q}$ , мВт/м <sup>2</sup>	<30	30—50	50—70	70—90	>90
Толщина континентальной литосферы $L$ , км	>170	170—120	120—100	100—70	<70(120)*

\* Значение толщины литосферы в зонах континентальной коллизии.

а также тепловым потоком и амплитудами вертикальных движений. Корреляция перечисленных параметров между собой достаточно высокая.

Возникает необходимость отображения перечисленной геолого-геофизической информации в виде какого-то обобщенного показателя, учитывающего возможные вариации образующих его параметров. Естественен подход к получению такого показателя с позиций множественного корреляционно-регрессивного анализа. Для этого необходимо знать, хотя бы в условных единицах, численное значение величины геодинамической активности литосферы. Но именно эта величина нам фактически неизвестна. Поэтому математический подход к анализу данных в рассматриваемом случае пока нереален.

В геологии принято отражать результаты любого обобщения в виде картографического материала, который, вообще говоря, не только позволяет проконтролировать правильность хода рассуждений, но и проверить возможность применения тех или иных разработок на практике. Каждого отдельно взятого фактора геодинамической активности литосферы, к сожалению, недостаточно для исчерпывающего описания всего комплекса протекающих в литосфере процессов. Поэтому, анализируя факторы геодинамической активности литосферы в отдельности, авторы пришли к выводу о необходимости использования при геодинамических построениях некоторой обобщенной характеристики геодинамической активности литосферы — интегрального показателя [Логачев, и др., 1987].

При этом возникают трудности «суммирования» частной количественной информации каждого фактора в единый показатель. Выяснилось, в частности, что для подобного «суммирования» не приемлемы и методы математической статистики, позволяющие рассчитывать уравнения множественной регрессии, так как в этом случае необходимо знание «истинных» значений степени геодинамической активности. Поэтому в порядке полумеры, для предварительного решения поставленной задачи количественная информация о геодинамической активности была выражена через качественный — интегральный — показатель. Он ранжирован по пятибалльной шкале. Один балл по шкале геодинамической активности предполагает варьирование факторов в заранее оговоренных пределах (см. таблицу). Эти пределы были установлены путем анализа всех выше-

рассмотренных величин. В качестве основной, «первично» ранжируемой характеристики выбрана плотность глубинного теплового потока как относительного показателя энергетики эндогенных процессов.

Его ранжирование было проведено с выдержанным шагом в  $20 \text{ мВт/м}^2$  от средней плотности теплового потока по континентам, примерно равной  $50 \text{ мВт/м}^2$  [Тектоносфера..., 1978]. Пропорционально шагу плотности теплового потока были ранжированы параметры толщины литосферы и амплитуд вертикальных тектонических движений, зависимости которых от  $\bar{q}$  показаны на рис. 1. Ранжированная величина толщины литосферы использована в таблице, а величина амплитуды вертикальных движений как функция теплового потока использована для «вторичного» ранжирования амплитуд горизонтальных движений и максимальных магнитуд землетрясений (см. рис. 1). Результаты согласования характеристик в виде интегрального показателя приведены в таблице, которая, по существу, является основным условным знаком карты геодинамической активности литосферы. Составленная схема (рис. 2) представляет собой результат последовательного развития идеи о комплексном анализе геолого-геофизической информации, изложенной в работах [Глубинное строение..., 1983; Артемьев и др., 1984; Ермаков и др., 1984; Логачев и др., 1987]. Обзор этих исследований показывает правомерность такого подхода к интерпретации имеющихся данных, хотя окончательная его реализация пока далека от своего логического завершения.

Схема геодинамической активности литосферы является экспериментом среди других многочисленных вариантов построения карт, не противоречащих комплексу имеющейся исходной информации. Карта охватывает часть территории СССР от Урала на западе до побережья Охотского моря на востоке и позволяет наглядно представить себе характер взаимоотношений между регионами, различающимися по степени геодинамической активности. Здесь мы не будем вдаваться в детальный ее анализ и объяснение появляющихся различного рода аномалий, а лишь отметим, что низкая и очень низкая геодинамическая активность свойственна Сибирскому литосферному мегаблоку, объединяющему в себе пространства Западной и Восточной Сибири. На его периферии располагаются области со средней, высокой и очень высокой геодинамической активностью. Наиболее активными в геодинамическом отношении являются области развития рифтогенных структур Прибайкалья и структур Памиро-Тяньшаньского региона, образование которых связано с Индо-Азиатской коллизией. Сходство значений интегрального показателя для этих весьма несхожих в тектоническом плане регионов позволяет предполагать близкие по величине затраты энергии, выраженные через разную степень проявления различных факторов. Это требует соответствующего объяснения и заставляет учитывать, кроме всего прочего, геодинамический режим литосферы.

Современная тектоника рассматривает четыре основных типа главных геодинамических режимов. Их выделение опирается на базисные понятия тектоники плит и связано с вариациями движений плит. Различают режимы преобладания напряжений горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, сдвига и, наконец, преобладания вертикальных напряжений сжатия или растяжения. Как правило, первые три режима характерны для межплитных границ, последний — для интраплитных ситуаций. Режимы определяют тензор напряженного состояния, а он — форму реализации энергии в этих режимах, или, другими словами, интенсивность развития конкретных факторов геодинамической активности.

При любых геодинамических режимах энергия в основном расходуется на три процесса: 1) деформацию и разрушение, т. е. формирование блоковой структуры разных порядков; 2) движение блоков; 3) магматизм. В разных геотектонических режимах доли расхода энергии на перечисленные основные процессы не одинаковы. Действительно, соотношение блоков коры и движения по разграничивающим их морфолого-генети-

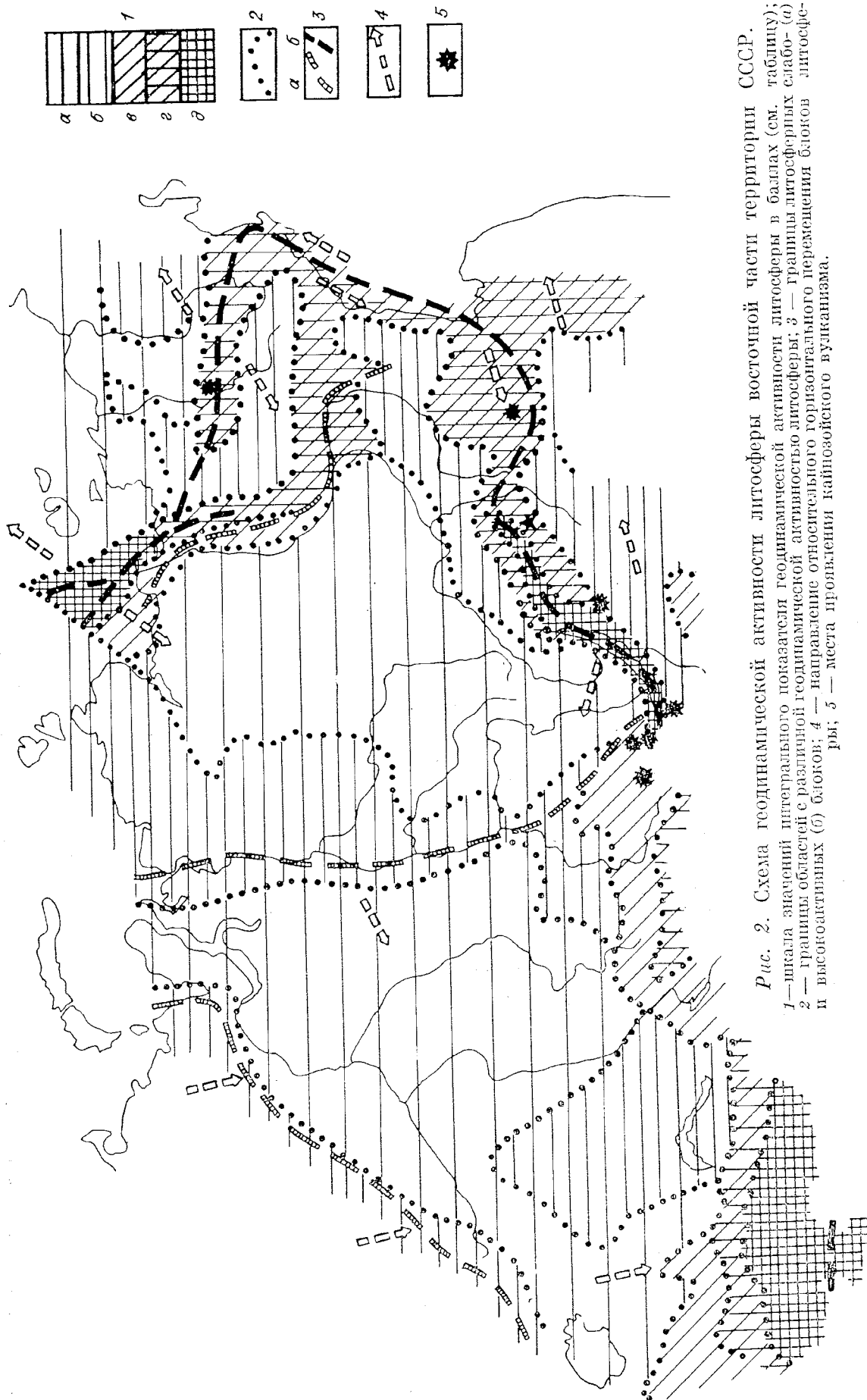


Рис. 2. Схема геодинамической активности литосферы восточной части территории СССР. 1 — шкала значений интегрального показателя геодинамической активности литосферы в блоках (см. таблицу); 2 — границы областей с различной геодинамической активностью литосферы; 3 — границы литосферных слабо- (а) и высокоактивных (б) блоков; 4 — направление относительного горизонтального перемещения блоков литосферы; 5 — места проявления кайнозойского вулканизма.

ческим типам разломов показывает, что в зонах коллизии преобладают надвиги и взбросы, а также сдвиги, связанные с разрядкой напряжений сжатия. В зонах растяжения преобладают сбросы, сбрососдвиги и сдвиги, генетически связанные с региональным режимом растяжения. Сопоставим затраты энергии потребляемые на движение по плоскостям единичных разрывов упомянутых морфолого-генетических типов, т. е. надвигов, сбросов и сдвигов. Подобные расчеты были проведены Р. Сибсоном [Sibson, 1974].

Примем средний угол наклона  $\Theta$  надвигов  $\sim 30^\circ$ , сбросов  $\sim 60^\circ$  и сдвигов  $\sim 90^\circ$ . Коэффициент статического трения  $\mu = 0,75$ .

Условия начала скольжения по разломам в символике главных напряжений можно записать

$$(\sigma_3 - \sigma_1) \sin 2\Theta = \mu[(\sigma_3 + \sigma_1) - (\sigma_3 - \sigma_1) \cos 2\Theta].$$

Р. Сибсон теоретически оценил минимальные отношения  $\sigma_2/\sigma_1$ , при которых начинаются движения по разломам.

Используя методику расчетов с учетом литостатического и порового давлений и разных средних углов наклона надвигов ( $30^\circ$ ), сбросов ( $60^\circ$ ) и сдвигов ( $90^\circ$ ), можно показать, что соотношения дифференциальных напряжений, необходимых для начала скольжения по надвигам, сдвигам и сбросам, соответственно соотносятся как 4 : 1,6 : 1. Разность напряжений для начала движения по надвигам в 4 раза должна быть выше, чем у сбросов. Сдвиги занимают промежуточное положение и приближаются либо к надвигам, либо к сбросам, в зависимости от конкретной ориентации по отношению к горизонту тензора напряжений.

Теперь несложно перейти к анализу наиболее важной величины — распределению и затратам энергии деформации на единицу объема горной массы при формировании надвигов, сбросов и сдвигов.

Распределение энергии  $E$  упругих деформаций непосредственно перед началом движений по разрывам можно оценить из выражения

$$E = [(\sigma_3 - \sigma_1)^2 / 6G] \cdot \left[ 1 - \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} + \left( \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} \right)^2 \right],$$

где  $G$  — модуль жесткости.

При прочих равных условиях объемная плотность энергии, накопленная перед началом движений, будет пропорциональна квадрату разности максимальных напряжений сжатия и растяжения, т. е.  $(\sigma_3 - \sigma_1)^2$ .

Отсюда соотношение объемной плотности энергии, накопленной на одинаковых глубинах у надвигов, сдвигов и сбросов, будет выражаться соотношением 16 : 2,6 : 1 (рис. 3).

Заметим, что расчеты проведены для идентичных на равных глубинах условий при средних для каждой группы разломов углах наклона

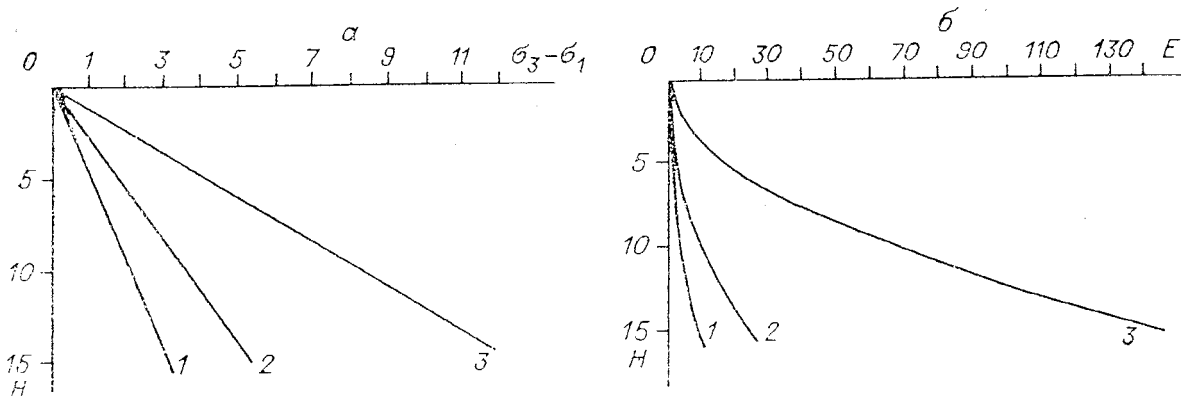


Рис. 3. Теоретические условия начала движений по сбросам (1), сдвигам (2) и надвигам (3) в верхней части земной коры.

$a$  — минимальное значение разности максимальных напряжений сжатия и растяжения  $\sigma_3 - \sigma_1$  (кбар), необходимое для начала движений по сбросам, сдвигам и надвигам на различных глубинах  $H$  (км) при коэффициенте трения  $\mu = 0,75$  [Sibson, 1974];  $b$  — затраты энергии  $E$  (в относительных величинах), необходимые для движений по сбросам, сдвигам и надвигам на различных глубинах  $H$  (км).

и одинаковых коэффициентах статического трения. В действительности же формирование надвигов происходит при больших значениях коэффициента статического трения и непостоянном угле наклона. В то же время сбросы часто имеют вертикальное падение сместителя, и трение практически равно нулю. Поэтому реальные цифры соотношения накопленных энергий упругих напряжений будут отличаться у надвигов и сбросов более чем в 16 раз.

Таким образом, в зонах коллизии, где преобладают надвиги и взбросы, энергетические затраты только энергии на движения по разломам будут в 10—20 раз выше аналогичных затрат в зонах спрединга.

То же самое можно сказать и о собственно процессе начала разрушения. Хорошо известно, что при прочих равных условиях прочность горных пород на сжатие в 8—10 раз выше, чем при растяжении. На первичное разрушение в случае сжатия затрачивается в десятки раз больше энергии. В действительности эта величина будет еще больше, если учесть, что плотность разломов в зонах торшения литосферы примерно в 1.5 раза выше, чем в рифтовых зонах.

Для сравнения вспомним, что с разломообразованием тесно связана сейсмическая активность. Известно, что в зонах коллизии выделяется более 90 % всей сейсмической энергии, а в зонах рифтогенеза — не более 5—6 %. Различие по общему энергетическому балансу в зонах с разными геодинамическими режимами шестнадцатикратное. Цифры эти хорошо коррелируют с полученными выше соотношениями плотностей энергий деформаций, накапливаемых перед началом подвижек у надвигов и сбросов.

Энергетические затраты, связанные с движением блоков и магматизмом, специально не оценивались.

На качественном уровне отмечается несопоставимость характера проявления вулканизма в зонах рифтогенеза, субдукции и коллизии. В первой из названных зон вулканический процесс, синхронный тектоническим движениям, превалирует над аналогичными явлениями в зонах коллизии. В то же время можно привести частные примеры слабого вулканизма в Байкальской, Рейнской рифтовых зонах и повышенного его объема на отдельных участках Альпийско-Гималайской зоны коллизии (например, вулканизм Армянского нагорья). Трудность оценки вклада вулканизма в общий энергетический баланс заключается в отсутствии надежных методов пересчета интенсивности процессов вулканизма на единицу объема литосферы с целью его дальнейшего сравнения при изучении геодинамики. Приведенные примеры являются исключением, подтверждающим сложность и многообразие геологических обстановок. В целом же авторы придерживаются мысли о балансирующей роли вулканизма в реализации примерно равных порций энергии, поступающих в литосферу в результате конвекции. Заметим, что подобная точка зрения о балансирующей роли вулканизма при рифтогенезе уже высказывается в литературе [Септов, 1987].

Приходя к такому заключению, авторы опираются на представления о примерном равенстве подлитосферного энергетического потенциала конвекционных потоков, обеспечивающих различные энергетические режимы. Отсюда равные энергетические возможности регионов с различными геодинамическими режимами отражаются равными интегральными показателями геодинамической активности.

Таким образом, геодинамическая активность, выраженная через интегральный показатель, позволяет районировать литосферу в соответствии с распределением энергетических затрат, а геодинамические режимы определяют формы реализации энергии тектонических процессов. Авторам представляется, что комплексный анализ широкого круга геолого-геофизических данных, подобный проведенному выше, открывает пути нового понимания взаимосвязей геологических процессов и структур и расширяет возможности геотектонической картографии.



- Артемьев М. Е., Рейснер Г. И., Шолто В. Н. Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры // Современная тектоническая активность территории СССР.— М.: Наука, 1984.— С. 80—93.
- Белоусов В. В., Шолто В. Н. Сейсмология и геотектоника // Проблемы современной сейсмологии.— М.: Наука, 1985.— С. 47—56.
- Глубинное строение и геодинамика литосферы.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983.— 276 с.
- Ермаков Б. В., Семов В. Н., Щукин Ю. К. Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным // Современная тектоническая активность территории СССР.— М.: Наука, 1984.— С. 8—23.
- Могачев Н. А., Шерман С. И., Леви К. Г. Геодинамическая активность литосферы Сибири в кайнозое // Геология и геофизика.— 1987.— № 8.— С. 3—10.
- Селтов Н. С. Некоторые аспекты проблемы рифтогенеза // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1987.— № 5.— С. 35—44.
- Тектоносфера Земли.— М.: Наука, 1978.— 531 с.
- Sibson R. H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature.— 1974.— Vol. 249, N 5457.— P. 542—544.

## МАНТИЙНЫЕ ОЧАГИ АКТИВНОСТИ И ТЕКТОГЕНЕЗ

А. В. ЧЕКУНОВ

*Институт геофизики АН УССР, Киев, СССР*

Геологическая наука, ее фактические материалы и идеи в решающей степени зависят от изученности реальных геологических объектов, знания их строения, состава и физического состояния не только по площади, но особенно по глубину. Эволюция геологии показывает, что по мере пополнения таких знаний идеи интерпретации имеющихся данных претерпевают существенные изменения.

С момента появления геогнозии и до сравнительно недавнего времени взгляд геолога был привлечен преимущественно к горным районам планеты, где, вследствие глубокого денудационного среза, выведены на поверхность и доступны непосредственному наблюдению структурно-вещественные комплексы земной коры. В таких районах с резким рельефом и впечатляющими ландшафтами эти комплексы имеют, как правило, очень сложное строение с интенсивной дисгармоничной складчатостью, многочисленными разломами, магматическими телами и пр. С такими районами обычно соседствуют равнинные или морские пространства, трудные для изучения, но внешне просто построенные, как бы символизирующие тектоническое спокойствие и уравновешенность.

Сочетания подобных столь разнохарактерных структур способствовали формированию представления о том, что горные районы являются средоточием геодинамической активности и катаклизмов, а сопряженные с ними равнинные пространства и акватории — областями лишь пассивных компенсационных опусканий и тектонической вялости.

В последнее время низы земной коры, подкоровая литосфера и астеносфера, т. е. глубокие этажи тектоносферы, стали объектами геофизических исследований. В результате этого получены данные, позволяющие ставить вопрос о серьезном пересмотре прежних представлений. Имеются основания полагать, что центры активности расположены как раз под впадинами, а не под горными сооружениями, которые по отношению к первым являются, по-видимому, лишь периферическими производными образованиями.

Рассмотрим ситуацию в Средиземноморском альпийском поясе Европы — колыбели классических канонов геологии. Здесь глубинной геофизикой сейчас в той или иной степени изучены практически все горные