

№ 11831

# ГЕОЛОГИЯ и ГЕОФИЗИКА



«НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1992

6. Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Введение в морфологическую тектонику.— М.: Наука, 1986.— 148 с.
7. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (курайский метаморфический комплекс).— Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968.— 328 с.
8. Савельева В. Б., Бобров В. А., Летников Ф. А. Редкоземельные элементы в blastsмилонитах юго-восточной окраины Шарыжалгайского блока // Редкоземел. элементы в магматич. породах.— Новосибирск, 1988.— С. 96—101.
9. Чиков Б. М. Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линейментных зон динамометаморфизма // Геология и геофизика.— 1988.— № 1.— С. 18—26.
10. Чиков Б. М., Пятин С. А., Соловьев А. Н. Импульсное компактирование гранитного катаклазита.— Новосибирск, 1991.— 9 с. (Препринт/ОИГГиМ СО АН СССР; № 4).

*ЛГО Запсибгеология  
с. Малоенисейское*

*Поступила в редакцию  
31 октября 1991 г.*

N. I. Gusev

#### THE COMPOSITION-STRUCTURAL FORMATIONS OF STRESS METAMORPHISM IN THE KURAI ZONE OF GORNY ALTAI

The stress-metamorphic rocks of the Karasuiskii Dislocation Complex have been mapped in the Kurai Zone of Gorny Altai. The principles of tectono-facies analysis were used for determination and description of dynamo-metamorphic rocks. The dislocation complex is proven to be of Middle Cambrian age and formed at the collision stage of development of the Kurai island arc system. Dislocation complexes may indicate collision stage along with well-known granite magmatism.

УДК 551.24+552.16+553.065

Н. В. ВИЛОР, С. И. ШЕРМАН, В. Ю. БУДДО

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

Дискретная зональность по простиранию метаморфических поясов и комплексов объясняется изменением флюидогидротермальной деятельности. Флюидная проницаемость геологической среды контролируется разломами и во многом зависит от напряженного состояния в областях их динамического влияния: проницаемость пропорциональна величине касательных напряжений. Судя по экспериментальным данным, поля максимумов мигрируют в пределах областей динамического влияния разломов. Локализация участков разрядки напряжений, разгрузки флюидов и зон отложения вещества обусловлена миграцией максимумов напряженного состояния при неизменном тектоническом режиме.

Основная масса вод, нефтей и газов выделяется при литификации в процессе погружения бассейнов осадконакопления. Растворы отжимаются за счет увеличения плотности пород и сокращения их пористости. Пути их миграции являются системы трещин, возникающие при гравитационном уплотнении, и сопряженные с ними структурные элементы гидроразрыва [16]. Если у поверхности Земли или на небольших глубинах в преобразовании пород доминирует их гидратация, то глубже 10 км и более преобладает противоположное ей обезвоживание. Исключительно большие объемы водных флюидов сероводородно-углекислотно-кремнистого состава генерируются при региональном метаморфизме, протекающем в верхней коре. Потоки их перемещаются в породах вдоль ориентированных элементов текстур [3, 6] либо в зонах дислокаций, связанных с областями активного динамического влияния (ОАДВ) в крыльях региональных разломов [14]. Способы просачивания и транспорта растворов зависят от глубины заложения тектонических швов, геологических

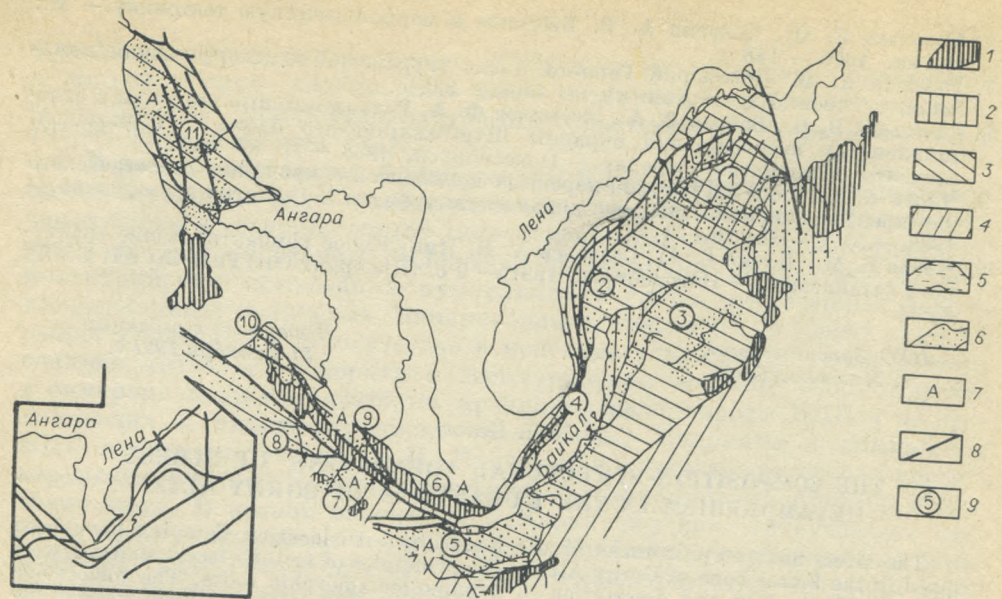


Рис. 1. Метаморфические области-«пояса» на южном ограничении Сибирской платформы (врезка — схема глубинных разломов по данным ВостСибНИИГГиМС, 1988). 1 — выходы архейского фундамента; 2—5 — метаморфические области-«пояса»: 2 — карелиды, 3 — рифейды, 4 — каледониды, 5 — мезозойды; 6 — метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций; 7 — андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма; 8 — разломы; 9 — зональные метаморфические комплексы (ЗМК): 1 — Бодайбинский, 2 — Олоkitский, 3 — Котерский, 4 — Западно-Прибайкальский, 5 — Хамардабанский, 6 — Южно-Прибайкальский, 7 — Восточно-Саянский, 8 — Центрально-Саянский, 9 — Ийско-Урикский, 10 — Туманшетский, 11 — Енисейский.

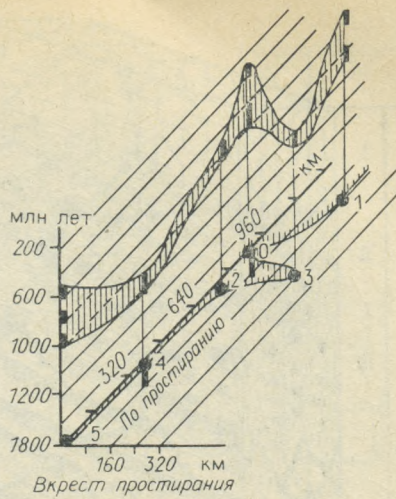
свойств окружающих пород и интраструктуры разломов [13]. Последняя изменяется с глубиной и влияет на движение флюидов.

В настоящее время вполне очевидна связь проявлений зонального регионального метаморфизма с глубинными разломами-линеаментами. Так, В. А. Наумов [7] пришел к выводу, что вдоль юго-восточного фаса Сибирской платформы метаморфические ареалы связаны со сдвигами, простирающимися от южного окончания оз. Байкал до севера Патомского нагорья, общей протяженностью около 1400 км. Левосдвиговые активные перемещения вдоль данного Приморско-Абчадско-Мамского глубинного разлома охватили период времени от нижнего протерозоя до среднего палеозоя включительно. Существование поля тектонических напряжений охватывает интервал не менее 1,5 млрд лет. В исследованиях С. М. Замараева и др. (1975) показано, что правосдвиговые деформации по Главному Саянскому разлому, ограничивающему Сибирскую платформу с юго-запада на протяжении более 1000 км, устойчиво действовали с верхнего архея до палеозоя включительно.

Вдоль ограничивающих кратон Главного Саянского и Приморско-Абчадско-Мамского разломов в сжато-деформированном складчатом обрамлении юга Сибирской платформы образовался ряд зональных метаморфических комплексов (ЗМК) (рис. 1), формирование которых на фронте современного юго-восточного фаса кратона во времени и пространстве описывается сложной кривой (рис. 2). Ореолы зонального метаморфизма связаны с инверсионным этапом эволюции складчатых сегментов, когда массовое внедрение больших объемов базитовых расплавов не характерно. Происходит тектоническое сокращение поперечных размеров сегментов коры за счет тангенциальных и сдвиговых перемещений горных масс, сопровождаемое генерированием и «перемещением» гранитоидов повышенной основности (тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая магматическая формация), ассоциирующихся с ограниченным проявлением основного магматизма.

Структурные элементы, типичные для условий сжатия, широко распространены в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. По от-

Рис. 2. Пространственно-временное положение ЗМК вдоль Байкало-Абчадско-Мамского линейного элемента.  
0 — Мамский ЗМК; остальные усл. обозн. см. на рис. 1.



пошению к региональному метаморфизму среди них выделяются до-, син- и постметаморфические генерации. Например, структура восточной части Тункинских гольцов (Восточный Саян) определяется региональными надвигами, перемещения по которым охватывали фазу формирования обдукционного комплекса с ультраосновным меланжем в основании, инверсионный, позднеорогенный этапы и продолжались вплоть до образования внутриконтинентального Байкальского рифта. Длительность инверсии и каледонской орогении включает силур и девон, составляя более 150 млн лет. В крыльях надвигов за столь продолжительное время перемещений сформировались многочисленные дискретные проявления высокотемпературного метасоматоза, метаморфогенной и постмагматической гидротермальной деятельности.

Пространственное распределение флюидогенных рудных формаций, как правило, дискретно, а связь месторождений, в том числе и золото-содержащих, со сместителями региональных разломов — явление вполне обычное в геологической практике. Нередко наблюдается регулярность размещения рудных полей, характеризуемая постоянным или неравномерным «шагом» — расстоянием между ними. В пределах месторождений рудные тела локализуются в конкретных трещинных структурах. При их формировании влияние структурного фактора проявляется наиболее полно. Однако однотипные структуры не всегда рудоносны, так как являются необходимым, но не достаточным фактором рудоотложения.

Образование рудных тел обусловлено фильтрацией растворов в структурный элемент и определенными *PT*-условиями. Так, для золоторудных месторождений жильно-вкрапленного типа, генетически связанных с региональным метаморфизмом, свойственны обособленные кварцевые тела. Соотношение между их кварцевым заполнением и массой растворителя (водного флюида) на примере крупной золотосодержащей жилы (Догалдынская, Бодайбинский рудный район) протяженностью по простиранию 2000 м и по падению 800 м при мощности от 0,5 до 5 м таково: около  $64,8 \times 10^{11}$  г кварца и  $23,56 \times 10^{14}$  г раствора, соответствующего по объему 2,71 км<sup>3</sup>. Это количество флюида при 0,5 % эффективной пористости находится в 540 км<sup>3</sup> породы при ее равномерном распределении, составляя область насыщения (ОН). Для образования рудного тела раствор должен полностью одно- или многократно при частичном истечении профильтроваться через вмещающий жилу структурный элемент — межслоевой сдвиг, переходящий из крыла в замок складки, обуславливая седловидную форму кварцевой залежи. Объем ОН, на пять порядков превышающий объем жилы, нелинейно уменьшается с увеличением пористости.

Так как локальный внешний источник флюида в виде традиционно предполагаемых остывающих интрузивных массивов отсутствует в метаморфогенном типе месторождений, альтернативой ему является резервуар, содержащий минерализованный флюид, распределенный в ОН. Но при этом остается неясным условие образования фокусированного направленного потока из всей ОН именно в конкретный структурный элемент при наличии конкурирующих трещин и других неоднородностей, изобилующих в складчатых толщах, пораженных кливажем. Рудное тело может быть сформировано на фоне градиента давления при истечении раствора

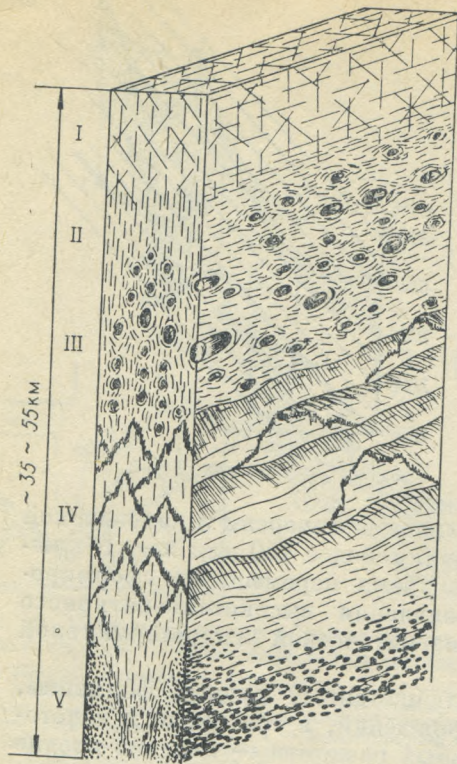


Рис. 3. Вертикальная зональность генеральных разломов по разрезу литосферы [13].

I — зона хрупкого разрушения, II — квазихрупкого разрушения, III — квазипластических деформаций, IV — пластических деформаций, V — вязкого течения.

из ОН, возникшего либо вследствие его вытеснения, либо за счет полного или частичного закрытия пористости. Но и в этих случаях остается локальная направленность инфильтрации, представляющая проблематичной. Вуд и Уолтер [4] считают, что существует ориентированный одноактный поток раствора при региональном метаморфизме. Его конвективная структура невозможна, так как, по их мнению, она ограничена глубинами не более 3 км ниже поверхности Земли.

Однако структурно-текстурные исследования иллюстрируют многочисленные пересечения разновозрастных генераций кварца, чередование эпизодов дробления руд и последующей цементации обломков жильным материалом. Все это — проявления прерывистого, стадийного поступления растворов по единой структурной зоне, до-

казывающие неоднократно поступление в него гидротермальной или флюидной фазы. Ритмично-прерывистое поступление растворов, с нашей точки зрения, вызвано накоплением и разрядкой напряжений при таком состоянии пород, когда проявляются и их пластические свойства, и упруго-хрупкие реакции на приложенные нагрузки. Наряду с одноактным фокусированным просачиванием флюида может рассматриваться вариант его пульсационного перемещения в полость рудного тела, называемую «областью отложения» (ОО) из прилегающего объема, вмещающего ОН. Минимальные размеры последней соответствуют ОАДВ структурного элемента, контролирующего расположение рудного тела.

Механизм действия тектонического процесса, регулирующего рудообразование, осуществляется при условиях зональности физико-механических свойств по падению региональных разломов (рис. 3) [13]. В области низкого и среднего метаморфизма они соответствуют интервалу упруго-вязкого состояния с параметрами идеального тела Максвелла и переходу к упругопластическому телу Сен-Венана. Эти условия с учетом теории подобия воспроизведены при физическом моделировании разрывообразования на влажных глинистых пастах.

Целью экспериментов являлось изучение общих пространственно-временных закономерностей динамики полей деформаций и напряжений в объеме областей активного динамического влияния крупных сдвигов земной коры и литосферы. Опыты выполнены по специально разработанной методике [2].

При анализе результатов экспериментов установлено, что напряженное состояние среды при формировании зоны разлома не остается постоянным даже в условиях исходной однородности материала, постоянства геодинамической обстановки и скорости смещения одного крыла относительно другого. Оказалось, что на каждом локальном участке разлома как на поверхности, так и в глубинных частях напряженное состояние (НС) изменяется во времени. Общее НС, получаемое усреднением замеров по всему объему области активного динамического влияния разлома или его час-

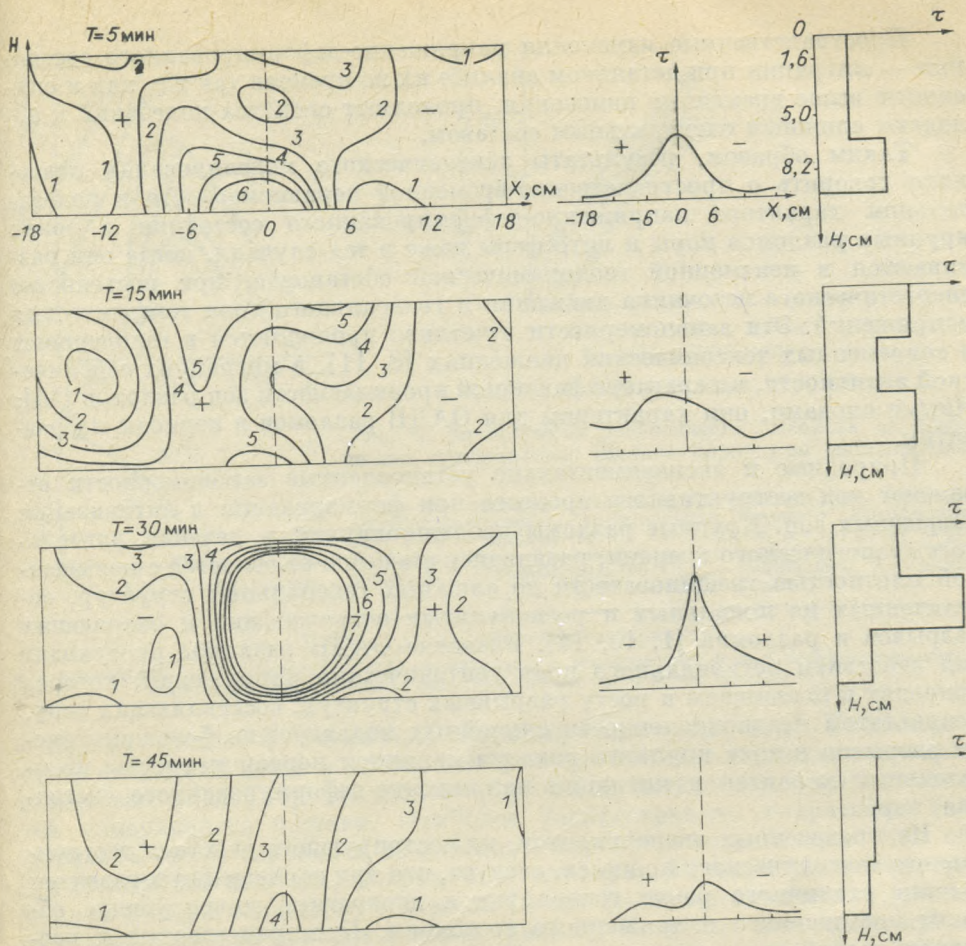


Рис. 4. Скорости деформации в крыльях сдвига и эпюры касательных напряжений вкрест простирания и по глубине зоны сдвига.

Поперечное сечение перпендикулярно осевой плоскости разлома, которая проходит по центру рисунка.  $T$  — время опыта,  $H$  — толщина модели,  $X$  — расстояние от плоскости разлома в поперечном направлении,  $\tau$  — касательные напряжения. Изолинии скоростей деформации оцифрованы условно. Знаками  $+$  и  $-$  показано более и менее активно деформируемое в данный промежуток времени крыло зоны сдвига.

ти (например, одного из крыльев), также изменчиво. Изменения НС сложны, неравномерны, наблюдаются резкие скачки, пики, сменяющиеся столь же резкими понижениями или другими переходами. Внешне изменения НС выглядят совершенно хаотичными, однако корреляционный и спектральный анализ экспериментальных данных показал, что изменения НС имеют колебательный характер. Во временных колебаниях содержатся периодические составляющие, т. е. изменения НС могут быть представлены суммой гармонических колебаний с различными временными периодами.

Не менее сложно меняется напряженно-деформированное состояние и по разным пространственным направлениям в объеме развивающейся ОАДВ сдвигового разлома. Пример миграции участков с повышенным напряженным состоянием ( $\tau_{max}$ ) по пространственным направлениям вкрест простирания формирующегося сдвига и по глубине приведен на рис. 4. НС в относительных единицах изображено в виде изолиний в поперечном сечении зоны сдвига, а также в виде эпюр вкрест простирания и по глубине. Видна попеременная активизация крыльев и различных глубинных уровней зоны разлома, что отражает поперечную и вертикальную компоненты миграции областей с повышенным НС. Обнаружена также продольная компонента миграции, характеризующая ход процесса по простиранию структуры.

Пространственные изменения напряженно-деформированного состояния — миграции при детальном анализе их во времени так же, как и описанные выше временные изменения, проявляют свойства колебаний и обладают сложным спектральным составом.

Таким образом, результаты тектонического моделирования позволяют говорить о пространственно-временной неравномерности и колебательном характере напряженно-деформированного состояния в зонах крупных разломов коры и литосферы даже в тех случаях, когда они развиваются в неизменной геодинамической обстановке, при постоянстве энергетического источника движения и генерального поля тектонических напряжений. Эти закономерности отчетливо проявляются в голоценовых и современных тектонических движениях [8, 11], в миграциях сейсмической активности, в характере флюидной проницаемости зон разломов [15]. Иными словами, они характерны для ОАДВ разломов в периоды их развития.

Природные и экспериментально установленные закономерности отражают ход деструктивного процесса при формировании и активизации разрывных зон. Крупные разломы эволюционируют в течение длительного геологического времени, развиваясь стадийно от областей с повышенной плотностью трещиноватости до сложных генеральных структур, составленных из локальных и региональных опережающих и оперяющих разрывов и разломов [1, 10, 14]. Развитие ОАДВ разломов происходит под действием регионального поля тектонических напряжений, которое приводит к подвижкам и росту разрывных структур, составляющих зону. Результатом неодновременности случайных подвижек по большому числу разрывов в зоне крупного разлома являются неравномерность, колебательный характер и миграции напряженно-деформированного состояния пород.

Из проведенных экспериментов, иллюстрирующих действие деструктивного тектонического процесса, следует, что при зарождении и развитии трещин различного ранга генерируются дискретные мигрирующие области повышенного напряженного состояния. Пространственные и временные колебания напряженно-деформированного состояния приводят к тому, что любой нагруженный блок многократно испытывает колебания напряжений, состоящие из фаз: нарастания упругой деформации, крипа и частичного разрушения и стабилизации системы (релаксации). В кратковременных экспериментах деформации пород при температурах низкого и среднего метаморфизма составляют 2—7 % [12]. Однако практика геологического картирования метаморфических толщ дает примеры изменения мощностей или протяженностей, превышающие сотни процентов. Тектогенные воздействия, безусловно, отражаются на фильтрационных свойствах геологической среды, и в экспериментальных исследованиях обнаружены заметные изменения проницаемости нагружаемых образцов.

Так, Ю. А. Розанов [9] показал, что при увеличении нагрузки во время деформации карбонатных пород существенно возрастает скорость проникновения флюида в образец. Опыты с определением проницаемости в области упругой деформации гранитов и метаморфитов, проведенные В. И. Шмоновым с соавторами [5], выявили структуру поля эффективной пористости ( $P_{эф}$ ) в координатах нагрузка — температура (рис. 5, А). Была установлена нелинейная зависимость логарифма эффективного диаметра пор от величины напряжения (см. рис. 5, Б). Корреляция напряжений в области упругой деформации со свойствами, обусловленными величиной  $P_{эф}$ , отражает возможность для флюида либо выжиматься из породы, либо впитываться без ее разрушения. Его возвратно-поступательное движение в поровом пространстве, вызываемое изменениями напряжений, вполне описывается закономерностями миграции областей повышенного напряженного состояния, имеющей колебательный характер.

Поступление флюида в трещину или зону разуплотнения сопровождается выделением части растворенных в нем петрогенных компонентов

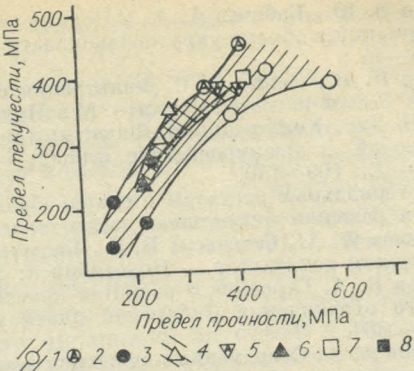
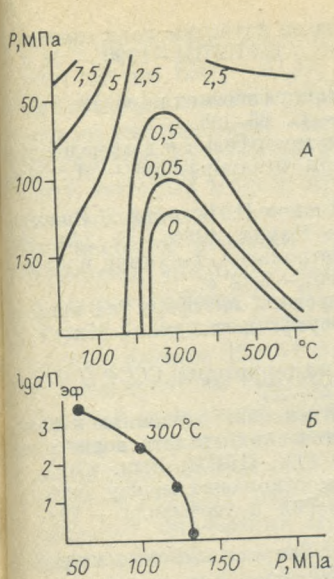


Рис. 6. Зависимость реологических свойств от изменения минерального состава пород при метасоматозе [12].  
 1—3 — по андезитам (130 °С): 1 — андезиты, 2 — андезиты амфиболитизированные, 3 — вторичные кварциты апоандезитовые; 4—6 — диабазы (50 °С): 4 — диабазы, 5 — диабазы амфиболитизированные, 6 — сланцы хлорит-карбонатные аподиабазовые; 7, 8 — амфиболиты (90 °С): 7 — амфиболиты, 8 — амфиболиты биотитизированные.

Рис. 5. Фильтрационные свойства гранитов.

А — зависимость проницаемости (в мД) от нагрузки и температуры; Б — зависимость диаметра эффективной пористости от нагрузки при постэпной температуре [5].

и других примесей вследствие адиабатического эффекта. Увеличение массы флюидной фазы в локальном участке смещает термодинамическое равновесие флюид/порода, являясь причиной метасоматических изменений минерального состава. Наиболее распространены гидратация (образование слюды, тальков и амфиболов), карбонатизация и щелочной обмен (отложение альбита, микроклина, адуляра). Метасоматоз в околотрепщинном или региональном объеме изменяет физико-механические (реологические) свойства исходных пород (рис. 6). Конечные или промежуточные минеральные ассоциации метасоматических колонок имеют меньшие пределы текучести и прочности. Но появление некоторых парагенезисов, вроде тотальной амфиболитизации [12], приводит к упрочнению преобразуемых пород. Если учесть, что в зеленосланцевой и амфиболитовой фазах метаморфизма реологические параметры, свойственные невысоким температурам (см. рис. 6), уменьшаются, то снижение прочности (или ее повышение) у метасоматитов как по отношению к монокварцевому жильному заполнению, так и к окружающим породам является причиной предпочтительной локализации в них или на их границах релаксирующих деформаций и колебаний напряженного состояния при постоянной или импульсной нагрузке. Наряду с этим изменение состава пород стимулирует увеличение частоты колебаний и миграции областей повышенного напряженного состояния, обуславливающее многократное проявление дислокаций и поступление в них минерализованного флюида.

Таким образом, степень напряженного состояния существенно влияет на флюидную проницаемость среды. Динамика полей напряжений регулирует и локализует тепло- и флюидопотоки в саморазвивающихся системах тепломассоносителей при метаморфизме и связанном с ним рудообразованием. Среди множества причин эндогенной активности в складчатых областях одной из важнейших является энергия тектонического процесса, проявляемая через напряженное состояние и рассматриваемая как существенный фактор метаморфо-метасоматического преобразования в породах верхних горизонтов земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борняков С. А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск, 1981. — С. 26—44.



2. Буддо В. Ю., Бабичев А. А. Методика эксперимента по изучению поля сдвиговых деформаций в объеме упруговязкопластичной модели // ФТПРПИ—1990.— № 1.— С. 38—44.
3. Вилор Н. В., Ленин В. С. Фильтрация газов в метаморфических породах // Дегазация Земли и геотектоника.— М.: Наука, 1991.— С. 65—66.
4. Вуд Б. Дж., Уолтер Дж. В. Флюидный поток при метаморфизме и взаимодействие с породой // Взаимодействие флюид — порода при метаморфизме.— М.: Мир, 1989.— С. 109—130.
5. Гидротермальные растворы и скарнообразование/Шмонов В. И. и др. // Эксперимент в решении актуальных задач геологии.— М.: Наука, 1986.— С. 278—305.
6. Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов.— Новосибирск: Наука, 1986.— 222 с.
7. Наумов В. А. Строение и развитие краевых швов древних платформ (на примере южного ограничения Сибирской платформы): Автореф. докт. дис.— М.: МГУ, 1980.— 36 с.
8. Никонов А. А. Современные движения земной коры на территории СССР // Основные проблемы сейсмотектоники.— М., 1986.— С. 25—35.
9. Розанов Ю. А. Деформация карбонатных пород при высоких давлениях и повышенной температуре // Исследования физико-механических свойств горных пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 120—123.— (Тр. ИГЕМ; Вып. 43).
10. Семинский К. Ж. Пространственно-временные взаимоотношения между тектоническими нарушениями в разрывных зонах // Геология и геофизика.— 1991.— № 3.— С. 74—84.
11. Трифонов В. Г. Проблемы голоценовой тектоники // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность.— М., 1987.— С. 37—48.
12. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.— М.: Недра, 1988.— 255 с.
13. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, 1977.— 102 с.
14. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования).— Новосибирск: Наука, 1983.— 112 с.
15. Шерман С. И., Буддо В. Ю., Мирошниченко А. И. Вертикальная зональность и флюидная проницаемость зон развивающихся разломов // Геология руд. месторождений.— 1991.— № 5.— С. 13—25.
16. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре.— М.: Мир, 1981.— 436 с.

ИЗК СО РАН  
Иркутск

Поступила в редакцию  
23 декабря 1991 г.

N. V. Vilor, S. I. Sherman, V. Yu. Buddo

#### TECTONIC FACTORS IN FORMATION OF METAMORPHIC COMPLEXES AND METAMORPHOGENIC FLUID SYSTEMS

Discrete zonation along the strike of metamorphic belts and complexes is explained by changes in fluid hydrothermal activities. Fluid permeability of a geological medium is controlled by faults and is largely dependent on the stress state in areas of dynamic influence of these faults, i. e., permeability is proportional to tangential stress magnitudes. Experimental data suggest that maximum stress magnitudes are migrating within the limits of areas of dynamic influence of faults. Locations of zones of stress and fluid discharging and of precipitation of dissolved substances are conditioned by migration of maximum stress magnitudes in a steady tectonic regime.

УДК 551.25 : 541.124/127

Р. П. КУЗНЕЦОВА, В. С. ШЕПЛЕВ, В. Ю. КОЛОБОВ

#### АНАЛИЗ РОСТА ЗОНАЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ СЕГРЕГАЦИЙ И ПОЛУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МАССОПЕРЕНОСА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ. 4. ИССЛЕДОВАНИЕ СИСТЕМЫ SiO<sub>2</sub>—MgO—CaO

На основе разработанного ранее алгоритма исследована система SiO<sub>2</sub>—MgO—CaO в широком диапазоне изменения коэффициентов диффузии и условиях, далеких от равновесия. Описаны все возможные зональные минеральные сегрегации, возникающие из первоначального контакта доломита и кварца и определены области их стационарного существования при  $T = 600$  °C,  $P = 2$  кбар и мольной доле CO<sub>2</sub> в поровом флюиде, равной 0,5.

© 1992 Кузнецова Р. П., Шеплев В. С., Колобов В. Ю.