

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

Труды, вып. 425



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
**PRESENT-DAY PROBLEMS OF TECTONICS OF OCEANS
AND CONTINENTS**

Transactions, vol. 425

Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. 216 с.

Статьи сборника охватывают широкий круг проблем, касающихся глубинных неоднородностей, условий заложения и развития основных структур земной коры, реконструкций движения литосферных плит, горообразования, динамики магмогенерации и магмовыведения, механизма дислокаций и формирования аллохтонов, особенностей проявления метаморфизма.

Для геологов, петрологов, геофизиков.

Рецензенты: *Е.Е. Милановский, М.С. Марков*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор),

В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

академик *А.Л. Яншин*

Reviewers: *E.E. Milanovsky, M.S. Markov*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

Academician *A.L. Yanshin*

- Lanphere M.A., Black M.C., Irwin W.P.* Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain Schist in the northern Coast Ranges of California // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278. P. 798–815.
- Lanphere M.A., Coleman R.G., Karomata S., Pamic J.* Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolitezone, Yugoslavia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 271–276.
- Metamorphic map of Europe (1:2 500 000): Explanatory text. Leiden, 1978. 244 p.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // J. Petrol. 1961. Vol. 2. P. 277–311.
- Miyashiro A.* Tectonic and petrologic aspects of Asia // Geol. Soc. China Mem. 1981. N 4. P. 1–31.
- Ohta Y., Hiroi Y., Hirajima T.* Additional evidence of pre-Silurian high-pressure metamorphic rocks in Spitsbergen // Polar Res. 1983. Spec. I. 215–218.
- Roever W.P. de.* Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism // Geol. en mijnbouw. 1956. Vol. 18. P. 123.
- Suppe J., Armstrong R.L.* Potassium-argon dating of Franciscan metamorphic Rocks // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272. P. 217–233.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74, N 1. P. 103–116.

УДК 551.24 + 550.36

В.С. ПОНОМАРЕВ, В.Г. ТРИФОНОВ

ФАКТОРЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

С физической точки зрения тектонические процессы сводятся к взаимным преобразованиям различных форм энергии, причем решающая роль отводится физическим и химическим преобразованиям, происходящим на разных уровнях в недрах Земли. Силы, возникающие при таких преобразованиях, создают напряжения в массивах горных пород, приводящие к их деформации и разрушению.

В истории геологической науки было множество попыток понять природу диастрофизма, сводя появление тектонических сил к какой-либо одной причине или, по меньшей мере, к "первопричине" всех последующих преобразований энергии. Среди таких попыток — гипотезы контракции, расширения Земли, разогрева ее недр за счет радиоактивного распада, дегидратации Земли и т.д. В предлагаемой статье обращено внимание не на анализ и конкретную природу подобных "первопричин", а на взаимоотношения факторов, т.е. на процессы тектогенеза в системе Земли. В их основе лежат общие и достаточно хорошо изученные закономерности, которым подчиняются любые физико-химические процессы и которые рассматриваются в рамках статистической физики и термодинамики.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА

Взаимосвязь элементарных процессов

В статистической физике и термодинамике любые физические тела независимо от их размеров, вещественного состава и агрегатного состояния рассматриваются как системы, состояние которых определяется набором термодинамических параметров, или параметров состояния (температура, давление, плотность, химический потенциал, энергосодержание и т.д.). Различают внешние и внутренние параметры состояния, хотя разделение их в известной мере условно [Ансельм, 1973]. Обозначим первые x_i и вторые q_i . Индекс $i = 1, 2, 3, \dots, n$ указывает природу параметра.

Значения внутренних параметров зависят от значений внешних параметров. Всю совокупность элементарных процессов, мыслимых в системе при изменении ее внешних параметров, можно представить в виде матрицы $\|x_i q_i\|$ или, в развернутом виде, как следующую таблицу, каждый элемент которой выражает сочетание индексов различных внешних и внутренних параметров и символизирует соответствующий элементарный процесс.

11	12	13	...	1n
21	22	23	...	2n
31	32	33	...	3n
...
n1	n2	n3	...	nn

В качестве примера рассмотрим простейший случай, когда система представляет собой идеальный газ. Пусть при этом $i = 1$ соответствует давлению, $i = 2$ – температуре, $i = 3$ – объему и т.д. Допустим, что произошло изменение давления, действующего на систему извне, x_1 . Тогда в системе возникнет ряд изменений, выраженных следующими процессами: $x_1 q_1$ – протекающим во времени перераспределением давления в разных частях системы; $x_1 q_2$ – изменением температуры, поскольку последняя связана с изменением давления законом Шарля; $x_1 q_3$ – изменением объема, поскольку, согласно закону Бойля–Мариотта, произведение численных значений давления и объема газа постоянно и т.д. Изменение внутренних параметров, в свою очередь, вызывает вторичные процессы, которым соответствуют другие строки таблицы, – так, как если бы изменялось значение внешнего параметра (в силу того, например, что температура и объем газа связаны соотношением закона Гей-Люссака). Вследствие такой взаимосвязи и взаимобусловленности внешних и внутренних параметров системы изменение хотя бы одного из них влечет за собой сложную совокупность сцепленных процессов, отраженных набором всех элементов приведенной таблицы.

В геологических системах количественные связи между изменениями параметров установить гораздо труднее, но общий принцип – взаимосвязь изменений, протекающих в системе, – остается в силе. Изменение хотя бы одного внешнего параметра влечет за собой возбуждение всех процессов данной системы. Рассматривая изменения параметров, определяющие тектонические преобразования горных пород, мы вслед за П.Н. Николаевым [1978] будем называть системы, в которых эти преобразования происходят, тектодинамическими.

Структурные напряжения

Наряду с другими взаимными преобразованиями различных форм энергии, возбужденными изменением внешних условий, часть энергии системы расходуется на упругие деформации структурных связей. Вследствие этого в последних возникают структурные напряжения, природа которых в общих чертах заключается в следующем.

Каждому термодинамическому состоянию системы соответствует ее определенная структура, т.е. определенные расстояния между слагающими ее частицами или фрагментами и образуемая ими определенная пространственная конфигурация. В случае изменения термодинамического состояния система самопроизвольно стремится к перестройке структуры.

В системах с нефиксированной структурой (газы, жидкости) перестройка происходит непосредственно вслед за изменениями термодинамических условий. Состояние таких систем остается близким к равновесию и в ходе перестройки. В системах с фиксированной структурой, содержащих достаточно прочные и дальнodayствующие связи (твердые тела), изменение структуры может существенно отставать от изменения внешних условий, вследствие чего состояние таких систем длительное время остается неравновесным. Несоответствие между состоянием системы и ее структурой выражается в том, что в ее структурных связях появляются напряжения [Яворский, Деллаф, 1963].

Механизм появления структурных напряжений, рассматриваемый на макроскопическом уровне, состоит в неоднородном деформировании различных структурных составляющих среды. Так, к появлению структурных напряжений в горной породе ведут несоразмерные изменения минеральных зерен (или более крупных частей), различающихся упругими свойствами и поэтому неодинаково реагирующих на изме-

нение внешнего давления или температуры. Напряжения могут возникать также в результате фазовых или полиморфных изменений части вещества в условиях стесненного пространства. В общем к появлению структурных напряжений могут вести любые процессы, сопровождающиеся изменением объема или угловых и линейных размеров структурных составляющих среды, т.е. теоретически любые процессы, входящие в матрицу $\|x_i q_i\|$, хотя, разумеется, вклад таких процессов в удельные метрические изменения составляющих среды и тем самым в возбуждение структурных напряжений может быть существенно различным.

В технике и горном деле структурные напряжения чаще всего называют остаточными. Они имеют и ряд других названий. Во всех случаях под ними понимают систему напряжений, находящихся в равновесии в заданном объеме среды при отсутствии нагрузок на ее граничных поверхностях. При более детальном рассмотрении поле структурных напряжений представляет собой ансамбль единичных (элементарных) систем напряжений, в каждой из которых напряжения одного знака уравниваются напряжениями противоположного знака, причем уравнивание локализовано в пространственной области, соизмеримой с масштабом соответствующей структурной связи.

В зависимости от масштаба структурных связей, на которых уравниваются (замыкаются) элементарные поля структурных напряжений, в технике различают напряжения I, II и III рода. Напряжения III рода уравниваются на уровне дефектов кристаллических решеток, II рода — на уровне связей между кристаллами, I рода — на уровне связей одного порядка с размерами деталей машин и конструкций. Если в технике основное внимание уделяют напряжениям I рода, то под остаточными напряжениями в горных породах подразумевают главным образом микроструктурные напряжения. Вместе с тем существует представление об иерархии полей тектонических напряжений, соответствующей иерархии геологических структур [Николаев, 1978], но остается неясным, в какой мере тектонические напряжения можно считать структурными. Анализируя действие тектонических сил, обычно исходят из того, что эти силы не возникают непосредственно в заданном объеме среды, а приложены к нему извне. Однако представление о внешних силах относительно. Так, рассматривая поведение образца, сжимаемого под прессом, оставляют вне поля зрения то, что сжатие образца уравнивается в станине прессы, а в целом растягивающие и сжимающие усилия образуют замкнутую уравновешенную систему. С этой точки зрения, любые напряжения, возбуждаемые процессами, протекающими в теле Земли, самоуравниваются в ее пределах и тем самым являются структурными уже по определению. Вопрос заключается лишь в том, на связях какого масштабного ранга они самоуравниваются, каково соотношение масштаба рассмотрения геологических структур и размеров элементарных полей структурных напряжений.

Пусть Q — база измерения (масштаб рассмотрения) и L_i — пространственная область, в которой замыкается единичная система структурных напряжений масштабного ранга i . При $Q \geq L_i$ совокупность множества элементарных полей структурных напряжений предстает перед наблюдателем как своего рода фоновая напряженность и он воспринимает "коллективные" эффекты воздействия структурных напряжений как особенные свойства самой среды, например как понижение ее прочности или как повышенную способность к хрупкому разрушению. При $Q \leq L_i$ наблюдатель видит настольно малый фрагмент целого, что вопрос о системе в целом для него лишен практического значения. В измеряемых напряжениях он видит результат действия внешней силы и именно с ней связывает обычно "тектоническую" составляющую естественного поля напряжений, тогда как на самом деле это структурные напряжения, возбуждаемые на связях регионального или глобального уровня. При $Q \approx L_i$, выполняя "точечные" измерения напряжений в разных частях единичной системы, наблюдатель столкнется с явлением сильного разброса измеренных значений не только по модулю, но и по ориентировке в пространстве, что часто имеет место в практике измерений напряжений в массивах пород в окрестностях горных выработок [Напряженное..., 1978]. В этом случае наблюдатель, по существу, имеет дело не с "тектоническими", а с местными

напряжениями системы, замыкающейся в том объеме пород, в каком ведутся измерения. Более подробно вопрос о соотношении местных и "тектонических" напряжений рассмотрен в работе [Пономарев, Ромашов, 1986]. Сказанное выше легко обобщить на тот случай, когда значение L принимается фиксированным, а Q_i — переменным.

Из приведенных соображений следует, что в целом напряженное состояние неравновесной геологической среды, помимо напряжений, обусловленных весом пород, характеризуется множеством составляющих, ранговая классификация которых соответствует разным уровням структурной организации геологической среды. В первом приближении естественное поле напряжений можно представить как наложение трех составляющих: фоновых напряжений без определенной ориентировки; местных напряжений, создающих картину резкой дифференцированности поля напряжений; собственно тектонических напряжений, системы которых замыкаются на региональном или глобальном уровне. Соответственно можно говорить о тектодинамических системах разного ранга. С одной стороны, как показано ниже, вызванные внешними для таких систем напряжениями изменения их внутренних параметров порождают локальные напряжения, с которыми могут быть связаны свои системы тектонических процессов. С другой стороны, множество таких локальных систем, если они вызывают однонаправленные изменения геологической среды, могут более или менее существенно повлиять на систему напряжений низшего ранга.

Формы структурной релаксации

Согласно основному постулату статистической физики система, поставленная во внешние фиксированные условия ($x_i = \text{const}$), с течением времени самопроизвольно стремится перейти к такому состоянию, когда макроскопические изменения в системе прекращаются. Тогда в ней устанавливается механическое равновесие (ему соответствует гидростатическое напряженное состояние) и затухают все движения макроскопических частей друг относительно друга, исчезают разности температур, прекращаются процессы диффузии и теплопроводности, химические реакции, фазовые переходы и т.п., т.е. внутренние параметры системы принимают постоянные значения, которые в дальнейшем от времени не зависят. Такое состояние получило название термодинамического (статистического) равновесия. Процесс перехода к равновесию называют релаксацией системы, а период времени, характеризующий скорость перехода к равновесию, — временем релаксации.

В механике рассматривают две формы релаксации — релаксацию напряжений и релаксацию деформаций (ползучесть). С физической точки зрения обе они выражают один и тот же процесс постепенного перехода упругих деформаций в остаточные. На молекулярном уровне этот процесс состоит в перегруппировке молекул и их комплексов в результате теплового движения к такому взаимному расположению, при котором энергия системы принимает минимальное значение [Гуревич, 1974]. Макроскопическое выражение такой перестройки может состоять не только в переходе упругих деформаций в остаточные, но и в ряде других явлений, таких, как фазовые, полиморфные и минеральные изменения, перекристаллизация вещества. Иначе говоря, равновесие системы может достигаться не только за счет механического движения вещества, но и путем его перехода в другие формы движения, обуславливающие вещественные преобразования.

Существует точка зрения, что многие геологические процессы, способные по своей природе возбуждать структурные напряжения, протекают слишком медленно, так что структурные напряжения релаксируют по мере их появления и не достигают существенных величин. Удалось показать, однако [Пономарев, 1981; Пономарев, Ромашов, 1986], что благодаря зонному характеру релаксации время ее протекания увеличивается с ростом размеров систем и поэтому весьма медленные процессы могут возбуждать напряжения, достигающие прочности среды.

СВОЙСТВА ЛИТОСФЕРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Тектонические процессы обусловлены физическими и химическими преобразованиями во всем теле Земли. Однако реальные геологические структуры обнаруживают связи лишь с внешними ее оболочками — литосферой и (гораздо реже) астеносферой. Широко распространено мнение, подкрепленное рядом косвенных данных, что литосфера отличается от подстилающей ее астеносферы повышенной эффективной вязкостью, определяющей блоковую делимость литосферы, т.е. возможность возникновения в ней разрывов под действием структурных напряжений. Придавая этой особенности литосферы большое значение, Н.П. Херасков [1967, с. 228] характеризовал ее следующим образом: "При любой деформации твердого и вязкого тела возникает разделение его на зоны, в которых сосредотачиваются преимущественно деформации, и разделяющие эти зоны слабо деформирующиеся блоки, причем в таких зонах и блоках могут быть выделены зоны и блоки низшего порядка".

Сейчас доказано, что литосферные массы способны латерально перемещаться друг относительно друга на значительные расстояния со скоростями до нескольких сантиметров в год. Общие особенности этих перемещений и представления о блоковой делимости литосферы послужили основой для создания концепции тектоники литосферных плит, предполагающей движение жестких недеформируемых плит и пластин, охватывающих всю мощность литосферы, от областей их раздвигания и новообразования литосферы (океанических рифтовых систем) к областям субдукции или континентальной коллизии, где одна из сближающихся плит пододвигается под другую и погружается в мантию.

Исследования последних лет показали, однако, что представление о жестких плитах, распространяющихся на всю глубину литосферы, неверно. Так, голоценовые тектонические нарушения Азии, будучи проявлением геологически одновозрастных движений литосферных масс, не ограничиваются узкими зонами границ плит, а охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Например, Памиро-Гималайская область голоценовых разрывов и деформаций соизмерима с относительно слабо деформированной частью Индостанского субконтинента, а восточнее Азиатский подвижный мегапояс становится еще шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся со складчатыми молодыми дислокациями чехла и фундамента, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия жестких плит и микроплит, а как проявление деформации верхнекоровых масс.

Среди активных разломов Азии преобладают сдвиги [Трифонов, 1983]. Преимущественно сдвиговыми смещениями характеризуются многие молодые разломы, простирающиеся вдоль хребтов и соседних впадин, где несомненна (и была известна ранее) вертикальная компонента движений. Такие продольные к складчатым структурам и другим тектоническим зонам сдвиги являются ведущим типом активных разломов не только Внутренней Азии, но и периферии Тихого океана [Кожурин, Трифонов, 1982]. Выявленные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений по отдельным разломам измеряются миллиметрами, а местами достигают более сантиметра в год. Сдвиги, таким образом, играют в подвижных поясах гораздо большую, чем им отводилась прежде, структурообразующую роль, что, возможно, связано с энергетической экономностью сдвиговых перемещений, при которых не преодолевается сила тяжести.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, занятые в Азии иными активными нарушениями — преимущественно складчато-надвиговыми (типа Внешней зоны Памира и Гималаев) или сбросо-раздвиговыми (типа Байкала и грабена Шаньси), невелики. Это, возможно, указывает на ограниченную самостоятельную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых масс. Деформируемые многочисленными сдвигами, они не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиги представляются не результатом таких взаимодействий, а скорее отражением перемещений более глубоких литосферных масс.

Разнообразные геологические факты показывают, что литосфера тектонически расчленена. Материал отдельных ее частей "в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то с не меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее" [Пейве, 1977, с. 7].

В древних подвижных поясах тектоническая расчлененность проявляется ярче всего в образовании сорванных покровов, охватывающих различные по мощности комплексы пород — от отдельных слоев до всей толщи коры с самыми верхами мантии [Тектоническая..., 1980; Пейве и др., 1983]. Современная тектоническая расчлененность проявляется в структурно-динамической дисгармонии между отдельными слоями земной коры. Она устанавливается изучением морфологии и эволюции новейших структур орогенических поясов, комплексной интерпретацией аэрокосмических, геолого-геоморфологических и геофизических данных, дополняемых сведениями о субгоризонтальных зонах скопления гипоцентров землетрясений и коровых волноводов [Тектоническая..., 1982; Макаров и др., 1974; Кожурин, Трифионов, 1982; Трифионов и др., 1984]. С привлечением указанных данных признаки современного тектонического расчленения земной коры обнаружены во многих внутриконтинентальных и приокеанических подвижных поясах. Найдены они и в некоторых океанических рифтовых системах [Пушаровский и др., 1985].

За пределами подвижных поясов также есть признаки тектонического расчленения континентальной коры. Исследовавшие их В.Н. Николаевский [1982] и В.И. Шаров [1984] пришли к выводу, что достаточно мощная земная кора, подвергшаяся воздействию внешних напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т.е. от глубины. Если в верхнекоровом слое развиваются сколодовые нарушения, а непосредственно возле поверхности вследствие интенсивной разгрузки структурных напряжений высших рангов преобладают трещины отрыва, то более глубокие горизонты испытывают разрушение многочисленными мелкими трещинами, дополняющееся и сменяющееся ниже милонитизацией и бластезом пород. На промежуточной глубине объемное разрушение приводит к разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. Таким образом, расчленение коры с возникновением дислокационного волновода является закономерным результатом приложения к ней внешних, преимущественно тангенциальных усилий.

Сведения о современном тектоническом расчленении верхней мантии ограничиваются пока активными областями. В них выявлены: вертикальная неоднородность в распределении гипоцентров промежуточных и глубокофокусных землетрясений [Тектоническая..., 1982]; изменения сейсмической вязкости, напряженного состояния и скорости сейсмической деформации на разных уровнях [Трифионов и др., 1984]; значительные вертикальные и латеральные вариации скоростей продольных сейсмических волн [Nikolaev et al., 1985].

Таким образом, земная кора и верхняя мантия нарушены не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений — астенослоями и астенолинзами, разделяющими более прочные литосферные пластины и блоки с различным стилем деформаций. На континентах как минимум различаются по деформационным свойствам верхнекоровый, нижнекоровый и верхнемантийный слои литосферы. В областях новейшего сучивания горных масс картина расчленения усложняется. Из-за тектонической расчлененности рассчитываемые в тектонике литосферных плит (с поправками на деформации плит) направления и скорости их относительных перемещений характеризуют лишь коровые, а в областях с мощной корой лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс.

Приведенные факты заставляют рассматривать тектонику литосферных плит лишь как первое приближение к реальной картине глобальных движений литосферы. Пра-

вильнее рассматривать ее как вязкопластичную тектонически расслоенную среду. В системе понятий тектоники плит вызывает сомнение и представление о субдукции как единственном механизме деструкции литосферы [Пушаровский, 1986]. Можно полагать, что в областях сжатия и скупивания литосферных масс их нижние горизонты могут испытывать своеобразную глубинную эрозию, приближаясь по физическим свойствам к астеносфере и вовлекаясь в ее движения.

Геофизические разделы внутри литосферы также не остаются неизменными. Выше говорилось о возможной дислокационной природе некоторых разделов земной коры. Они могут изменять свое положение при изменении нагрузок, вызванном либо тектоническими перестройками, либо дислокационным утолщением или утонением коры. Рассмотрим теперь преобразования, испытываемые горными породами при восходящих и нисходящих движениях.

Вещество, сформированное в недрах Земли, находится там в состоянии, близком к термодинамическому равновесию. Внешнее давление уравнивается на связях субмикроструктурного уровня, и структурные напряжения отсутствуют. При воздымании и эрозии покрывающих геологических образований внешнее давление на поруду уменьшается. Энергия сжатия, прежде сконцентрированная на связях атомного и молекулярного уровней, перераспределяется на уровни низшего ранга, породные и надпородные, и в них появляются структурные напряжения, которые могут стать причиной разрушения связей.

Примеры, указывающие на "взрывоопасное", метастабильное состояние разгруженных горных пород, известны давно. К.И. Богданович [1909] приводил случаи, когда горные породы, добытые в недрах Земли и извлеченные на поверхность, спустя некоторое время взрывались в отвалах. Подобное, но более медленное разрушение описано как прогрессирующее. Известны случаи, когда удаление маломощного слоя осадочных пород вело к образованию в них трещин разгрузки [Прочухан, 1964]. Результатом сходного процесса на ином масштабном уровне является тектоно-кессонный эффект — разрушение по схеме объемного взрыва при всплывании массивов пород в раме относительно стабильных геоблоков [Горяинов, Давиденко, 1979].

Трещины отдельности, насыщающие горные породы вблизи земной поверхности, — самый распространенный тип разрывных нарушений. Сейчас многие исследователи склоняются к мнению, что причиной их образования являются структурные напряжения, возбуждаемые местными причинами [Ярошевский, 1981]. Трещины такого рода, которые иногда называют первичной трещиноватостью (имея в виду, что трещины других видов образуются уже в результате смещения по этим трещинам), С.С. Шульц [1979] рассматривал как планетарную трещиноватость, охватывающую огромный масштабный диапазон — от микротрещин до разломов протяженностью в сотни километров. С физической точки зрения они выражают процесс перехода фиксированных неравновесных структур в состояние равновесия, которое в данном случае достигается не непрерывным вязким течением, а деструкцией, дезинтеграцией разгруженного вещества. В областях, где сейчас развиваются положительные формы рельефа, процессы структурной дезинтеграции воздымающихся пород происходят наиболее интенсивно, в значительной мере обуславливая повышенную сейсмичность таких областей.

Следствием уменьшения давления при подъеме вещества могут быть не только механические эффекты, но и минеральные и фазовые преобразования, например частичное плавление вещества: осуществляются реакции окисления, как правило экзотермические. В итоге вся совокупность процессов, возбуждаемых при тектоническом воздымании и уменьшении давления, определяется принципом тормозящего противодействия (принцип Лешателье—Брауна). Согласно этому принципу реакция энергетически открытой системы на внешнее воздействие носит упорядоченный характер: возбуждаемые процессы стремятся скомпенсировать влияние внешнего воздействия, в данном случае уменьшения давления. Все они направлены на приращение объема, что в условиях стесненного пространства приводит к возрастанию давления. Помимо прямого увеличения объема в силу упругого расширения, происходят структурная

дезинтеграция вещества, его частичное плавление, окислительные процессы, которые наращивают объем не только сами по себе, но и вызывая повышение температуры системы.

С тектоническим опусканием горных масс связана совокупность противоположных процессов уплотнения вещества. Помимо упругого сжатия под действием веса накапливающегося во впадине осадков, это — уменьшение пористости и замыкание открытых трещин, фазовые и минеральные преобразования, например эколгитизация основных пород [Артюшков, 1979], и другие процессы.

Таким образом, вертикальные перемещения горных масс изменяют их физические свойства, и в частности скоростные характеристики, а соответственно и положение геофизических разделов в литосфере. Показательно в этом отношении наблюдение В.И. Шарова (1985 г., доклад на семинаре по современной геодинамике в Геологическом институте АН СССР), установившего методом отраженных волн четковидность распространения корового волновода в Центральном Казахстане. Волновод достигает значительной толщины под поднятиями земной поверхности типа Улутауского и сокращается или исчезает под соседними впадинами. Подобные изменения могут происходить и по латерали подвижных поясов при смене геодинамической обстановки, например при появлении на определенных участках сдвиговых систем, отклоняющихся от генерального направления структур сжатия или растяжения. Возможно, этим объясняются, по крайней мере отчасти, образование сводов в окрестностях рифтовых зон. Изменения того же типа можно ожидать и при структурно-геодинамических перестройках, например при наложении растяжения и опускания на сжатую горную систему, что, по-видимому, имело место в позднем кайнозое в Паннонской впадине.

ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Глобальная тектодинамическая система

Изменение внешнего параметра, которое является первопричиной в всех последующих множественных преобразований в системе, можно рассматривать по отношению к ним как "задающий", или "первичный", процесс. Конечно, любой из процессов деформирует, как мы показали, все остальные процессы системы и тем самым может оказаться первичным. Но это влияние бывает более или менее существенным. Критерием значения изменения параметра нам представляется величина пространственной области, в которой замыкается система структурных напряжений, обусловленных таким изменением. В этом смысле первичными являются тектонические процессы, проявляющиеся в масштабах крупных регионов и замыкающиеся в масштабе всей Земли.

Среди глобальных процессов, являющихся источником структурообразующих сил, как-то: вращение Земли, лунно-солнечные приливы и другие космические воздействия, наконец, конвективное перемещение мантийных масс — лишь последний вызывает значительные дифференцированные напряжения в литосфере [Мясников, Фадеев, 1981]. Только в редких случаях мы можем непосредственно зарегистрировать проявления движений мантийных масс, но располагаем многочисленными свидетельствами упорядоченных смещений корового вещества, вызванных глубинными движениями, хотя такие свидетельства и не отражают их в полной мере из-за тектонической расчлененности литосферы.

Наиболее полно, в истинных пространственных соотношениях и сравнительно хорошо датированные, нам известны проявления новейших коровых движений надрегионального ранга. Они дают основание полагать, что восходящие ветви потока мантийного вещества сконцентрированы в отдельных струях, тяготеющих к океаническим рифтовым системам. От них увлекаемые горизонтальным мантийным потоком литосферные массы дифференцированно на разных глубинах движутся к континентам.

В областях активных континентальных окраин и островных дуг значительная часть

океанической литосферы погружается вдоль глубинных сейсмофокальных зон. При этом она перерабатывается и ее компоненты вновь поступают в литосферу в виде магматических или иных подвижных образований. Сейсмофокальные зоны и скоростные неоднородности мантии, которые можно связывать с разогревом и переработкой пород над сейсмофокальными зонами [Андерсон, Дзевонский, 1984], прослеживаются непрерывно до глубин 150–200 км. Глубже сейсмофокальная зона распадается на отдельные скопления гипоцентров [Пушаровский, 1972]. Остаточные продукты переработки океанической литосферы если и сохраняют обособленность [Creager, Jordan, 1984], то, скорее всего, лишь в виде фрагментов. Кроме наклонной сейсмофокальной зоны, под некоторыми островными дугами намечаются субгоризонтальные гипоцентральные зоны, приуроченные к низам коры и верхам мантии. Это, а также признаки дисгармонии между коровыми и более глубинными новейшими структурами [Кожурин, Трифонов, 1982] позволяют допустить внедрение части океанической литосферы под островные дуги и активные континентальные окраины вдоль субгоризонтальных зон. В итоге островные дуги и активные окраины представляются не только и, может быть, не столько зонами нисходящего потока литосферного вещества, сколько областями тектоно-магматической переработки океанической литосферы, вовлекающей ее в дальнейшие латеральные перемещения в сторону континентов.

Континентальная коллизия приводит в областях наибольшего сближения литопластин (типа Памиро-Гималайского региона) к скучиванию горных масс, которое в условиях тектонического расслоения осуществляется дифференцированно на разных уровнях, но в целом проявляется в утолщении как коровой (до 70–80 км), так и мантийной части литосферы [Тектоническая..., 1982; Пейве и др., 1983; Трифонов, 1983; Скобелев, 1984; Трифонов и др., 1984]. В верхнекоровом слое развиваются покровно-складчатые структуры. На больших глубинах (40–70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эколгитизироваться или подвергаться иным процессам уплотнения и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозией) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Евразии, испытавших в свое время скучивание, подобно Памиро-Гималайскому, но не подвергшихся значительной новейшей активизации, обычно не превышает 40–45 км.

С удалением от областей максимального скучивания складчатые деформации постепенно сменяются блоковыми смещениями преимущественно сдвигового характера. Скучивание верхнекоровых масс осуществляется и здесь, но происходит главным образом путем торшения блоков.

Приведенные результаты изучения неотектоники приокеанических и внутриконтинентальных подвижных поясов сжатия показывают, что происходящие в них процессы, вероятно, не обеспечивают нисходящего потока и деструкции литосферы, достаточных, чтобы компенсировать ее наращивание в океанах. Вместе с тем под континентами, и особенно под их древними ядрами, — под большей частью Евразии, юго-западной половиной Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами — высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества, т.е. образования литосферного типа, прослеживаются до глубин более 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Возможно, это обусловлено скучиванием мантийных литосферных масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов океанической литосферой. Отражением такого скучивания может быть сжатие верхнекоровых литопластин, превышающее литостатическое давление [Кропоткин, 1977], а также тот факт, что большинство континентальных активных сдвигов имеет взбросовую, т.е. сжимающую, компоненту перемещений.

В пользу предлагаемого объяснения свидетельствует различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, считающихся частями единых литосферных плит. Так, скорость новейшего сближения

с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по полосовым магнитным аномалиям, 5–6 см/год, а скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием позднечетвертичных деформаций и смещений земной поверхности в Тяньшаньско-Памиро-Гималайском регионе, только 4 см/год. Скорость, рассчитанная по полосовым аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения верхов мантии, которые, таким образом, движутся быстрее верхнекоровых континентальных образований [Тектоническая..., 1982].

Аналогичным процессом, если он происходит на активных континентальных окраинах, объяснимо развитие краевых морей. Они могут быть результатом утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. С движением горных масс под континенты и с обусловленным им дифференцированным сжатием континентальной литосферы можно связать и процессы новейшего "внутриплитного" горообразования, охватившего огромные пространства на востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

Описанные проявления новейших движений литосферы образуют тектодинамическую систему первого ранга. Будучи обусловлено конвективными движениями мантии, она включает в себя, помимо механических перемещений литосферных масс, возбужденные ими процессы дислокационного уплотнения и разуплотнения вещества, магматизма, минеральных преобразований, которые сами являются источниками структурных напряжений, а стало быть, деформации и разрушения материала.

Локальные тектодинамические системы

Компоненты тектодинамической системы первого ранга в конкретных региональных проявлениях выступают в роли внешних параметров, изменение которых приводит в действие разнообразные локальные процессы, образующие в совокупности с ними отдельные тектодинамические системы.

Как показал С.Ф. Скобелев [1984] на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (хребты Петра Первого и Заалайский), в прогибах, заполненных мощными мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами, новейшее горообразование в целом следует за складчатостью, хотя отдельные их проявления синхронны. Горообразование наступает, когда складчатость и связанный с ней динамометаморфизм в значительной мере гомогенизируют осадочный чехол и приближают его по деформационным свойствам к породам основания. В результате дифференцированные смятия и относительные перемещения отдельных слоев и толщ сменяются складчатыми изгибами всего осадочного чехла со значительным воздыманием поверхности. Морфологически эти изгибы сходны с меньшими по размеру складками и складко-покровами предшествовавшего этапа новейшего структурообразования и, подобно им, возникли при горизонтальном сжатии прогиба в результате сближения Памира и Тянь-Шаня, которое, в свою очередь, отражает сближение литосферных масс Индостанского субконтинента и Евразии, т.е. один из процессов глобальной тектодинамической системы.

Взаимное положение новейших сводов Памира и Тянь-Шаня выступает в роли внешнего параметра, изменение которого приводит в действие ряд локальных тектонических процессов. Опираясь на данные Х. Рамберга [1976] и А.В. Лукьянова [Тектоническая..., 1980] и на факт неравномерного распределения новейшей молассы, более интенсивно накапливавшейся вблизи эрозируемых сводов Памира и Тянь-Шаня, С.Ф. Скобелев [1984] приходит к выводу о неравномерном давлении молассы на нижележащие пластичные породы мела и палеогена и об их перетекании в результате такой неравномерности к центру прогиба. Это предопределило возникновение в сжимающемся прогибе осевого Петро-Заалайского поднятия. Позднее, когда осевое поднятие оформилось в рельефе, его эрозия и аккумуляция ее продуктов в соседних остаточных прогибах (последняя осуществлялась как седиментационным путем, так и перемещением гравитационных покровов) ввели в действие механизм их изостатической компенсации. Он работает в том же направлении, что и рост поднятия и углубление прогибов в

результате бокового сжатия и перетекания раздавливаемых молассой мел-палеогеновых пород. Образно говоря, природа достигает одной "цели" разными путями.

Рассмотрим более подробно механизм изостатической компенсации эродированных поднятий. В соответствии с законом Паскаля она достигается глубинным подтоком вещества из областей с более высоким давлением. В условиях тектонического расслоения литосферы такой подток может осуществляться на разных уровнях – как в астеносфере, так и в астенослоях внутри коры [Артемьев, 1984]. Но во всех случаях подтекающее вещество тяжелее разуплотненной фракции, смываемой с эродированных поднятий, и из-за различий в их объемах восстановление исходной высоты рельефа должно быть неполным. Следует иметь в виду, однако, что термодинамическое состояние компенсирующего вещества не остается постоянным при его последующем воздымании и соответственном уменьшении внешнего давления. Геологическая медленность воздымания позволяет проявиться процессам структурной релаксации во всей их полноте и многообразии, в результате чего, как было показано в предыдущем разделе статьи, тяжелая фракция в процессе ее восходящего движения разуплотняется. Расчеты показывают, что для восстановления исходной высоты гор, эродированных на 1 км, достаточно разуплотнения 100-километрового литосферного слоя на 0,2% [Пономарев, Тейтельбаум, 1978]. В какой мере этот процесс реализуется в конкретных горных странах, пока неясно.

Локальные процессы структурообразования не ограничены гравитационной тектоникой, но могут быть связаны также с фазовыми и минеральными преобразованиями. Например, в областях сжатия значительное скупивание земной коры может вызывать эклогитизацию ее нижней части и, как следствие, опускание поверхности со всеми вытекающими тектоническими последствиями. Может быть, именно такого рода нисходящие движения создали впадины типа Паннонской или Лутской, испытывавшие перед новейшим погружением альпийскую складчатость и орогенез. Определенную структурообразующую роль играет и флюидно-газовая активность, локальные проявления которой зависят от региональных тектонических условий [Дегазация..., 1985].

Происхождение некоторых типов структур можно достаточно определенно связывать с действием локальных факторов в тектодинамических системах высшего порядка. Так, прямыми измерениями установлено наличие существенных горизонтальных напряжений вблизи земной поверхности. Этому явлению Войгт [Reik, 1976] предложил следующее объяснение. Эрозионный срез ведет к разгрузке подстилающих пород. Однако релаксация напряжений, ранее обусловленных их объемным сжатием, неравномерна. Разгрузка прежде всего приводит к релаксации вертикальных напряжений, из-за чего относительная роль горизонтальных напряжений возрастает. С этим связано образование трещин разгрузки, субпараллельных земной поверхности, – своего рода дислокационная расслоенность пород непосредственно возле поверхности Земли. Другой пример – трещины в остывающих плутонах, классифицированные в свое время Г. Клоосом. Происхождение этих трещин, как и полей напряжений, которые привели к их образованию, определено температурными изменениями.

Взаимодействие тектодинамических систем

Если в тектодинамической системе существуют достаточно прочные и длительно действующие связи между параметрами, то как первичный, так и производные от него процессы способны преобразовывать энергию различных видов в упругую энергию и быть, таким образом, источником структурообразования. При таком подходе возникает представление об источниках упругой энергии множественной природы и рассредоточенных на различных уровнях структурной организации геологической среды – от субмикроструктурного до глобального, причем суммарный вклад этих источников и определяет поле упругой энергии, а значит, и естественное поле напряжений, наложенное на поле напряжений, обусловленное собственным весом пород.

В этом смысле большинство геологических структур полигенны, причем по некото-

рым характеристикам вклад производных процессов в образование конкретной структуры или ассоциации структур может быть больше вклада исходного процесса. Отсюда разнообразие представлений о причинах и источниках тектогенеза в отношении как конкретных структур, так и их региональных и глобального сочетаний. В большинстве случаев это не столкновение взаимоисключающих мнений, а результат изолированного рассмотрения разных групп тектонических процессов в единой системе взаимосвязанных преобразований.

Поскольку геологические структуры разных иерархических уровней организованы по принципу структур, вложенных одна в другую, так же организованы и тектодинамические системы. Мерой системы более низкого ранга и выделения в ней первичного процесса является размер пространственной области, в которой замыкаются структурные напряжения. По этому признаку важнейшим первичным фактором тектогенеза оказывается конвективное движение мантийного вещества, вызывающее дифференцированные, преимущественно латеральные перемещения литосферных масс. Они образуют тектодинамическую систему первого ранга. Происходящие в ней тектонические процессы выступают в роли внешних параметров тектодинамических систем высшего порядка, обуславливая в конкретных региональных обстановках развитие разнородных локальных процессов механического, минерального и геохимического перемещения и преобразования вещества. При этом обмен энергией осуществляется не только в системах одного уровня, но и между системами разных уровней.

Рассмотрим конкретный пример. Важнейшими элементами орогенной структуры Тянь-Шаня являются продольные складки основания (зоны хребтов и межгорных впадин), разделяющие их краевые взбросо-сдвиги и более редкие секущие сдвиги типа Таласо-Ферганского и Джунгарского [Шульц, 1948; Макаров, 1977]. Эта структурная ассоциация обязана своим зарождением поперечному сжатию региона, вызванному сближением Тянь-Шаня с Памиром, а в конечном счете – Евразии с Индостаном. Дальнейшее развитие складок основания происходило при участии изостатической компенсации эрозии поднятий и аккумуляции эродируемого материала в соседних предгорных и межгорных впадинах.

Вместе с тем для той же территории характерны иные неотектонические образования – протяженные линеаменты, ориентированные косо, реже поперек к простиранию складок основания. Как показали исследования В.И. Макарова [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1976], линеаменты оказываются поверхностным выражением глубинной неотектонической делимости земной коры региона. На земной поверхности к линеаментам нередко тяготеют зоны трещин и мелких разрывов, морфологически сходных с элементами планетарной трещиноватости С.С. Шульца [1979], да и само сочетание линеаментов в плане повторяет в макромасштабе структурный рисунок планетарной трещиноватости. Представляется, что последняя является результатом релаксации местных напряжений с весьма малыми размерами областей замыкания элементарных структурных связей. Однако, будучи организованы линиями глубинной делимости земной коры, такие трещины приобретают однообразную ориентировку на значительном протяжении и образуют в совокупности тектодинамическую систему структур более крупного ранга – линеаментов. По своим размерам линеаменты соизмеримы со складками основания и сочетающимися с ними разломами. В этом случае накопление энергии на связях высшего уровня реализуется деформацией и разрушением на низшем масштабном уровне, так что возникающие структуры оказываются соразмерными структурам надрегиональной тектодинамической системы и как бы наложенными на них. Очевидно, генезис линеаментов и структур надрегиональной системы принципиально различен, что не исключает, однако, их частичного совмещения: линеаменты, предопределенные геометрией глубинных неотектонических образований, могут совпадать с разломами надрегиональной системы и, наоборот, линеаменты могут использоваться при возникновении таких разломов как зоны пониженной прочности горных пород.

Каждый объем геологической среды в общем случае является ареной действия

тектодинамических систем разной природы, разного масштабного уровня, входящих в разные группы процессов и черпающих ресурсы для своего движения из разных источников энергии. При этом возможны ситуации, в которых достижение равновесия по одной группе параметров ведет к нарушению равновесия в сопряженных параметрах другой группы. Так, деятельность экзогенных факторов направлена на выравнивание рельефа. Основной источник энергии в этой группе процессов – тепловое излучение Солнца, преобразующееся в различные формы механического движения и обеспечивающее перенос горных масс с поднятий во впадины. Вместе с тем восстановление такого геометрически гравитационного равновесия ведет к нарушению равновесия другой формы – изостатического – и возбуждает процессы, стремящиеся к восстановлению изостазии. Изостатическая компенсация экзогенного перемещения горных масс в сочетании с разуплотнением воздымающихся пород частично восстанавливает исходный рельеф, вновь мобилизуя экзогенные факторы его выравнивания. Эти циклические процессы будут продолжаться достаточно долго, пока система (если она не поддерживается внешними для нее тектоническими процессами рельефообразования) не придет в равновесие. Взаимодействие двух описанных групп процессов, по существу, обеспечивает переход энергии теплового излучения Солнца в энергию, питающую тектонические движения¹.

Движение систем к равновесию осуществляется по разным параметрам с разной скоростью, и возможны ситуации, когда одни параметры сохраняют значения, отличные от равновесных, а по другим релаксация уже произошла. В целом же полное равновесие есть событие, достижимое только в идеально изолированной системе. Горные породы в естественных условиях – открытые системы, которые на современной стадии развития Земли находятся в состоянии обмена энергией и веществом со своим окружением. Поэтому термодинамическое равновесие для геологической среды нигде не достигается.

Приведя в этой статье некоторые физические положения и примеры их реализации в структурообразующих процессах, мы стремились показать взаимосвязь различных процессов в рамках тектодинамических систем разных рангов. Неучет такой взаимосвязи, изолированное рассмотрение тех или иных факторов тектогенеза способны привести в лучшем случае к излишней схематизации природных явлений, а в худшем – к существенным ошибкам. Комплексное изучение различных тектонических процессов в их взаимосвязи и взаимообусловленности "нацеливает на ассимилирование всего арсенала геологических и геофизических знаний и тем самым ведет к раскрытию истинных тектонических закономерностей, как региональных, так и глобальных" [Пушаровский, 1986, с. 6].

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
Ансельм А.И. Основы статистической физики и термодинамики. М.: Наука, 1973. 423 с.
Артемов М.Е. Изостатическая компенсация орогенных областей // 27-й МГК: Доклады. Коллоквиум К. 04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 20–21.
Артошков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
Богданович К.И. Землетрясения в Мессине и Сан-Франциско. СПб., 1909. 165 с.
Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и месторождений – важнейшее явление геодинамики // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1214.
Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 530 с.
Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 200 с.
Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3–18.

¹ Описанный механизм не единственный способ вовлечения солнечной энергии в тектонические процессы. Следует также иметь в виду гипергенное минералообразование и формирование осадочных пород, при которых происходят эндотермические реакции, консервирующие солнечную энергию и предопределяющие возможность ее выделения при последующих тектодинамических преобразованиях [Трифонов, Флоренский, 1969; Перельман, 1979].

- Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 20–29.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
- Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности: (На примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) // Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. С. 18–41.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К.* Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // Геотектоника. 1974. № 3. С. 114–132.
- Мясников В.П., Фадеев В.Е.* Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1981. 168 с. (Итоги науки и техники. Геофизика; Т. 5).
- Напряженное состояние породных массивов. Новосибирск: Наука, 1978. 146 с.
- Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатанция и землетрясения // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
- Пономарев В.С.* Зонная релаксация напряжений при разгрузке массивов горных пород // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1337–1339.
- Пономарев В.С., Ромашов А.Н.* Зонная релаксация напряжений и ее значение для тектоники // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 2. С. 64–74.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М.* Особенности строения тектоносферы, связанные с процессами восстановления изостазии, и сейсмичность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978. С. 181–198.
- Прочухан Д.М.* Трецины разгрузки в скальных основаниях высоких плотин // Сов. геология. 1964. № 7. С. 76–83.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника. 1986. № 1. С. 5–16.
- Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Средне-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Там же. 1985. № 5. С. 5–13.
- Рамберг Х.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70–88.
- Скобелев С.Ф.* Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: (Соотношение складчатости и орогенеза): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 22 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А.* Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // 27-й МГК: Доклады. Коллоквиум К.03. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 105–117.
- Трифонов В.Г., Флоренский П.В.* Геологическое сравнение Луны и Земли // Проблемы геологии Луны. М.: Наука, 1969. С. 274–285.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации: Избранные труды. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Шаров В.И.* Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. № 1. С. 112–120.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Л.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике. М.: Физматгиз, 1963. 847 с.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- Creager K.C., Jordan T.H.* Slab penetration into the Lower Mantle // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B5. P. 3031–3049.
- Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A.* Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 41. P. 199–206.
- Reik G.* Residuelle Spannungen in quarzreichen Gesteinen röntgendiffraktometrische Messung und Erklärungsmöglichkeiten ihrer Entstehung // Geol. Rdsch. 1976. Bd. 65, N 1. S. 66–83.