

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОБЛАСТНОЕ ПРАВЛЕНИЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ВНУТРЕННЯЯ ГЕОДИНАМИКА

(КРАТКИЕ ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ К ВСЕСОЮЗНОМУ
СОВЕЩАНИЮ ПО ВНУТРЕННЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ

27—30 НОЯБРЯ 1972 г.)

Вып. 3. Вопросы динамики подвижных фаз земной коры,
методика, экспериментальные и математические исследования

Ленинград

1972

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОБЛАСТНОЕ ПРАВЛЕНИЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ВНУТРЕННЯЯ ГЕОДИНАМИКА

(краткие тезисы докладов и всесоюзному
совещанию по внутренней геодинамике
27-30 ноября 1972 г.)

Вып. 3. Вопросы динамики подвижных фаз земной
коры, методика, экспериментальные и
математические исследования

Ленинград
1972



435

Редакционная коллегия

Е.А.Басков, Г.М.Беляев (зам.отв.ред.), Н.К.Булин,
В.И.Васильев, Г.М.Дитмар (зам.отв.ред.), В.И.Драгунов,
Н.З.Евзикова, А.Л.Егорьева, Б.А.Ермолаев, Г.В.Ициксон,
И.Г.Клушин, В.Е.Кудрявцев, А.И.Петров, Л.М.Плотников
(отв.ред.), В.М.Терентьев, И.А.Хайретдинов, Г.Г.Древич.

ДИНАМИКА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДВИЖНЫХ ФАЗ В
ТЕКТОНОСФЕРЕ

Перераспределение глубинного вещества в виде жидких (различной вязкости), газообразных фаз и конденсатов является главнейшим процессом в развитии земной коры и верхней мантии на протяжении всей геологической истории. Однако динамика этого процесса изучена еще слабо, а существующие представления не всегда применимы для условий тектоносферы.

При построении динамической модели отжатия и миграции глубинного вещества в виде подвижных фаз нами приняты следующие условия: 1) Подвижные фазы на глубине выделяются из материнского вещества при перепаде давления и повышении температуры в виде капель, пленок, пузырьков и в общем объеме пород составляют небольшой процент. Отжатие их из твердых или пластических пород требует огромного перепада давления. 2) Обстановка всестороннего растяжения, как усредненной суммы главных напряжений от литостатического и тектонического давления, допускается вблизи поверхности литосферы и на глубинах до 3 км (Григес, Хендин, 1960, А.А.Пек, 1968). Миграция подвижных фаз при отсутствии на глубине открытых зон разломов возможна лишь при наличии огромного внешнего или избыточного внутреннего давления, достаточного для деформации пород; раздвигания стенок "канала", преодоления трения и т.д.

Ранее нами (Петров, 1968, Петров, Плотников, Кривич, 1969, 1971) применительно к механизму образования структур центрального типа была рассмотрена возможность отжатия, перемещения и дифференциации магм под действием волн напряжений, возникающих при эпизодическом высвобождении энергии в глубинных очагах. Дальнейшие исследования позволяют применить эти представления при построении общей динамической модели перераспределения вещества в виде различных подвижных фаз в тектоносфере.

Эпизодическое высвобождение энергии, как это наблюдается

ся при землетрясениях (независимо от природы очага), проявляется до глубины 700 км в зонах концентрации напряжений с аномальными градиентами движений. Эта энергия соизмерима с энергией других тектонических процессов, но благодаря пространственно-временной локализации она имеет значительно большую плотность. Волны напряжений (ударные, сжатия, разряжения) даже на удалении от гипоцентральной зоны могут создавать огромное ориентированное давление, превышающее литостатическое и тектоническое (Петров, Плотников, Юрвич, 1971), что подтверждается также наблюдениями при мощных ядерных взрывах (при испытании "Хардхет" мощностью 5 кт в гранодиоритах на расстоянии более 260 м от эпицентра давление равнялось 20 кбар). В зависимости от первоначальной энергии импульса, удаления от эпицентра, интерференционного эффекта волны напряжений вызывают: 1) упругие и пластические деформации; 2) разрушение упругого или пластического каркаса горных пород и фильтрпрессинг подвижных фаз; 3) фазовый переход вещества (испарение, плавление, новообразование в твердом состоянии минералов, возможно, даже горных пород); 4) разогрев и повышение теплового потока в фокальных зонах. Подвижные фазы, отжатые волнами напряжений из материнских пород мигрируют в плоские радиальные разрывы - камеры, а затем в очаговую полость, если имеет место ее образование. Объединение радиальных разрывов - камер происходит в связи с механизмом их ветвления и за счет приоткрывания волнами разряжения сферических (кольцевых по технической терминологии) разрывов.

Подвижные фазы мигрируют по радиальным разрывам за счет непосредственного "проталкивания" их волнами сжатия и под действием огромного внутреннего давления, обусловленного: 1) волнами сжатия, (особенно при повторных импульсах); 2) напряжениями упругих деформаций, возвращающих систему в исходное положение; 3) частично за счет разности литостатического давления. Продвижению также способствует плоская или трубчатая форма камер в связи с концентрацией напряжений в местах схождения стенок. Под действием указанных факторов подвижные фазы достигают поверхности литосферы или в связи с рассеиванием энергии волн застревают в каналах и вблизи

поверхности в зоне возможного всестороннего растяжения. С рассматриваемых позиций, получает удовлетворительное объяснение эволюция магм и глубинных растворов. От вертикальной восходящей или нисходящей миграции по разрезу тектоносферы очаговой области активного эпизодического высвобождения энергии зависит изменение состава магм от ультраосновных и основных к кислым или наоборот. Распространение очаговой области на тектонически активизированную земную кору и верхнюю мантию приводит, по-видимому, к появлению магм различного состава.

Предлагаемые представления о динамике отжатия и миграции глубинного вещества в виде подвижных фаз под действием волн напряжений, возникающих при эпизодическом высвобождении энергии в тектоносфере, согласуются с геологическими наблюдениями (связь современного вулканизма с землетрясениями; одновременное поднятие из мантии к поверхности литосферы гипоцентров землетрясений и магм; повышение уровня грунтовых вод и увеличение их дебита в скважинах при землетрясениях с одновременным возрастанием концентрации радона и температуры и т.д.) и подтверждаются экспериментальными данными (использование мощных взрывов в битуминозных породах и на отработанных месторождениях с целью извлечения нефти и газа и другие).

В.А.Кутюлин (ИГиГ СО АН СССР,
Новосибирск)

К ЭНЕРГЕТИКЕ ПОДЪЕМА БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В настоящее время считается, что базальтовая магма генерируется в пределах верхней мантии, по-видимому, в зоне пониженных скоростей, кровля которой залегает на глубине 50 км под океанами и на глубине 100 км под континентами. Критический обзор имеющихся данных показывает, что наиболее вероятным способом подъема базальтового расплава с этой глубины до нижних горизонтов коры является процесс последовательной

дезинтеграции и обрушения вмещающих пород мантии в кровле магматической колонны с одновременной компенсационной кристаллизацией в ее нижней части. Возможность проявления такого процесса и его формальное сходство с зонной плавкой обоснованы в работах А.П.Виноградова (1955, 1959, 1962), П.Г.Гарриса (1957), И.Шимазу (1959, 1961), В.А.Магницкого (1964), А.А.Ярошевского (1968), А.А.Кадика и Н.И.Хитарова (1968, 1970). При этом предполагается, что в кровле магматического очага происходит разложение оливина, пироксенов, шпинели, а в нижней части очага эти же минералы кристаллизуются, причем выделяющаяся теплота кристаллизации препятствует быстрому уменьшению количества расплава. Анализ описанного процесса показывает, что для его течения необходимы следующие условия: а) достаточная агрессивность базальтового расплава; б) наличие конвекции в пределах магматического очага; в) достаточный запас энергии в поднимающейся массе базальтовой магмы.

Высокая агрессивность базальтового расплава по отношению к ультраосновным породам мантии доказывается непосредственными петрографическими наблюдениями. Так, при изучении ультраосновных нодулей в базальтах Минусы, нами было установлено (Куталин, 1970; Куталин и Фролова, 1970), что включения несут многочисленные следы агрессивного воздействия вмещающих их базальтов.

А.А.Кадик и Н.И.Хитаров (1966) считают, что массообмен магматических расплавов с вмещающими породами имеет ограниченные размеры. Однако этот вывод делается на основании изучения гидродинамической модели, в которой потоки вещества определяются его диффузией. Между тем, исследования Н.А.Торопова с соавторами (1964) показали, что растворение минералов в силикатном расплаве происходит не путем последовательного отщепления частиц молекулярного размера, а вследствие перехода в расплав значительно более крупных блоков. При таком механизме наблюдаемое время растворения оказывается в 10^9 - 10^{12} раз меньше, чем теоретическое время растворения с помощью диффузии.

Появление естественной конвекции в магматических расплавах различного состава неоднократно доказывалось на основании анализа петрографических данных (Бейкер, 1897; Пирсон, 1905; Граут, 1918; Холмс, 1931; Уэйджер и Дир, 1939; Шипулин, 1953, 1968; Браун, 1956; Хесс, 1960; Уэйджер и Браун, 1970) и теплофизических расчетов (Шимазу, 1959; Магницкий, 1964; Кадик и Хитаров, 1966, 1968; Кадик, 1970). Как показали А.А.Кадик и Н.И.Хитаров (1968), наличие этого процесса приводит к энергичному взаимодействию магматического расплава с вмещающими породами в кровле магматического очага, где сосредотачивается максимальная теплотдача, обусловленная конвективным переносом тепла и расплава из всего объема магматической колонны. Следует отметить, что расплавление и растворение базальтовой магмы в голове магматической колонны тяжелых ультраосновных пород мантии должно увеличить плотность расплава в верхней части магматического очага и тем самым способствовать конвекции.

Неблагоприятными условиями для появления естественной конвекции являются чрезмерная вязкость расплава и сильно уплощенная форма магматического очага с отношением ширины к глубине более 10 (Шимазу, 1959). Однако, как показал Г.Р.Шоу (1969), вязкость базальтовой магмы невелика и составляет при 1200°C 320 пауз, а из физических соображений следует, что поднимающаяся масса магмы должна иметь форму плоского диска, диаметр которого в шесть раз превышает его толщину (Шимазу, 1960), что является почти оптимальным соотношением для возникновения конвекции (Шимазу, 1959).

Как уже отмечалось выше, одним из главных источников энергии базальтовой магмы, обеспечивающим ее воздействие на вмещающие породы мантии и обуславливающим ее подъем без быстрого уменьшения количества расплава, является теплота кристаллизации очага. Возможно, не меньшее значение имеет энергия, обусловленная высоким экзотермическим эффектом структурных преобразований в расплаве, как это было показано в последние годы Ф.К.Шипулиным (1968, 1969). Дополнительным источником тепла может быть разогрев за счет внутреннего трения

магматического расплава во время его естественной конвекции (Адамс, 1922; Дэли, 1936; Боуэн, 1936), хотя вклад этого процесса оценить трудно. Важным фактором, способствующим более экономному расходованию энергии магматического очага, является то обстоятельство, что теплопроводность ультраосновных пород сильно понижается с повышением температуры (Моисеевко и Кутолин, 1966), т.е. повышение температуры пород, вмещающих магматический очаг, автоматически приводит к уменьшению их теплопроводности и создает благоприятные условия для уменьшения потерь тепловой энергии.

В целом процесс подъема базальтовой магмы с помощью описанного механизма представляет собой пример "термостатирующей" системы в понимании Ф.А.Летникова и В.А.Нарсеева (1971).

М.А.Осипов (ИГЕМ АН СССР, Москва)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕХАНИКИ КИСЛЫХ МАГМ И МАССОПЕРЕНОСА В УСЛОВИЯХ ИНТРУЗИВОВ

Сложные силикатные расплавы, обладающие повышенной вязкостью, приближаются по своим свойствам неньютоновским жидкостям, способным, в частности, реагировать на напряжения разрывами сплошности как твердые тела. Природными аналогами неньютоновских жидкостей могут служить кислые магмы, вязкость которых в условиях отсутствия перегрева и с учетом реального содержания летучих (воды) достигает величины примерно 10^8 пауз (Sabatier, 1956, Show, 1963). Наличие в расплавах кристаллической фазы еще более увеличивает их вязкость.

Проявление свойств неньютоновских жидкостей кислыми магмами требует более детального их изучения с позиции реологии.

Реологические свойства магм оказывают существенное влияние на возможность массопереноса внутри них и выхода подвижных фаз за пределы магматических камер.

Реологические особенности надо учитывать при оценке гравитационного переноса: подъема газовых пузырьков, подъема или

опускания капель ликватов, твердых частиц (в том числе инородных включений), при определении возможности естественной конвекции, а также при оценке диффузии растворенных компонентов, чем бы она ни вызывалась. Наконец, эти особенности необходимо принимать во внимание при любом принудительном движении магмы, например, в процессе интродуирования или в случае воздействия тектонических подвижек.

Оценка возможности гравитационного перемещения газообразных, жидких и твердых частиц по соответствующим вариантам формула Стокса показывает, что роль этих перемещений в кислой магме в условиях интрузивов ничтожна. В силу этих же причин (наряду с некоторыми другими, Осипов, 1972) становится практически невозможным и конвективное перемешивание расплава.

Расчет скорости диффузии растворенных в магме компонентов по уравнению Стокса-Эйнштейна показывает, что и этот процесс существенного влияния на массоперенос внутри интрузивов за время, сопоставимое с кристаллизацией магматических тел, не оказывает. Этот вывод, ранее сделанный Н.Боуэном (1921) и П.Н.Кропоткиным (1941), находится в соответствии с современными данными замеров диффузии растворенных компонентов (H^+ , OH^- , Fe, S, Ca, Mn и др.) в сложных силикатных расплавах (Towers, Chipman, 1957; Новохатский и др., 1961; Мусихин, Есин, 1962 и др.)

Таким образом, массоперенос внутри кислых интродуированных магм требует значительно больших усилий, чем могут создать явления гравитации и диффузии. Такие силы, напряжения, градиенты давлений возникают внутри остывающих магматических тел при термическом сокращении их объема. В интрузивах, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, особенно в случае их куполообразной формы, этот процесс приводит к наиболее заметным структурным и вещественным новообразованиям. Ему обязаны своим появлением, например, камерные пегматиты, миаролы, являющиеся аналогами усадочных раковин отливок. При формировании усадочных раковин в них возникает относительный вакуум. Высокое давление в кристаллизующемся расплаве вокруг

раковин обуславливает миграцию в возникающую полость межзернового остаточного пегматитообразующего расплава и газов и образование пегматитовых тел.

Выход отделяемых растворов за пределы плутонов в заметных масштабах возможен и обязателен в случае появления разрывов, нарушающих целостность кристаллической корки и в целом всего интрузива. Поэтому, наибольшее количество растворов при прочих равных условиях будет отделяться интрузивами, формирующимися в тектонически активных участках земной коры.

В соответствии со свойствами неньютоновских жидкостей выход подвижных фаз за пределы магматических тел сможет начаться еще до их полного затвердевания. Тектонические воздействия на полукристаллизовавшуюся магму обусловят появление в ней зон микроразрывов, по которым будет происходить перемещение газов. Этот процесс должен продолжаться до полного охлаждения интрузива.

Ю.Б.Слезин (Ин-т Вулканологии ДВНЦ
АН СССР, Петропавловск-Камчатский)

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, СВЯЗАННЫЕ С РЕОЛОГИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ МАГМЫ

Вулканический и интрузивный процессы связаны с перемещением масс расплава (вынужденной или свободной конвекцией магмы) в недрах земной коры и верхней мантии. Известно, что характер деформации и течения любого материала зависит не только от действующих сил, но и от реологических свойств самого материала. Теоретически все реальные тела обладают полным набором возможных реологических свойств. Идеализированное тело, обладающее лишь существенными свойствами, представляет собой реологическую модель реального тела. Количество существенных свойств, необходимых для адекватного описания поведения материала под нагрузкой, зависит от его "внутренних" особенностей и от характера процесса, прежде всего от величины возникающих напряжений и от продолжительности действия сил.

Длительное время магма рассматривалась только как ньютоновская жидкость, единственным реологическим параметром которой является вязкость, не зависящая от величины напряжений, что справедливо только в очень грубом приближении. Неньютоновское поведение магмы было экспериментально обнаружено Шоу с сотрудниками (H.R. Shaw et al., 1968). Оказалось, что магма обладает пределом текучести и, в первом приближении, может быть описана моделью тела Бингама. Кроме того, у магмы были обнаружены тиксотропные свойства.

Любое тело способно течь и при напряжениях ниже предела текучести, но на несколько порядков медленнее. Поэтому для качественного описания течения магмы представляется целесообразным использование обобщенной реологической характеристики пластичных дисперсных систем (В.П. Павлов и Г.В. Виноградов, 1966), согласно которой предел текучести определяется переходом из "нижнего ньютоновского" в "верхний ньютоновский" режим течения. Для количественных оценок пригодна реологическая модель, представляющая собой комбинацию тел Бингама и Максвелла. Эта модель приложена нами для объяснения выявленных ранее (Ковалев, Калошникова, Слезин, 1971) таких особенностей магматических процессов, цикличность в изменении "внутренней" энергии вулкана и отсутствие зависимости амплитуды цикла (максимальной возможной энергии извержения) от средней мощности и размеров очага для вулканов со сходной магмой.

Согласно модели, если магма обладает свойствами тела Бингама, момент прекращения извержения должен быть связан со снижением напряжений в магме до уровня предела текучести. При этом в извержение может быть вовлечен не весь очаг, а лишь его часть, определяемая величиной предела текучести, поэтому не зависящая от полного объема и средней мощности очага. Цикличность может быть связана с тиксотропными свойствами магмы (с задержкой восстановления структуры, нарушенной течением). В этом случае величина предельных напряжений, соответствующих прекращению извержения, меньше чем аналогичная величина для начала извержения, и требуется значительное накопление энергии для преодоления этой разницы.

Неравномерности в процессе одного извержения могут быть

следствием особенностей течения жидкости, обладающей упругостью формы, по каналу с резкими сужениями, что подтверждается экспериментами с растворами полимеров (В.И.Попов, 1971).

В интрузивных телах простой геометрии (штоки, дайки, особенно вертикальные) структуры течения, как правило, отчетливо выражены вблизи контакта и отсутствуют в центральных частях, причем переход к бесструктурному ядру достаточно резок. Возникновение структур течения связано с градиентом скоростей. Отсутствие градиента скоростей в "ядре" течения характерно для материала, обладающего пределом текучести. Размер "ядра" связан простой зависимостью с величиной предела текучести и перепадом давления. Отсюда, зная предел текучести, по размеру бесструктурного ядра можно найти перепад давления, т.е. силу, под действием которой внедрялся расплав. Информацию о распределении скоростей можно получить также, изучая размещение вкрапленников по сечению дайки. Особенности распределения вкрапленников говорит о наличии у магмы неньютоновских свойств, что позволяет выделить ядро течения и оценить его размер.

Часто в дайках наблюдаются четкие приконтактные зоны, не содержащие вкрапленников. Их называют зонами закалки, хотя, очевидно, что закалкой их появление объяснить не может, так как кристаллы уже присутствовали во внедряющемся расплаве. Уход кристаллов из приконтактных зон может быть связан с так называемым пристенным эффектом, хорошо известным в механике дисперснопластичных систем. Весьма вероятно, что этот же эффект в сочетании с увеличением вязкости при остывании ответственен за появление слоев течения в вертикальных интрузивных телах.

РОЛЬ МЕХАНОДИФФУЗИИ В ФОРМИРОВАНИИ И ФУНКЦИОНИРОВАНИИ
ДЕФОРМАЦИОННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Многочисленные исследования (Ициксон, 1969, 1970, Летнинов, 1969, Чередниченко, 1969, Юшкин, 1971) свидетельствуют, что поля тектонических напряжений в земной коре могут генерировать потоки вещества. В числе причин, вызывающих эти потоки, существенная роль принадлежит принудительной диффузии атомов в кристаллах, активизированной приложением механических напряжений. Этот особый тип диффузии можно назвать м е х а н о д и ф ф у з и е й (Юшкин, 1971).

Механоидиффузия характеризуется как бы "выжиманием" атомов из кристаллов, находящихся под напряжением; в результате деформируемые кристаллы самоочищаются, освобождаются от ряда химических примесей и сверхстехиометрических атомов. Возможен и обратный путь — внедрение атомов в кристалл из окружающей среды. Сущность процесса механоидиффузии можно кратко определить как транспортировку примесных атомов и ионов движущимися дислокациями. Реальность этой модели подтверждается, в частности, общепризнанным фактом резкого усиления диффузии в напряженных кристаллах, скорость которой в процессе пластической деформации увеличивается линейно со скоростью деформации (Damask , Diens , 1963).

Теоретическая модель активной механоидиффузии строится на основе теории дислокаций. Упругое поле напряжений дислокации оказывает воздействие на примесные атомы, характер которого определяется характером поля напряжений. Атомы и ионы, находящиеся в междузельях кристаллической решетки (растворенные по способу внедрения) мигрируют в зону всестороннего растяжения и размещаются в ней под краем экстраплоскости. Пути миграции атомов замещения зависят от их размера. Если радиус атома или иона больше радиуса атомов кристалла-хозяина, то они, как и атомы внедрения, притягиваются зоной гидростатического растяжения. Атомы меньшего диаметра, наоборот,

притягиваются к области всестороннего сжатия и размещаются в ней над краем экстраплоскости, что дает выигрыш в энергии. Притяжение примесных атомов дислокациями создает облако их концентрации (облако Коттрелла) в области ядра дислокации.

Известно (Cottrell, 1964), что энергия взаимодействия междуузельного атома с дислокацией (E_{δ_3}) оценивается в 0,2-0,5 эв., атома замещения - 0,05-0,1 эв, максимальная энергия составляет 1,33 эв. Энергия же связи примесного атома с атомами кристалла-хозяина (E_{cb}) лежит в пределах 0,1-2,5 эв, энергия его тепловых колебаний (E_A) составляет около 0,1 эв. Энергия движущейся дислокации (E_T), связанная с энергией покоящейся дислокации (E_0) соотношением

$$E_A = E_0 / (1 - \frac{v^2}{c^2})^{1/2}$$
 (где v - скорость дислокации, а c - скорость звука) может достигать очень больших величин, если учесть, что для большинства кристаллов E_0 колеблется от 3 до 10 эв на одно межатомное расстояние.

Анализ соотношений перечисленных видов энергии показывает реальность ситуаций с $E_A > E_{\delta_3} + E_T > E_{cb}$. Эта ситуация соответствует тому кристаллохимическому случаю, когда $E_{cb} < 1$ эв и примесные атомы не будут тормозить движущиеся дислокации, а наоборот, будут увлекаться ими, причем особенно энергично в условиях ползучести. Связанному с дислокацией атому почти не приходится преодолевать потенциальных энергетических барьеров. Что же касается ситуации ($E_{\delta_3} + E_T$) < E_{cb} , то и при ней механо-dиффузия полностью не исключается; более того, в этом случае связанный с движущейся дислокацией атом вынужден преодолевать даже меньший на 0,5-0,6 эв энергетический барьер, чем при диффузии по междуузельям.

В результате механо-dиффузии во все свободные полости от микропор до трещин выжимаются значительные объемы химического вещества, находящегося в ионной или атомарной форме. Этот процесс подтверждается установленным Дж.Гони и К.Гуллемином (Goni, Gutlemin, 1967) очень важным фактом, что многие элементы, в частности хром, медь, свинец, ванадий, цинк накапливаются в трещинках разрыва, спайности, кливажа, на

поверхностях раздела зерен минералов, слагающих граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, основные породы. Опыты по их выщелачиванию и электролизу слабыми токами раскрывают неминеральную форму нахождения этих элементов, их слабую связь с кристаллической поверхностью и способность к легкому "смыванию" с нее. Таким образом могут формироваться минералообразующие растворы.

Источником жидкого субстрата растворов являются также поля напряжений. При пластической деформации вода выжимается из пор породы и, частично, - из газовой-жидких включений в минеральных зернах. Движение растворов осуществляется в основном диффузионно, по межзерновым границам и порам. Объемная диффузия вещества с довольно значительной скоростью возможна по границам зерен, особенно с большими углами разориентации, и при отсутствии жидкого субстрата (А.Г.Жабин, 1970). Если напряжения разрешаются образованием сети трещин, реализуется эффузионный механизм движения растворов, и скорость его резко увеличивается.

Интенсивность потока зависит от градиента напряжений и, в случае часто диффузионной миграции, определяется уравнением

$$\frac{dc}{dt} = D'' \frac{d^2 \epsilon}{dx^2},$$

где ϵ - величина, характеризующая энергию напряжений;

$\frac{d\epsilon}{dx}$ - градиент напряжений; D'' - коэффициент механодиффузии.

Используя обобщенный закон Фика можно учесть суммарное действие обычной диффузии и механодиффузии:

$$\frac{dc}{dt} = D' \frac{d^2 c}{dx^2} - D'' \frac{d^2 \epsilon}{dx^2}$$

где D' - коэффициент обычной диффузии; $\frac{dc}{dt}$ - градиент концентрации.

МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В ВЕРХНЕЙ
МАНТИИ В СВЯЗИ С УРОВНЯМИ МАГМОГЕНЕРАЦИИ

Проблема роли летучих компонентов в верхней мантии включает вопросы о количестве, составе, фазовом состоянии, свойствах и их динамике в зависимости от состава субстрата, глубины, температуры, давления и прочих параметров.

Каждый из четырех типов магмы: щелочная, ультраосновная, основная и кислая, вследствие самостоятельности механизма полного плавления, должен возникать за счет субстрата определенного состава. Подобная гетерогенность верхней мантии предопределяет существование четырех условных глубинных уровней режима летучих компонентов, совпадающих с областями магмообразования: три в пределах мантии и один, гранитоидный, в земной коре.

Максимальная окисленность производных магмы щелочного типа не противоречит большой глубине зарождения этой магмы, ибо обязана определенному комплексу имманентных летучих компонентов. Имеющиеся данные позволяют относить к этому комплексу фтор и хлор, которые являются самыми сильными окислителями по сравнению с летучими компонентами, генетически связанными с остальными типами магмы. Особая ветвь щелочной магмы — карбонатитовая — связана с двенильным углекислым газом (экспериментальная модель Д.Уоткинсона и П.Вилли (Watkinson a. Wylie, 1971)). Правомерность выделения самостоятельного дискретного уровня генерации щелочной (щелочно-ультраосновной, щелочно-оливиновой) магмы и соответствующего ему углекисло-галогидного "уровня" подтверждают также геологические факты — обычно малые объемы плавящегося материала, связь с качественно новой стадией развития земной коры (активизация), приуроченность к тектоническим узлам как единицам геоструктур первого порядка, контроль топологически нульмерными структурными элементами и "точечная", нульмерная, морфология массивов центрального типа и очагов.

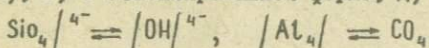
Постепенное ослабление восстановительных условий с пере-

ходом от уровня зарождения магм ультраосновного состава через уровень магм средне-основного состава к верхнему, гранитоидному, уже в пределах земной коры, вызвано вариациями роли летучих в системе С-Н-О. По мере роста глубины, температуры, общего и одностороннего давления происходит последовательная смена ведущей роли окислительных соединений сильными восстановительными: кислородные - гидроксил-водные - водородные - углеводородные. Это находит прямое отражение в изменении геометрии очагов и форм тел, непосредственно обусловленное различием механизмов генерации магм. В этом же направлении возрастает энергоемкость магм и доля участия быстрых, взрывоподобных процессов, вплоть до цепных разветвленных реакций со взрывом между родородом и кислородом, углеродом, водородом и кислородом. Соответственно условные "газовые уровни", ответственные за подобные процессы, названы нами снизу вверх: (угле)водородный (ультра- и гипербазиты, кимберлиты), гидроксил-водный (базальты, спилиты, андезиты) и кислородный (гранитоиды).

435 Отмеченное поведение летучих компонентов в значительной мере вызвано обратными соотношениями P_{H_2}/P_{O_2} , $P_{H_2O}/P_{CO_2}^I$, отношением $P_{общ.}/P_{водн.}$, изменением кислотно-основных функций воды с повышением температуры и давления и дифференцированным "средством" элементов (минералов) к водороду, гидроксилу, кислороду и другим летучим (парциальные давления, фугитивность). Именно с уровнем зарождения основных магм связан при соответствующих физико-химических параметрах синтез воды. Данный уровень приурочен к волноводу Гутенберга, в сложении которого, вероятно, большую роль играют фазы олоистой структуры с топологически-двумерным анионным каркасом, обеспечивающие существование зоны пониженных сейсмических скоростей.

^I При давлениях выше 15 кб растворимость CO_2 в расплаве резко возрастает, поэтому противоположное действие CO_2 и H_2O может быть, по-видимому, снивелировано.

Состояние воды и прочих летучих в верхней мантии разнообразно: а) в диссоциированной форме в решетке минералов; б) в молекулярно-атомной форме; в) в свободной фазе во включениях в минералах или интерстициях (поровая, межгранулярная); г) в комбинированной форме; д) замещения типа



(ортосиликаты, "гидроксилированные" фазы); е) твердые растворы с высокоплотными минералами.

Таким образом в неоднородно-слоистом субстрате верхней мантии и земной коры в зонах магмогенерации различается вполне определенный спектр "уровней", различающихся по составу, содержанию и свойствами летучих компонентов.

Э.М.Линский (ВСЕГЕИ, Ленинград)

К ОБРАЗОВАНИЮ ВОДЫ В МАГМЕ

Изменение во времени массы гидросферы, наиболее подвижной оболочки Земли, является одним из факторов, влияющих на скорость вращения планеты (Личков, 1960) и, следовательно, на характер тектонических процессов.

Роль новообразованной воды в общем балансе гидросферы может быть оценена только при знании конкретных механизмов, обеспечивающих ее синтез. Геологические данные свидетельствуют о тесной связи ряда гидротермальных образований с магматическими гранитоидами. В то же время хорошо известна достаточная сухость гранитоидных масс, так как насыщенная водой магма не может интродировать на значительные расстояния: потеря летучих в процессе интрузии приводит к немедленной кристаллизации расплава.

Тем не менее гидротермальные месторождения связаны, как правило, с "сухими", маловодными магмами, способными подниматься до поверхности Земли и давать начало субвулканическим и вулканическим фациям. Это противоречие может быть решено

на основе предположения о том, что при кристаллизации расплава наступает этап, когда интрузивное тело начинает играть роль флюидопроводника в отношении воды, ассимилированной из вмещающих пород (Ссадецкий-Кардош, 1961). В то же время и сама магма является местом синтеза воды. Новообразованная вода появляется лишь на определенной стадии магматического этапа. Об этом свидетельствуют следующие данные.

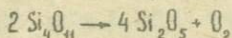
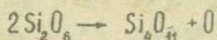
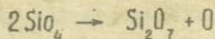
1. Известно, что высоко- и низкотемпературные формы полевых шпатов характеризуются различной степенью Si-Al упорядочения. Главным условием подвижности ионов Si и Al является присутствие воды (Wyart, Batier, 1956), обеспечивающей их перераспределение и упорядочение. Существенно то обстоятельство, что миграция происходит только при относительно низких температурах. Диффузионная же подвижность атомов тем выше, чем выше температура системы. Таким образом, только недостаток воды в высокотемпературных условиях препятствует проявлению диффузионной способности Si и Al.

2. Экспериментальные исследования газово-жидких включений в минералах показали, что при высоких начальных температурах из кристаллизующегося гранитного расплава происходит выделение в первую очередь таких эманаций, в составе которых доминируют гидриды, галогениды, нитриды и т.п. при незначительной роли водных растворов. Лишь при более низких температурах газовые выделения сменяются существенно водными (Захарченко, 1968).

3. Последовательность отделения летучих в современных действующих вулканах такова, что максимальное количество воды в общем балансе фумарол фиксируется в мофетах, т.е. наиболее низкотемпературных фумаролах.

Таким образом, вода проявляет себя главным образом на самой поздней стадии магматического этапа. Рассмотрение некоторых специфических особенностей этой стадии позволяет сделать заключение о механизме возникновения воды в расплаве о позиций о полимерном строении силикатных жидкостей. Реальная

возможность реакций полимеризации с высвобождением кислорода по схеме



является ключом к пониманию происхождения воды при остывании природных расплавов. Освобождающийся кислород вступает в соединение с водородом, высокие содержания которого постоянно фиксируются при анализе газов, включенных в минералы гранитов (до 80%, Захарченко и др., 1966). Характернейшей особенностью процесса полимеризации силикатов является зависимость от температуры. Построенные по экспериментальным данным кривые зависимости степени полимеризации силикатных расплавов от температуры носят гиперболический характер: в определенных условиях даже небольшое снижение температуры приводит к значительному увеличению степени полимеризации и, как следствие - значительному высвобождению кислорода. Большое количество водорода или лишенных электронов протонов обеспечивает рождение воды в расплаве при наличии свободного кислорода.

С этих позиций возможно также объяснение явлений ретроградного вскипания и отделения растворов при снижении температуры.

Из изложенного выше вытекают следующие выводы.

1. Вода представляется равноправным минералом, формирующимся на самых поздних стадиях магматического этапа.
2. Синтез воды контролируется степенью полимеризации расплава.
3. Учитывая значительно более высокую степень полимеризации гранитоидных расплавов по сравнению с базальтоидными следует предполагать, что основная масса ювенильной воды рождается на континентах.
4. Магматическая деятельность способствует постоянному увеличению количества воды в мировом океане в течение всего

интервала геологического времени.

А.Е.Ходьков (ЛГУ, Ленинград)

О ДВИЖЕНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В УПЛОТНЯЮЩИХСЯ ОСАДОЧНЫХ
ТОЛЩАХ И СТРУКТУРООБРАЗУЮЩЕЙ РОЛИ
ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Все породы подвергаются внешним воздействиям. В совокупности с химическими и структурными изменениями вещества под влиянием внутренних факторов это приводит к эволюционированию таких параметров как прочность породы, ее пористость, проницаемость и т.д. Кроме того, в процессе уплотнения сама подземная вода не остается пассивной по отношению к твердой фазе породы, а в зависимости от конкретных условий может либо тормозить, либо ускорять процесс уплотнения.

Изучение эллипсоида напряжений в натуральных условиях показало, что как осадочные, так и кристаллические породы несут в себе остатки напряжений, обусловленных не только геостатическими, но также и геотектоническими силами, которые воздействовали на породы в течение длительного геологического времени и являлись причиной их уплотнения.

При изучении движения воды в уплотняющемся пласте полезны некоторые представления, позаимствованные из механики грунтов. На основании этих представлений могут быть сделаны следующие выводы:

1. Величина максимального порового давления в уплотняющихся глинистых толщах зависит от длины пути фильтрации, интенсивности нагрузки и плотности-влажности породы. Исходя из этого, максимальные поровые давления, близкие к геостатическим, могут быть обнаружены в мощных глинистых толщах, отлагающихся (или отлагавшихся) в областях интенсивного прогибания.

2. Характеристики сжимаемости пород зависят от длины

пути фильтрации и начальных градиентов фильтрации, а явления фильтрационной консолидации носят ограниченный характер и происходят в пределах активной зоны. Следовательно, вполне закономерно обнаружение в центральных частях глинистых толщ пород, с повышенной пористостью и водоносных (газо-, нефтеносных) линз с аномально высокими пластовыми давлениями.

3. Уплотнению глинистых пород способствует повышение температуры в недрах Земли. Под воздействием температуры толщина слоя связанной воды уменьшается, что способствует дополнительной консолидации породы.

Хорошие результаты на основе теории фильтрационной консолидации могут быть получены при анализе гидродинамических условий уплотняющихся плотных глин, аргиллитов и мергелистых, а также окремненных глин.

При рассмотрении движения подземных вод в уплотняющихся осадочных толщах принципиальное значение имеет разграничение понятий "вытеснение" и "разгрузка" подземных вод. Под "вытеснением" понимается удаление из геологического тела первично (генетически) связанных вод вследствие возникновения избыточных давлений. Вытеснение завершается перемещением воды за границы тела. Под "разгрузкой" вод понимается перемещение их по водопроводящим каналам (трещинам, порам) из ареалов первичного их нахождения в зоны выхода на поверхность. Существует несколько типов разгрузки (Ходьков, 1962).

Определенное значение имеет также понятие о геологической связанности воды. Это понятие охватывает совокупность различных факторов, обуславливающих удержание воды в породах. Сюда относятся геологические (структура, фациальные переходы, литология пород), физико-химические (сорбционная способность, наличие коллоидов) и химические (наличие кристаллизационной воды) факторы. Мера геологической связанности подземных вод определяется работой, которую надо затратить для их перемещения.

Гидрогеодинамические процессы в ряде случаев приводят к образованию структур, внешне практически не отличных от

обычных геотектонических. Источником энергии гидрогеодинамических процессов является энергия опускания уплотняющихся осадочных толщ.

Идеальная система осадочных пород, состоящая из многократно чередующихся разных по пористости, водонасыщенности, объемному весу и химическим свойствам горизонтальных плоскопараллельных пластов, теоретически может находиться в метастабильном состоянии бесконечное время. Реально в природе существующие осадочные системы гетерогенны и распадаются на локальные участки, одни из которых стремятся переместиться вверх, а другие - опуститься вниз. Поскольку определяющая сила уплотнения (гравитационная) направлена вниз, то главным по масштабам проявления будет опускание.

Основными деформирующими силами гидрогеодинамических процессов являются вторичные давления флюидов (Ходьков, 1969).

Максимальная величина деформирующего давления на глубине 1000 м достигает 900-1350 кг/см², а сама зона активного действия вторичных давлений ограничена глубинами в среднем от 500 до 1000 м.

Важнейшим результатом гидрогеодинамических процессов является образование внутрiformационных структурных форм среднего и малого плана. Механизм их образования заключается в суммарном действии (комбинировании) конвекционного всплывания в еще пластической среде более обводненного участка осадочной системы и своеобразного гидравлического его поднятия под действием вторичных давлений флюидов, поступающих из более глубоких зон. Другим важным результатом гидрогеодинамических процессов являются природные гидроразрывы пластов и трещинообразование.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ВОДЫ В РАЗЛИЧНЫХ
ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В верхней части земной коры реализуется инфильтрационный режим миграции подземных вод, определяемый разностями гипсометрических положений, областей питания и разгрузки. Глубина его распространения различна для разных геологических структур. Предельная глубина не установлена и, очевидно, превышает глубины, достигнутые в настоящее время бурением (Киссин, 1967).

В более глубоких зонах земной коры реализуются, последовательно, элизионный режим, связанный с гравитационным и механическим (тектоническим) выжиманием воды из уплотняющихся пород и глубинный, связанный с термальной дегидратацией минералов.

Для режимов элизионного и глубинного типов характерны некоторые общие особенности. Водонапорные системы в сфере распространения этих режимов не имеют непосредственной гидравлической связи с дневной поверхностью, а воды в определенной степени испытывают воздействие геостатического или тектонического давлений.

В случае элизионного режима уплотнение пород сопровождается сокращением их пористости и выделением воды. Скорость и направление миграции воды при этом зависят от изменения величины геостатического давления или тектонических напряжений, мощности глинистых толщ, наличия в них дренирующих слоев. В мощных глинистых толщах процесс перераспределения напряжений и консолидации, которому сопутствует перемещение воды, продолжается в течение длительного периода после того, как внешняя нагрузка стабилизировалась. Во многих прогибах, где интенсивное осадконакопление прекратилось еще в дочетвертичное время, наблюдаются гидродинамические аномалии - современные проявления элизионного режима.

Миграция водных растворов в условиях глубинного режима играет важную роль в таких процессах как гидротермальное рудообразование, метаморфизм, метасоматоз и др. Особый интерес представляет так называемая "зона переходных пластовых давлений" (Ю.В.Мухин, 1965), где водонапорные системы с элизионным или глубинным режимом контактируют с системами инфильтрационного типа. В местах таких контактов возникают значительные напорные градиенты. С.Н. Иванов (1966, 1969), А.А.Пек, (1968) и некоторые другие исследователи считают, что разгрузка флюидов в зоне переходных давлений создает наиболее благоприятные условия для локализации рудного вещества в гидротермальном процессе. Вода, циркулирующая под высоким давлением, является передатчиком напряжений. При ее миграции происходит перераспределение напряжений в толще пород, образование трещин гидроразрыва и других дислокаций.

На больших глубинах в земной коре, где фильтрационное движение воды происходит крайне медленно, существенное значение приобретает миграция воды совместно с каркасом вмещающих пород (Г.Л.Поспелов, 1969).

К числу факторов, оказывающих влияние на движение воды за пределами зоны активного водообмена, относятся земные приливы, сейсмическая деятельность, тектогенез и др. Приливные напряжения периодически деформируют земную кору, создавая в ней участки растяжения и сжатия. При этом в водоносных горизонтах возникает дополнительные напорные градиенты. Известно, что амплитуда колебаний напоров подземных вод, вызванных приливными деформациями, обратно пропорциональна пористости водоносных горизонтов и возрастает по мере увеличения глубины скважины (Бредехофт, 1967).

Аналогичным образом действуют продольные сейсмические волны, распространяющиеся от очага землетрясения. В пределах элементарного участка водоносного горизонта, соответствующего половине длины волны, в момент прохождения последней возникает перепад давления между зонами сжатия и растяжения, что вызывает колебания напоров подземных вод. Такие колебания при сильных землетрясениях распространяются на тысячи километров от эпицентра. Приливные и сейсмические волны перемещаются с

огромной скоростью. Их роль в динамике подземных вод требует специального изучения. Представляется, однако, что кратковременные напорные градиенты, создаваемые такими волнами, могут суммироваться с регионально действующими градиентами напора и таким образом влиять на движение вод в глубоких горизонтах.

В тектонически активных областях возникают значительные напряжения, связанные с современным тектогенезом. Установлено, что напряжения в зонах тектонических разрывов могут в 4-7 раз превышать величину геостатического давления (П.Е.Егоров, А.Т.Шаманская, 1968). Упругие деформации водовмещающих пород, вызванные тектоническими напряжениями, способствуют миграции подземных вод.

Водообмен между различными зонами земной коры происходит посредством конвективного и диффузионного переноса воды под действием главным образом гравитационного и термического полей. Концентрированные восходящие токи вод приурочены к вулканическим и грязевулканическим аппаратам (здесь вода перемещается вместе с породной массой), а также к выходам гидротерм. Разгрузка вод глубоких горизонтов происходит в артезианских структурах. Масштабы восходящей миграции очень велики. По оценке Е.К.Мархинина (1967), вынос "жвельной" воды вулканическими извержениями составляет в среднем $10^8 - 1,3 \cdot 10^8$ т в год. Представляет интерес выяснение механизма мобилизации воды, обеспечивающего возможность ее концентрированного удаления из земной коры. Сосредоточенные очаги нисходящего движения воды отсутствуют. Вопрос о балансе восходящего и нисходящего перемещений воды в земной коре весьма сложен. Достоверная оценка такого баланса явилась бы большим вкладом в решение таких коренных проблем геологии, как происхождение и развитие гидросферы и земной коры.

УЧАСТИЕ ВОДЫ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ВЫЗВАННЫЕ НАРУШЕНИЕМ ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА ГЛУБИННЫХ ВОД

Вода, заключенная в порово-трещинном пространстве горных пород, принимает участие в различных процессах, протекающих в земной коре, и, в частности, в сейсмических процессах. В условиях значительных глубин, где подземные воды достаточно изолированы от земной поверхности, они, наряду со скелетом породы, воспринимают действующие напряжения и могут служить активным фактором в развитии тектонических дислокаций.

Порово-трещинные воды оказывают воздействие на породы в очагах землетрясений, которое направлено к снижению прочности пород. Это воздействие может осуществляться путем уменьшения силы трения в зонах потенциальных дислокаций, развития трещин посредством гидравлического разрыва или под влиянием адсорбционных слоев жидкости.

Как было установлено Хуббертом и Раби (1959), высокое давление порово-трещинных вод нейтрализует геостатическую нагрузку и снижает трение при разрывных дислокациях. Согласно уравнению Мора-Кулона, с ростом давления воды уменьшается напряжение, необходимое для осуществления сдвига. В последнее время многие зарубежные сейсмологи признают большое значение подобной роли флюидов в формировании очагов землетрясений. При гидравлическом разрыве пласта, как известно, происходит расширение существующих трещин, и возникают новые разрывы, соединяющие эти трещины. Секор (1968) считает, что гидравлический разрыв может происходить и в естественных условиях на больших глубинах, если давление флюидов приближается к нагрузке покрывающей толщи пород. Расклинивающее действие адсорбционных слоев жидкости (эффект Ребиндера) способствует развитию микротрещин. Действие это проявляется даже при весьма небольших добавках воды или хлоридно-натриевого раствора. Поэтому при изучении механизма очагов неглубоких землетрясений должна учитываться возможная роль адсорбционного эффекта в разви-

тии деформаций, предшествующих главному разрыву (Киссин, 1971). Комплексное физическое и физико-химическое воздействие порово-трещинных вод в процессе формирования сейсмического очага приводит к распространению трещин, снижению фрикционного сопротивления при подвижках, и, следовательно, способствует образованию главного разрыва, вызывающего землетрясение.

Роль воды в развитии очага землетрясения усиливается по мере возрастания ее давления, точнее — отношения этого давления к давлению геостатическому. Поэтому для сейсмологии представляют интерес, прежде всего те гидрогеологические обстановки, которые характеризуются аномально высоким давлением подземных вод — гидродинамическими аномалиями. Такие аномалии довольно часто встречаются в тектонически активных областях. Интересно, что южный полюс гидродинамических аномалий, расположенный в пределах Альпийской геосинклинальной области и молодых платформ на юге и юго-западе СССР (Киссин, 1967), непосредственно примыкает к высокосейсмичным зонам Карпат, Крыма, Кавказа и Средней Азии. Не исключено, что механизм некоторых землетрясений в этих зонах в какой-то степени связан с высоким давлением глубинных вод.

Процессы, протекающие в очаге в период подготовки землетрясения, в свою очередь, оказывают влияние на порово-трещинные воды и могут привести к изменению давления, температуры, химического состава вод. Эти показатели можно использовать для прогноза времени землетрясений. Упругие деформации в зоне очага перед землетрясением воздействуют на давление подземных вод, которое следует рассматривать как наиболее общий гидрогеологический прогнозный показатель. В последнее время уже получены данные о повышении напоров подземных вод в сейсмических областях незадолго до крупных землетрясений. При использовании системы скважина-водоносный горизонт в качестве индикатора напряжений, возникающих перед землетрясением, наиболее чувствительными окажутся глубокие водоносные горизонты с режимом гидродинамических аномалий или режимом затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

Имеются сведения об усилении сейсмической активности в некоторых районах при заполнении крупных водохранилищ и закачке жидкости в глубокие буровые скважины. Такие инженерные воздействия на земную кору могут служить спусковым механизмом, способствующим высвобождению тектонической энергии. В ряду подобных вызванных сейсмических явлений имеются сильные землетрясения, сопровождавшиеся значительными разрушениями и человеческими жертвами. Землетрясения происходили при заполнении водохранилищ: Мид на р. Колорадо (США) в 1939 г., Кариба (на границе Замбии с Южной Родезией) в 1963 г., на р. Вайонт (Италия), вызвавшее катастрофический оползень в 1963 г., Кремаста (Греция) в 1966 г., Койна (Индия) в 1967 г. и ряда других. Во всех этих случаях сейсмические толчки начинались в период заполнения водохранилищ, а основной толчок был зарегистрирован при достижении наиболее высокого уровня воды. Отмечалась хорошая корреляция между сейсмической активностью и повышением уровня воды. По данным Роте (1970), землетрясения происходили при глубине водохранилищ более 100 м. Эпицентры этих землетрясений расположены на участках водохранилищ или в непосредственной близости от них.

Большой интерес вызвала серия землетрясений, происшедших в районе г. Денвера (США) при закачке сточных вод в поглощающую скважину глубиной 3671 м. Слабые толчки стали появляться вскоре после начала закачки. Сейсмическая активность усиливалась по мере повышения дебита и давления нагнетаемой жидкости. Была установлена четкая зависимость между количеством землетрясений и режимом работы скважины (Эванс, 1966, Хили и др., 1968). Наиболее сильные толчки произошли в 1967 г. Эпицентры всех землетрясений локализовались в зоне нагнетательной скважины.

Согласно существующим представлениям, главная роль в механизме вызванных землетрясений принадлежит порово-трещинным водам. В землетрясениях, связанных с водохранилищами, определенное влияние может также оказывать нарушение гравитационного равновесия в земной коре под действием водной нагрузки.

Воздействие порово-трещинных вод на деформационные процессы в очагах вызванных землетрясений осуществляется теми

же путями, которые рассматривались выше для землетрясений естественных. Источниками повышения давления глубинных вод в естественных условиях могут быть упругие деформации при наличии сжимающих напряжений в зоне потенциального сейсмического очага; дегидратация минералов, содержащих в своем составе воду (гипс, серпентин), которая происходит при определенных термодинамических условиях; выделение воды из уплотняющихся глин; миграция высоконапорных флюидов глубинного происхождения и некоторые другие процессы. В случае вызванных землетрясений, давление глубинных вод повышается в результате работы нагнетательных скважин, а при заполнении водохранилищ - под влиянием взаимосвязи глубинных вод с грунтовыми или поверхностными водами и в меньшей степени - за счет увеличения нагрузки на водоносный горизонт. Очевидно, давление глубинных вод, вследствие инженерной деятельности, повышается более быстрыми темпами, чем в естественных условиях, что усиливает действие этих вод в механизме вызванных землетрясений.

Можно считать, что вызванные землетрясения происходят при наложении и взаимодействии полей тектонических напряжений, существующих в земной коре, и гидродинамических полей (повышенного давления флюидов), которые образуются в результате инженерной деятельности. Землетрясения эти могут возникнуть лишь при наличии определенных условий, к которым относятся, в частности, уровень тектонических напряжений (природный сейсмический фон), особенности циркуляции глубинных вод и фильтрационные свойства пород. Наличие естественных гидродинамических аномалий должно способствовать возникновению вызванных землетрясений.

Требует специального рассмотрения вопрос о возможных сейсмических последствиях, связанных с образованием крупных депрессий напоров в глубоких водоносных горизонтах. Можно полагать, что в зоне таких депрессий повысится фрикционное сопротивление при сейсмических подвижках, вследствие чего, в условиях небольших тектонических напряжений, деформации будут тормозиться, и сейсмическая активность уменьшится. Однако в районах, где действуют мощные тектонические напряжения, рост

фрикционного сопротивления, возможно, вызовет их чрезмерную концентрацию, что увеличит опасность сильных землетрясений.

Вероятность вызванных землетрясений должна учитываться при реализации инженерных проектов, связанных с существенным нарушением режима глубинных вод. Это особенно важно для строящихся в сейсмичных зонах Средней Азии и Кавказа высоконапорных ГЭС, при заполнении водохранилищ которых возможно усиление сейсмической активности. Представляется необходимой организация в районах этих ГЭС комплексных наблюдений за режимом глубоких водоносных горизонтов и сейсмическим режимом.

В.В.Ходот, Г.Н.Фейт (ИГД, Москва)

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД И ЕЕ РЕАЛИЗАЦИЯ В ФОРМЕ ГАЗОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

1. Оценка запасов потенциальной энергии упругой деформации пород и энергии скатого газа в угольных пластах на глубине до 1,5 км.

2. Особенности напряженного состояния и разрушения газонасыщенных пород как двухфазной среды.

А) Деформирование газонасыщенных пород в объемном напряженном состоянии и возможность образования в окрестности выработок зон с повышенной потенциальной упругой энергии пород и газа.

Б) Хрупкое разрушение газонасыщенных пород при переходе от объемного напряженного состояния в двухосное. Газовая составляющая поля напряжений. Роль газовой среды в процессе разрушения.

3. Удельная энергия и скорость перехода из объемного напряженного состояния в двухосное, необходимые для разрушения в динамической форме массивов пород в горных выработках.

ВЗАИМОВЛИЯНИЕ ДИНАМИКИ ПОРОВОЙ СРЕДЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Все горные породы содержат поры, заполненные флюидами веществами и это определяет в значительной степени как характер деформаций пород при приложении к ним различных напряжений, так и обратное влияние разнообразных движений земной коры и физических полей на фильтрацию поровых флюидов.

В верхнем этапе интенсивного водообмена это взаимовлияние слабое. Движение воды вызывается разностью гипсометрических отметок областей питания и областей разгрузки; эта разность является функцией совместного влияния тектонических движений и процессов эрозии. Тектонические напряжения и деформации, сейсмические колебания, магматические явления оказывают влияние на изменение поровых давлений и уровней, на изменение поровых давлений и уровней, на перераспределение путей и скоростей фильтрации путем образования новых и закрытия старых систем трещин и т.д. Обратное влияние движения воды на механическое равновесие горных пород проявляется здесь, главным образом, в растворимых и пластичных породах. В галогенных и карбонатных породах развивается карст; изменяется механическое равновесие массивов пород в зонах выноса материала — возникают обвалы, сдвиги, оползания, просадки. В алевроитовых породах часто происходит суффозионный вынос материала, вызывающий просадки. В алевропелитовых и пелитовых породах изменения в режиме подземных вод могут приводить к образованию оползней, селей и прочих подобных явлений. Все указанные деформации и перемещения пород изменяют в свою очередь условия движения подземных вод.

Гораздо более разнообразная гамма процессов взаимовлияния движений пород и поровых флюидов наблюдается в нижнем гидрогеологическом этапе, который отделяется от верхнего мощными и регионально выдержанными водоупорами. В нем преобладают седиментогенные и возрожденные растворы. Динамика их определяется главным образом разнообразными механическими перемещениями, деформациями скелета водовмещающих толщ, вариациями

теплового поля, геохимическими и фазовыми превращениями в скелете и поровом пространстве и т.д., т.е. принципиально иными причинами, чем динамика вод верхнего этажа. Величины градиентов внутривещного давления определяются здесь различием интенсивности и масштабов проявления различных геодинамических процессов в разных частях осадочного чехла, а также флюидопроводимостью среды на участках действия градиентов. Повышенным внутривещным давлением (точнее — повышенными отметками приведенных напоров) характеризуются:

1. Области прогрессирующей геостатической нагрузки (за счет увеличения глубин бассейнов седиментации, осадконакопления, образования лавовых покровов, надвигов, крупных оползней и т.д.)
2. Сейсмические области (динамическая нагрузка столба пород).
3. Области тектонического сжатия (складчатость нагнетания и общего смятия, разломы сжатия, давление интрузий магмы и т.д.)
4. Области повышения плотности поровых флюидов (галогенные формации, аридные пояса, солеродные бассейны и т.д.)
5. Области повышения температуры в породах (погружение при седиментации, увеличение геотермического градиента и т.д.)

По мере удаления от этих областей давление постепенно приближается к нормальному гидростатическому. Разгрузка флюидов осуществляется через дрены, приуроченные к разломам, антиклинальным поднятиям и фациальным "окнам". Особенно благоприятны для разгрузки зоны глубинных разломов.

Изменение объемов порового пространства и флюида при прогрессивном и регрессивном литогенезе отражается на постседиментационном изменении мощностей пластов и абсолютных отметок их залегания. Уплотнение толщ различного состава в ходе литогенеза идет различными темпами. На стадии диагенеза и раннего катагенеза идет преимущественное сокращение пористости галогенных, карбонатных и глинистых отложений. Темп уплот-

нения глинистых пластов обратен величине их мощности (при одинаковых условиях дренирования). На стадии зрелого и позднего катагенеза идет уже сокращение пористости песчено-алевритовых пород и аргиллитов за счет перекристаллизации.

В областях положительных колебательных и горообразующих движений при эрозии осадочных толщ, разуплотнении последних за счет упругих деформаций и набухания (глины) могут возникать ошибки в определениях истинной величины скорости и глубины эрозии.

Уплотнение пород интенсифицируется в сейсмических районах, что может вызывать и ускорение погружения или развитие погружения при стабильном состоянии или даже слабовосходящих движениях фундамента, но большой мощности чехла.

Реакции осадочных толщ на разнообразные напряжения зависят от физико-механических свойств пород, а эти свойства, в свою очередь, — от влагосодержания и давления поровых флюидов. Эти "водные" параметры определяются составом пород, геостатической нагрузкой, тектоническим давлением, тепловым полем, темпами изменения этих факторов во времени и пространстве, а также условиями дренирования водоносных толщ.

Наибольшее возрастание внутрипорового давления наблюдается в областях, где по настоящее время действуют процессы, приводящие к сокращению порового пространства (преимущественно молодые прогибы подвижных областей и тяготеющие к ним участки устойчивых областей). Например, в слабофлюидоупорных угленосных толщах предгорных прогибов и межгорных впадин пористость и пластовое давление обычно гораздо ниже, чем в высокофлюидоупорных нефтегазоносных толщах на тех же глубинах. Высокое внутрипоровое давление является "буфером", предохраняющим флюидоупорные толщи от интенсивного сдавливания и уплотнения, особенно при динамической нагрузке.

В платформенных условиях с относительно вялым темпом тектонических движений влияние различной степени закрытости разреза на влагосодержание и внутрипоровое давление очень незначительно. Все современные проявления аномально-высоких пластовых давлений фиксируются в современных подвижных

областях или в областях проявления соляного тектогенеза.

Повышенное влагосодержание и внутриверховое давление обуславливают понижение внутреннего трения и прочности пород на растяжение (разрыв), а следовательно улучшают условия проявления деформаций разрыва (отрыва) и сдвига. Особенно облегчается образование надвигов и гравитационного оползания пород как за счет взвешивающего влияния высокого внутриверхового давления, так и уменьшения трения на плоскостях скольжения за счет "водяной смазки". Аналогично — уменьшается межслоевое трение при складчатых деформациях (работы Хабберта, Руби, А.Е.Ходькова и др.) Тепло, выделяющееся на плоскостях скольжения, действует как фактор, повышающий давление флюида за счет его теплового расширения, что еще более облегчает развитие деформаций.

При сейсмических колебаниях энергия тектонического удара переходит в водонасыщенных породах частично в энергию гидравлического удара, повышая общую деформируемость пород и изменение режима подземных вод во всех гидрогеологических зонах вплоть до поверхности Земли.

В областях интенсивного повышения внутриверхового давления могут возникать разрывы пород непосредственно под воздействием порового флюида. Эти разрывы могут быть различными по своим масштабам: от микротрещин — при "взрыве" закрытых пор и их систем, до разломов, секущих целые осадочные серии, с образованием грязевых, газонефтяных вулканов, возможно — гидровулканов (Иванчук, 1970) и т.д. В этом случае происходит и перенос минерального вещества флюидами в состоянии суспензии с образованием соответствующего типа геологических структур. Вынос вещества из недр при этом сопровождается часто компенсирующим проседанием поверхности.

Снижение порового давления путем прорыва флюидов на поверхность Земли и в зонах растяжения земной коры, а также из искусственных горных выработок приводит к возрастанию напряжений на контактах между зернами, что способствует их более компактной упаковке, а следовательно — сокращению мощности. Это ведет к неравномерным опусканиям и деформациям земной

поверхности.

В областях интенсивного складкообразования при чередовании пластичных флюидоупорных и хорошо проницаемых толщ в направлениях, нормальных к боковому давлению, могут наблюдаться раздувы мощности не только пластичных, но и жестких пористых пород — за счет роста внутриворонного давления, тормозящего их уплотнению и перекристаллизацию.

Весьма велика масса минерального вещества, переносимого и перестраиваемого подземными растворами в истинно-растворенном и коллоидно-растворенном состоянии. Так образовались многие гидротермальные и "холодноводные" месторождения.

Многие аспекты взаимовлияния динамики поровых сред и движений земной коры еще до конца не ясны и гипотетичны. В этом отношении нужна еще большая работа.

Е.А.Басков (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СУБАКВАЛЬНЫХ АРТЕЗИАНСКИХ СТРУКТУР

Большое разнообразие типов субаквальных артезианских структур (Басков, 1971) обуславливает соответственно в них большие различия условий питания и разгрузки подземных вод. Вместе с тем, общей характерной особенностью этих структур является тесная взаимосвязь подземных вод зоны свободного водообмена с морскими (океанскими) водами. При этом в зоне свободного водообмена субаквальных артезианских бассейнов горные породы обычно сильно водонасыщены и слабо литифицированы, в связи с чем в них преобладают выходящие движения подземных вод, обусловленные процессами уплотнения и обезвоживания осадочных образований.

Субаквальные артезианские бассейны, располагающиеся в пределах шельфа, часто связаны с гидрогеологическими структурами суши. При этом в одних случаях наблюдается поступление

инфильтрационных вод атмосферного питания из областей суши в субаквальные артезианские структуры, что фиксируется источниками пресных и слабосоленых вод в зоне шельфа (Максимович, 1969; Куделин и др., 1971). В других же случаях, наоборот, в результате элизионного режима происходит миграция подземных седиментационных вод из субаквальных структур в область суши, что в ряде случаев отмечается выходами в прибрежной зоне суши соленых источников хлоридного состава. Региональной областью разгрузки субаквальных артезианских структур шельфа является область материкового склона. Большой интерес как очаги разгрузки артезианских структур шельфа представляют рифтовые впадины (типа Красного моря).

Для субаквальных артезианских структур, не имеющих связи со структурами суши (артезианские бассейны глубоководных морских котловин, материкового подножья, глубоководных желобов и др.) разгрузка подземных вод связана главным образом с процессами уплотнения и литификации накапливающихся осадков. Особенно активны эти процессы в верхних частях (до 50-100 м и более) разреза субаквальных артезианских структур. Процессы восходящего движения подземных вод в результате уплотнения и литификации пород охватывают несомненно и более глубокие части разреза субаквальных бассейнов. При этом характер их проявления существенно зависит от литологического состава пород, слагающих артезианские структуры, и меняется в течение времени.

В субаквальных артезианских бассейнах, характеризующихся господством отрицательных колебательных движений, сопровождающихся интенсивным накоплением осадочных образований, согласно с Ходьковым (1962, 1968 и др.), может быть намечено три главных типа разгрузки подземных вод, обусловленных процессами уплотнения и литификации осадочных толщ.

а) Разгрузка из хорошо водопроницаемых однородных отложений, она проявляется в основном в виде вертикального движения воды по порам вверх без каких-либо существенных механических деформаций пород.

б) Разгрузка из тонкодисперстных глинистых и карбонатных

отложений, характеризующихся после литификации весьма низкой водопроницаемостью. Это обуславливает большую сложность в распределении гидрогеодинамических напряжений в накапливающихся образованиях. По мере погружения и уплотнения осадочных пород гидростатическое давление закляченных в них седиментационных вод постепенно повышается, что приводит к разрыву в отдельных наиболее ослабленных участках верхних слоев литифицированных глинистых (или карбонатных) пород и миграции седиментационных вод вверх (в бассейн осадконакопления, с образованием брекчий в этих очагах разгрузки (Басков, 1970).

в) Разгрузка из осадочных образований, сложенных чередующимися пластами пород с различной водопроницаемостью (от сильно водопроницаемых до практически водоупорных). Этот вид разгрузки наиболее распространен и отличается большим разнообразием в зависимости от конкретных условий (соотношения мощностей и глубин залегания водопроницаемых и водоупорных пластов и т.п.) В ходе погружения и уплотнения осадочных толщ происходит миграция вод из глинистых пород в песчаные и другие коллекторы, в которых могут создаваться аномально высокие гидростатические давления, приближающиеся к геостатическим. В этих условиях "Водонасыщенный осадочный комплекс... в гравитационном поле оказывается механически неустойчивой системой". (Ходьков, 1968). Вода в пластах-коллекторах мигрирует в возможные очаги разгрузки - зоны пьезоминимумов. Для артезианских бассейнов шельфа, как отмечено выше, весьма важной областью разгрузки является материковый склон.

Существенно усиливается разгрузка подземных вод субаквальных артезианских структур при активизации тектонических движений (особенно с образованием разрывных нарушений и т.п.) и в эпохи вулканизма. Также благоприятствуют разгрузке подземных вод региональные восходящие колебательные движения, приводящие к уменьшению гидростатического давления морских (океанских) вод на верхнюю поверхность артезианских структур. В частности, в этом случае (при прочих равных условиях) создается более благоприятная обстановка для реализации аномально высоких пластовых давлений в водоносных пластах, возникших в ходе процессов уплотнения осадочных толщ.

ВОПРОСЫ ВЗАИМОСВЯЗИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И
ПРОЯВЛЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ.

На территории Забайкалья достаточно четко выделяется ряд областей с различной интенсивностью и характером проявления неотектонических движений (Флоренсов, 1960, Базаров и др., 1967; Хотина, 1968; Зорин, 1971 и др.)

В северо-западной части региона располагается Байкальский свод (Байкальская рифтовая зона) — область интенсивных дифференцированных новейших тектонических движений с большими градиентами деформаций донеогеновой поверхности выравнивания. Высоты исходной поверхности выравнивания составляли 400-450 м. Суммарные вертикальные деформации этой поверхности в результате тектонических движений превышают 7000-8000 м. Для этой области характерно наличие рифтовых впадин, в которых мощность кайнозойских (в основном грубокластических) отложений достигает 4000-6000 м, и обрамляющих их горных хребтов с высотами до 2500-2700 м. Тектонические разломы, приуроченные к краевым частям впадин, представляют собой большей частью нормальные, очень крутые сбросы (Флоренсов, 1960).

В зонах новейших разломов Байкальского свода наблюдаются многочисленные горячие источники сульфатного натриевого состава. Дебит их достигает 2000 м³/сутки и более, а температура 70-80°C. Минерализация их колеблется обычно в пределах 0,4-1 г/кг. Обращают на себя внимание довольно высокие концентрации в этих термах кремнекислоты (до 100-120 мг/кг), фтора (до 9-10 мг/кг). В составе свободновыделяющихся газов преобладает азот (95-98% объемных). Таким образом, территория Байкальского свода характеризуется распространением азотных терм сульфатного натриевого состава. Лишь в северо-восточной части региона в хребтах Удокан и Калар, где имеются проявления четвертичного современного вулканизма (Солоненко, 1964), наряду с азотными термами известны выходы углекислых терм гидрокарбонатного натриевого состава и холодных углекис-

лых вод гидрокарбонатного кальциевого состава.

В бассейнах верхнего течения рек Чикоя и Ингоды располагается область умеренных, местами сильных новейших тектонических движений с преобладанием общих поднятий донеогеновых поверхностей выравнивания (Даурский свод). Высота исходной поверхности выравнивания в этом регионе составляла 800–900 м (Базаров и др., 1967). Величины неотектонических поднятий здесь колеблются от 400 до 1600–1700 м и более. Эта территория представляет в настоящее время систему относительно небольших (до 100–150 км длины) хребтов и массивов с высотами до 1700–2500 м, разделенных узкими долинами рек.

В пределах Даурского свода известны выходы азотных терм, приуроченных к зонам новейших разломов. Температура вод источников здесь не превышает 40–43°C. По составу воды источников обычно сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,3–0,5 г/кг. Содержание кремниевой кислоты достигает 100 мг/кг, фтора – 20 мг/кг, вольфрама I мг/кг. Эти воды нередко являются радоновыми. Обращает на себя внимание частая приуроченность выходов азотных терм к участкам проявления позднемезозойской гидротермальной минерализации (вольфрама, олова и др. металлов), что указывает на обновление здесь древних разломов.

В пределах Даурского свода наряду с азотными термами (иногда в непосредственной близости от последних) встречаются азотно-углекислые преимущественно холодные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1–1,5 г/кг. Содержание свободной углекислоты в этих водах достигает 1,2 г/кг.

Остальная часть территории Забайкалья почти полностью относится к области слабых дифференцированных новейших тектонических движений с малыми градиентами деформаций доплищевой поверхности выравнивания и с преобладанием поднятий (Базаров и др., 1967). Высота исходной поверхности выравнивания здесь располагалась на высотах 600–700 м. Величины неотектонических поднятий в этом регионе большей частью не превышают 600–800 м.

Весьма показательно, что в пределах этой области выходы термальных вод почти отсутствуют. Вместе с тем, здесь весьма широко распространены источники холодных ($2-3^{\circ}\text{C}$) углекислых вод гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава с минерализацией до $3-4$ г/кг. Эти воды вскрыты разнообразными горными выработками и с глубиной их состав часто меняется на гидрокарбонатный натриевый с увеличением минерализации до $10-16$ г/кг. Содержание свободной углекислоты в водах источников обычно до $2-3$ г/кг; в водах, вскрытых горными выработками, достигает $8-10$ г/кг. В ряде пунктов этой области (Балей, Ямаровка и др.) наблюдалось выделение из трещин в горных породах струй сухого углекислого газа (Ткачук, Толстихин, 1961).

В юго-восточной части этой области в пределах Ундино-Гавамурского сводового поднятия (Зорин, 1971) наряду с холодными углекислыми источниками известны выходы азотно-углекислых (Ямкун) и азотных (Актагучи, Николаевский) теплых вод с температурой до $20-22^{\circ}\text{C}$.

В юго-западной части области (Селенгинская Даурия), где неотектонические движения проявились весьма слабо (Хотина, 1968), проявления углекислых вод неизвестны.

Приведенные данные свидетельствуют о наличии тесной взаимосвязи между интенсивностью и характером проявления неотектонических движений и закономерностями распространения минеральных вод на территории Забайкалья. По-видимому, отмеченные закономерности присущи и для других складчатых областей подобного типа.

Ю.П. Аземко (Сев.-Кавк.ГУ, Пятигорск)

О ВЗАИМОСВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И УСЛОВИЙ
ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В начале верхней юры на южном склоне Западного Кавказа (на северном - с конца маляма) закладывается флишевый прогиб,

в котором шло непрерывное накопление осадков мощностью до 6 км в условиях морского бассейна нормальной солености. Исходным материалом для вод отложений флишевой формации явились древние морские седиментационно-диагенетические воды, современные проявления которых характеризуются хлоридно-кальциево-натриевым составом с минерализацией до 30 г/л и повышенным содержанием йода (до 80 мг/л), брома (до 100 мг/л) при незначительных концентрациях метаборной кислоты (до 30-40 мг/л).

В альпийское время подземные воды осадочно-магматогенных образований дофлишевого комплекса, будучи глубоко погруженными в зону повышенных температур и давлений, претерпели существенный метаморфизм своего химического и газового состава. В газовой фазе их начинает превалировать углекислый газ, резко усиливший выщелачивание легкоподвижных элементов (ртуть, бор, мышьяк и др.) из вмещающих пород.

С конца олигоцена происходит формирование складчато-разрывных структур Западного Кавказа, характер которых и определил гидродинамические особенности флишевой формации. Разрывы общекавказского направления представляют собой структуры трения (надвиги, покровы, взбросо-надвиги) и являются, как правило, в гидрогеологическом отношении закрытыми. Напротив, поперечные зоны разрывных нарушений, обладающие специфическими признаками ослабленных зон сквозных разломов, являются трещинными структурами скалывания и растяжения, и в их пределах имеют споролическое развитие раздвиги общекавказского простирания. Поэтому они являются гидрогеологически открытыми системами на протяжении длительного времени. Основное движение подземных вод происходит по линейно вытянутым, гидравлически не связанным друг с другом (можно предположить отдаленную связь) поперечным зонам разрывных нарушений вкрест простирания складчатых структур Западного Кавказа.

В наступивших с конца миоцена-начала плиоцена континентальных условиях начинается промывание флишевых толщ и, в зависимости от степени открытости поперечных систем разрывных нарушений, формирование различной мощности (до 1000 м и в

отдельных случаях более метров) зон пресных гидрокарбонатных кальциевых, кальциево-натриевых и натриевых вод (Новороссийск, Геленджик, Лоо, Пластунка и др.)

Широко протекающие процессы смешения йодо-бромных хлоридно-кальциево-натриевых вод (древних морских седиментационно-диагенетических), борных вод разнообразного химического состава ("глубинных") и пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод (современных инфильтрационных вод выщелачивания) в различной пропорции привели к образованию во флише разнообразных минеральных вод. При этом процессы смешения в каждой поперечной зоне разрывных нарушений имеют свои особенности, что и определяет, в конечном итоге, разнообразие минеральных вод флишевой формации. Можно предполагать, что относительно минерализованные воды, будучи заключенными в порах и микро-трещинах флишевых отложений, путем диффузии в настоящее время поддерживают соленость подземных вод, циркулирующих в относительно крупных трещинах тектонического происхождения.

Детальное гидрогеологическое районирование подобных территорий должно быть основано на тщательном изучении истории геологического развития, в том числе разрывной тектоники, определяющей, в конечном итоге, гидродинамический и гидрохимический облик современных горно-складчатых сооружений флишевых формаций альпийского пояса.

И.С.Ошовко (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БИТУМОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Впервые выполненное обобщение закономерностей распределения различных типов битумов в основных структурах на территории Советского Союза позволило получить следующие предварительные результаты.

Промышленные скопления нефти и газа в земной коре закономерно связаны либо с платформенными впадинами, либо с меж-

горными и передовыми прогибами. Непромышленные проявления нефти, газа, полужидких и твердых битумов распространены значительно шире, практически во всех геоструктурных зонах, в том числе и полностью бесперспективных с точки зрения промышленной нефтегазоносности. Большим богатством и разнообразием битумопроявлений характеризуются складчатые области. Распределение битумов в них определяется в общих чертах возрастом складчатости. В альпийских горных сооружениях количество битумопроявлений является максимальным. Битумопроявления встречаются практически повсеместно — в ядрах структур, на их периферии и в межгорных впадинах. В областях герцинского тектогенеза основная масса битумопроявлений сосредоточена на периферии современных контуров складчатых областей и в наложенных на них межгорных впадинах. В каледонских горных сооружениях битумопроявления приурочены в основном к наложенным межгорным впадинам. В байкальских системах битумопроявления распространены, главным образом, в периферических частях и передовых прогибах.

Существенно иная картина распределения полужидких и твердых битумов наблюдается в платформенных областях. В отличие от складчатых зон, на древних платформах отмечается значительно большее количество битумопроявлений, чем на молодых. На древних платформах скопления рассматриваемых битумов приурочены к их краевым частям, обламлению щитов и выступов фундамента. В пределах молодых — к их краевым частям, примыкающим к активизированным областям.

Комплексы битумов, свойственный каждой из рассматриваемых структур представляет собой не беспорядочный набор различных типов битумов, а является закономерной частью битумного ряда (газ — нефть — мальта — асфальт — асфальтит — керит — антракосолит), начало которой всегда соответствует первому звену этого ряда — газу. В пределах складчатых областей распространены весь спектр битумов, начиная от нефти и газа и кончая высокометаморфизованными битумами типа антракосолита. Аналогичная ассоциация битумов наблюдается на древних щитах. В передовых прогибах, наряду с нефтью и газом, широким рас-

пространением пользуются битумы типа малт, асфальтов, асфальтитов. Кериты и антракосолиты встречаются редко. На платформах битумный ряд ограничивается асфальтитом. Области активизации характеризуются тем же комплексом битумов, что и складчатые зоны. Анализ материалов показывает, что размещение нефтяных углеводородов в различных геоструктурных зонах, связанных в своем развитии, имеет зональный характер. Между битуминозностью складчатых областей передовых прогибов и примыкающих к ним погруженных бортов платформ (активный борт платформы) наблюдается определенная взаимосвязь, выражающаяся в постепенном сокращении (по направлению от складчатой области к платформе) битумного ряда за счет последовательного выпадения метаморфических разностей. Все разнообразие битумов в складчатой области в платформенных условиях заменяется нефтью и газом, имеющими большое промышленное значение. При этом наблюдается преимущественная приуроченность нефтяных залежей к внутренней, вытянутой вдоль горных систем зоне, а газовых — к внешней. Аналогичное последовательное изменение состава нефтяных углеводородов наблюдается от областей активизации в сторону прилегающих территорий.

При переходе от складчатой области в сторону края платформы, чехол которой не испытал активных тектонических деформаций, связанных с замыканием прилегающей геосинклинали или интенсивной постплатформенной активизацией (пассивный борт платформы), картина распределения битумов является иной. Битумы продолжают проследиваться в складчатом основании рассматриваемой части платформы, в отложениях же чехла, сформированного в тектонически пассивной обстановке, отсутствуют не только промышленные залежи нефти и газа, но и практически любые проявления концентрированных форм элигенетических органических веществ.

Закономерность в размещении битумов на активном и пассивном бортах платформы убедительно свидетельствует о тесной связи процессов нефтегазоаккумуляции с историей тектонического развития примыкающих складчатых и активизированных областей.

Наиболее активными зонами образования нефтяных углеводородов, вероятно, являются геосинклинальные области. В период замыкания геосинклинали и формирования складчатой области, очевидно, большая часть углеводородов сгорала, а меньшая вытеснялась на активный борт платформы. Наблюдаемые anomalously высокие гидростатические давления в нефтяных и газовых залежах молодых областей могут являться следствием "выжимания" флюидов из складчатых зон. Оставшиеся углеводороды в условиях высоких давления и температуры претерпевали глубокие изменения по линии дифференциации и метаморфизма.

Л.Н.Капченко, В.В.Грибков
(ВНИГРИ, Ленинград)

ДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОАКОПЛЕНИЯ

Образование месторождений нефти и газа - это сложная цепь процессов перехода углеводородов из рассеянного в концентрированное состояние.

До настоящего времени изучены лишь отдельные элементы цепи процессов газонефтеанакопления из органического, биогенного вещества. Гипотеза глубинного абиогенного генезиса нефти и газа в отношении изучения динамики процессов аккумуляции рассеянных углеводородов находится в состоянии туманных догадок и нами не рассматривается.

При рассмотрении динамики процесса газонефтеанакопления постулируются следующие основные положения:

А) Образование рассеянных углеводородных соединений происходит практически в любых осадочных породах, но преимущественно - в наиболее обогащенных органическим веществом и минеральными катализаторами в глинистых и глинисто-карбонатных толщах.

Б) Балансовая сторона процесса газонефтеанакопления разработана геохимиками по конкретным фактическим данным (Конторович, Неручев, Рогозина, Вассоевич и др.) и принимается нами без изменений.

Основными звеньями процесса газонакопления являются:

1) эмиграция (или первичная миграция) из нефтепродуцирующей толщи в коллектор, 2) миграция (вторичная миграция) в коллекторе; 3) аккумуляция в залежи и их переформирование.

Эмиграция углеводородов осуществляется в пассивной и активной формах: а) в виде водного, истинного раствора (газ, частично нефть); б) в виде коллоидных растворов и эмульсий (нефть, газ с растворенной нефтью); в) в виде свободного газа (с растворенной нефтью), г) в виде нефти (с растворенным газом).

По ориентировочным расчетам количество газа, выносимого в истинно-растворенном состоянии отжимаемыми водами составляет половину всего генерированного в природе газа.

Количество жидких углеводородов, выносимых в состоянии истинного раствора на 2-3 порядка меньше их общего количества, отдаваемого породой. Образование коллоидных растворов нефти в воде возможно в условиях повышенных температур недр и присутствии поверхностно-активных веществ, которые обнаружены как в пластовых водах, так и в нефтях.

Преобладание в составе рассеянного органического вещества тонкодисперсных и сорбированных форм обеспечивает первичную диспергацию частиц нефти и газа до размеров, на порядок меньше размеров пор и межпоровых каналов. Капиллярные силы при движении такой высокдисперсной эмульсии для частичек нефти не проявляются, а основное значение для них приобретают силы всплывания. Остальные виды первичной миграции представляют собой движение многофазных систем и в их оценке необходимо учитывать действие гидродинамических, архимедовых, капиллярных и, возможно, электрических сил.

На глубинах, присущих главной фазе нефтеобразования (2-3 км и более) размокающие разности глинистых пород практически отсутствуют; в составе глин (аргиллитов) резко преобладает смешанно-слоистые и гидрослюдистые минералы. Породы отличаются повышенной твердостью и хрупкостью. Обильный фактический материал свидетельствует о повсеместном распространении

в толщах глинистых пород на этих глубинах весьма интенсивной микротрещиноватости. В этих условиях всплывание микропузырьков нефти значительно облегчается, т.к. микротрещины создают новые пути и соединяют значительный процент замкнутых и тупиковых пор.

Вопрос коалесценции (слияния) первичных пузырьков изучен пока недостаточно. Известно, что слиянию мелких пузырьков препятствуют мономолекулярные пленки полярных компонентов нефтей, велика роль в этом процессе температурного фактора и химизма среды.

Если все же допустить, что коалесценция имеет место в нефтематеринской свите, то чрезвычайно важен вопрос о величине "мертвой" газо- и нефтенасыщенности в трещиноватой глинистой породе, необходимой для начала самостоятельной миграции углеводородов путем всплывания.

По промышленным данным известно, что "мертвая" газонасыщенность при добыче из трещинных коллекторов может приближаться к нулю, а "мертвая" нефтенасыщенность составляет 5-10%, т.е. в 5-10 раз ниже, чем в гранулярных коллекторах.

Большую роль для создания минимально необходимой "мертвой" нефтегазонасыщенности играет процесс сокращения пористости в процессе литификации пород.

Оценочные расчеты показывают, что эмиграция (первичная миграция) нефти из карбонатных и глинисто-карбонатных толщ в виде самостоятельной фазы, в газорастворенном состоянии (конденсата), в виде раствора газа в нефти, в виде эмульсий вполне возможна.

Миграция (вторичная миграция) в пластах-коллекторах наиболее реальна в виде струйных потоков газов и нефти, а также их растворов друг в друге, а также раствора газа в воде, направление, конфигурация и размеры которых в значительной степени предопределяются физическими и литологическими свойствами, геометрией пласта и величинами его региональных уклонов. Одной из главных постоянно действующих движущих сил миграционных струйных потоков углеводородов является архимедова сила.

Струйный характер миграционных потоков имеет принципиальное значение, т.к. "мертвая" нефтегазонасыщенность в этом случае необходима не во всем объеме пласта, а лишь на путях движения струйных потоков. Не исключено, что пространственное положение зон с различной "мертвой" насыщенностью в какой-то мере влияет на направление движения струйных миграционных потоков.

На залежи в ловушках действуют гидродинамические, архимедовы и капиллярные силы.

Региональные гидродинамические градиенты приведенного давления, как правило, гораздо меньше уклона крыльев структур, как в платформенных, так и подвижных областях и их влияние на залежи очень мало. Капиллярные силы направлены от удерживающих углеводороды водоупоров вниз. Архимедовы силы направлены, наоборот, вверх, причем для газа они почти на порядок больше, чем для нефти. Это обуславливает большую мощность покрышек, необходимую для удержания газовых залежей.

Переход газоконденсатных и газонефтяных залежей преимущественно в нефтяные объясним диффузионным перетоком газа через покрышки с образованием преимущественно газовых залежей в вышележащих горизонтах.

В.Ф.Линецкий (ИГиГГи АН УССР, Львов)

ЭНЕРГЕТИКА МИГРАЦИИ НЕФТЯНЫХ ФЛЮИДОВ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Концентрация нефти и газа в земной коре крайне неравномерна. Почти 90% разведанных мировых запасов нефти и газа содержится в гигантских месторождениях, количество которых по отношению ко всем известным месторождениям мира не превосходит 2%. Примерно 45% разведанных запасов капиталистического мира сосредоточено всего в шести месторождениях - супергигантах. Примером концентрации колоссальных запасов углеводородов в относительно небольшом по площади районе является

месторождение Атабаска, содержащее 50-60 млрд. тонн тяжелой нефти, что равно разведанным запасам всех континентов нашей планеты. Анализ пространственного размещения гигантских нефтяных и газовых месторождений показал их приуроченность к зонам глубинных разломов. Это позволяет предполагать, что нефть и газ мигрировали по немногим, наиболее крупным и хорошо проводящим глубинным разломам. Имеются многочисленные данные, что и менее крупные месторождения углеводородов также связаны с зонами глубинных разломов.

Осадочные толщи сложены преимущественно породами с малой поровой проницаемостью, в силу чего абиогенная нефть, поднимаясь из недр по глубинному разлому, не могла внедряться в пересекаемые им породы осадочного чехла при перепадах давления, соответствующих "стандартным" условиям, т.е. гидростатическому распределению давлений в земной коре и верхней мантии^I. Это обстоятельство, подтверждая роль глубинных разломов как основных путей миграции углеводородов, приводит к признанию существования в разломах весьма высоких перепадов давления, обусловивших образование уникальных по величине скоплений углеводородов.

Имеются многочисленные данные о наличии во многих зонах глубинных разломов аномальных тектонических давлений, нередко обнаруживаемых при проходке подземных выработок (тоннелей, шахт и рудников), при гидроразрыве пластов в нефтяных скважинах и при исследовании механизма очагов землетрясений. Эти данные свидетельствуют о том, что в зоне глубинного разлома на контакте крупных блоков земной коры во время их движения относительно друг друга возникают и длительно сохраняются аномально высокие горизонтальные давления, во много раз превышающие вертикальные давления, создаваемые весом пород. Как показал анализ сотен крупных землетрясений, обычной формой движения в очагах крупных землетрясений большинства

^I При "гидростатическом" распределении давлений любая молярная фаза не могла бы не только внедряться в породы, пересекаемые разломом, но и вообще перемещаться куда-либо, в том числе и подниматься по разлому (Ред.)

сейсмических областей мира были горизонтальные подвижки блоков тектоносферы по поверхности разделяющего их разрыва.

Физический облик тектонических разрывов позволяет считать их результатом локального механического разрушения пород земной коры. С помощью геотектонических построений и гипотез разрушения твердых тел можно реконструировать поле напряжений, существовавшее в то время, когда формировался или оживлялся тот или иной закартированный разлом. Обобщение представлений геотектоники, сейсмологии и физики Земли о природе напряжений в тектоносфере и возможных механизмах происходивших в ней прерывистых деформаций позволяет делать приемлемые выводы относительно образования зон глубинных разломов и условий возникновения в них аномально высокого пластового давления, являющегося энергетической предпосылкой для передвижения в разломах нефтяных флюидов.

Глубинный разлом образуется в повышенно напряженном участке тектоносферы в геологически длительном процессе объединения множества мелких самостоятельных нарушений сплошности ее материала, каждое из которых сопровождается слабым землетрясением. Возникновение крупного разрыва сопровождается наиболее сильным землетрясением. В зоне разлома при внезапном снятии регионального напряжения происходит сейсмический удар. Если в свободном пространстве активной части глубинного разлома содержатся жидкие флюиды, то сейсмический удар трансформируется в гидравлический удар. Так можно объяснить возникновение аномально высокого пластового давления, обуславливающего передвижение жидких флюидов в зоне глубинного разлома.

Роль глубинных разломов не ограничивается тем, что соединяя земную кору с мантией, они служат основными путями миграции глубинных флюидов. В своих нижних частях они, видимо, являются реакторами, в которых происходят основные реакции образования простейших жидких углеводородов (C_5-C_{15}) вследствие рекомбинации углеводородных радикалов, поступивших из глубоких недр в процессе их синтеза из H_2 , CO и т.д. Такое

допущение можно аргументировать следующими соображениями.

По сейсмическим данным, сейсмическая энергия уменьшается с возрастанием глубины очага. На долю очагов с глубиной от 0 до 60 км приходится около 80% всей сейсмической энергии Земли. Преобладающая часть очагов расположена на глубинах менее 60 км и более половины — на глубинах менее 30 км. Таким образом, с энергетической точки зрения оптимальные условия для миграции нефтяных флюидов имеются в верхней 30-километровой части тектоносферы.

В.П.Гаврилов (МИНХиГП, Москва)

РОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ
И ФОРМИРОВАНИИ ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ
ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛИТ СССР

Приразломные зоны эпипалеозойских плит характеризуются высокими запасами нефти и газа. В нижних стратиграфических комплексах (нижне-средняя юра, верхняя юра) максимальные запасы тяготеют к приразломной зоне шириной 15–20 км; в нижне-меловом комплексе ширина этой зоны увеличивается до 30 км. В верхних стратиграфических комплексах (верхний мел, палеоген) максимальные запасы нефти и газа локализируются на расстоянии в 40–60 км от зоны разлома.

Выявленная закономерность в распределении промышленных запасов углеводородов в приразломных ареалах эпипалеозойских плит СССР до некоторой степени может быть объяснена такими факторами, как увеличением размеров структур в зоне разлома, улучшением коллекторских свойств горных пород и т.д. Другой причиной является избирательная боковая миграция углеводородов в гидрогеологических бассейнах, осложненных разломами, и в особенности — вертикально-боковая ступенчатая миграция непосредственно в приразломных ареалах. В пределах эпипалеозойских плит Советского Союза именно это вид миграции нефти и газа явился определяющим при формировании зон нефтегазонакопления.

В целом процесс формирования зон нефтегазонакопления в приразломных ареалах эпипалеозойских плит СССР представляется нам следующим образом. Из погруженных областей плит (центральные районы синеклиз, внутриплатформенных впадин, передовых прогибов и т.д.) пластовые воды юрского комплекса, обогащенные углеводородами, движутся¹ к областям пониженных пластовых давлений вверх по региональному восстанию пластов. Одновременно происходит относительное повышение упругости растворенного газа до выделения части углеводородов в свободную газовую фазу. Наиболее благоприятные условия для этого создаются при прохождении подземными водами зон разломов. Как было показано Хуснутдиновым (1970) на примере Каракумского свода зоны разломов служат своеобразными "сепараторами для выделения газов из вод с высоким давлением в пласты с низким давлением". В результате происходит обеднение и резкое уменьшение количества растворенного газа в пластовых водах после их прохождения зоны разлома. В то же время в вышележащих пластах происходит газонакапливание, а в случае их сообщения с атмосферой газ полностью уходит из пласта. Таким образом, двигаясь из внутренних областей крупных платформенных депрессий, пластовые воды в зонах разломов обедняются углеводородными газами и легкими фракциями жидких углеводородов за счет их перетока в вышележащие пласты. В результате, в нижних пластах (обычно юрских, реже нижнемеловых) концентрируются залежи нефти в непосредственной близости от зоны разлома, а газ продолжает миграцию по верхним пластам вверх по их восстанию, ступенчато приближаясь к дневной поверхности. Этим процессом вертикально-боковой миграции и можно объяснить установленные закономерности распределения выявленных запасов нефти и газа в приразломных зонах молодых платформ.

Вертикально-боковой миграцией углеводородов можно объяснить, по-видимому, и увеличение размеров скопления нефти в нижних горизонтах чехлы туранской плиты, установленное Н.И.Буяновым, Васильевым, Рыжковым и др. (1971). Этими авторами по-

¹ В условиях элизионного режима. Прим.ред.

казано, что наибольшим коэффициентом заполнения характеризуются ловушки, расположенные вблизи разломов. В приразломных ареалах величина этого коэффициента достигает 80-100%, тогда как в стороне от разломов он равен 50-60%. Эта особенность заполнения ловушек также указывает на большую роль региональных разломов в процессе боковой, вертикальной и вертикально-боковой миграции углеводородов и в конечном итоге - в процессах формирования месторождений нефти и газа.

Б.А.Ермолаев (ВСЕГЕИ, Ленинград)

МОМЕНТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ - ОСНОВОПОЛАГАЮЩАЯ КОНСТАНТА ГЕОДИНАМИКИ

Для рассмотрения и обоснования роли геологического времени в геодинамических построениях необходимо уточнить определение ряда хтонометрических параметров^I, а также принять однозначную интерпретацию таких понятий как "точность", "достоверность", "время" и "возраст" и др.

Время характеризует длительность, а возраст - последовательность любых событий. Следовательно, существенное различие между временем и возрастом заключается в том, что время представляет собой физическую характеристику конкретного события, а возраст - всего лишь метрическую характеристику последовательности событий.

Руководствуясь этим положением для определения геологического времени (T) и геологического возраста (t) геологических событий можно констатировать, что интерпретация соотношений T и t в геологических построениях не является столь же однозначной, а существенно изменяется в зависимости от подхода к их изучению. Намечаются три основных подхода в интерпретации T и t : стратиграфический, фациальный и радиологи-

^I Под хтонометрическими (хтон - земля, страна) параметрами понимаются стратиграфические, литологические, геотектонические, геодинамические и гомологичные им параметры геологических объектов и явлений.

ческий ("абсолютный").

Стратиграфический подход к установлению соотношения между T и t , основанной на идентификации геохронологических и стратиграфических подразделений (эра-группа, период-система и др.) предопределяет отождествление T и t .

Фациальный подход, основанный на независимости этих величин, предопределяет соотношение между T и t как "возрастное скольжение" или "диагональную трансгрессию времени".

Радиологический подход к T и t существенно отличается и от стратиграфического, и от фациального подходов. Обусловлено это тем, что основой радиологических измерений служат не столько собственно геологические события, контролируемые хтонометрическими параметрами, сколько физико-химические события, для которых хтонометрические параметры не имеют метрического значения.

В этой связи возникает необходимость четко определить понятие "элементарная часть геологического события". Опираясь на эпистемологический подход к понятию элементарности в целом, элементарная часть геологического события определяется как эпизод, обособляемый в геологическом событии как целое. Граничные условия элементарных подразделений требуют четко разграничить понятия "точность" и "достоверность". Под точностью предлагается понимать научно-техническую, количественную характеристику событий, а под достоверностью — научно-логическую, качественную оценку объектов и явлений.

Принятие определения позволяет констатировать, что числовая характеристика радиологического возраста представляет собой показатель не столько геологического возраста соответствующего геологического события, сколько астрономическое время физико-химического события, характер связи которого с геологическим событием можно установить только с помощью комплекса хтонометрических параметров.

Для количественной оценки геодинамических напряжений главными параметрами являются геометрические и физические величины геологических тел и явлений и, следовательно, перво-

степенное значение приобретает радиологические даты. Понимая геодинамику как раздел знаний о силах, контролируемых состоянием и строением Земли или ее частей в определенный момент T , мы неизбежно констатируем, что объективность T обуславливается всей совокупностью хтонометрических и нехтонометрических параметров. Иными словами, T представляет собой не точную, а всего лишь достоверную величину, т.е. дает полуколичественную временную характеристику конкретного геологического события. Такой же полуколичественный характер имеют и другие хтонометрические параметры.

Таким образом, порядок геодинамической характеристики конкретного геологического тела или явления находится в прямой зависимости от степени хтонометрической дифференцированности конкретного геологического события, так как геодинамические напряжения фиксируются, прежде всего по изменениям геологических границ, представляющих собой хтонометрически контролируемую неоднородность геологических событий.

Резюмируя изложенное, следует подчеркнуть следующие положения:

1. Основопологающей величиной для изучения геодинамических напряжений является момент геологического времени, контролирующий их граничные параметры в каждом конкретном геологическом событии.

2. Четкое разделение геологического времени и времени процессов, не имеющих однозначной хтонометрической характеристики, исключает нередко имеющее место отождествление геодинамики с механикой и термодинамикой.

3. Изучение геодинамических напряжений необходимо осуществлять в системе отсчета, фиксированной геологическим временем.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ В СИСТЕМЕ ОТСЧЕТА,
ФИКСИРОВАННОЙ МОМЕНТОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Представляется целесообразным и необходимым, наряду с геометрическими, физическими и химическими единицами измерения учитывать в геологических построениях в качестве параметров хтонометрические признаки¹. Геологические построения осуществляются, как известно, в системе отсчета, фиксированной телом отсчета или просто в ортогональной системе координат. Система отсчета, фиксированная телом отсчета, обеспечивает характеристику только геометрических и кинематических параметров геологических тел и явлений, но не позволяет однозначно оценить собственно геологическое событие, а следовательно и его геодинамические параметры.

Понимая геодинамику, как раздел знаний о силах, контролирующих деформации Земли мы неизбежно оказываемся перед необходимостью осуществлять все геодинамические построения в системе отсчета, фиксированной моментом геологического времени, представляющей собой модель четырехмерного многообразия (континуума), т.е: реального мира.

Обосновывается и раскрывается это определение в следующем высказывании А.Эйнштейна (1965): "физическое пространство, постигаемое через объекты и их движения, имеет три измерения, и положения объектов характеризуются тремя числами. Момент события есть четвертое число. Каждому событию соответствует четыре определенных числа; каким-либо четырем числам соответствует определенное событие. Поэтому мир событий образует четырехмерный континуум. В этом нет ничего мистического, и последнее предложение одинаково справедливо и для классической физики, и для теории относительности".

Универсальность четырехмерного континуума для геодинамических построений заключается в том, что входящий в него в

¹ Определения и характеристика хтонометрических параметров даны в других работах автора в данном сборнике.

качестве четвертого числа (точнее — параметра) момент геологического времени является неотъемлемой, однозначной, и, вместе с тем, неизменяемой величиной для каждого отдельно взятого геологического события. Это обстоятельство позволяет констатировать, что граничные параметры геодинамики имеют полуколичественный характер. Кроме того, осуществляя геодинамические построения в системе отсчета, фиксированной моментом геологического времени, представляется возможным четко разграничить геодинамические, динамические (механические) и термодинамические напряжения.

Оценка пространственно-временной взаимосвязи и взаимобусловленности процессов, контролирующих определенное геологическое событие, позволяет высказать предположение о том, что условной единицей для измерения геодинамических напряжений может служить единица измерения мощности с хтонометрическим коэффициентом, эмпирически устанавливаемым для каждого изучаемого геологического события.

Вполне естественно, что осуществление геодинамических построений в системе отсчета, фиксированной моментом геологического времени, требует осуществления геологических построений в этой же системе отсчета.

Изложенные положения позволяют сделать следующие выводы:

1. Изучение и интерпретация геологических событий в системе отсчета, фиксированной моментом геологического времени, позволяет осуществить прямую обоснованную корреляцию всех параметров геологических тел и явлений.

2. Учитывая эмпирические данные и теоретические предпосылки, геодинамику следует рассматривать как раздел знаний о силах, контролируемых строением и состоянием геологических объектов в определенный момент геологического времени.

3. Размерность геодинамических напряжений можно представить как условную полуколичественную величину, гомологичную единице мощности.

О НЕКОТОРЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРИНЦИПАХ ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ

Существует, по-видимому, возможность сведения различных планетарных форм энергии к ее механическому эквиваленту. Ниже рассматриваются проявления центрально-симметричных, но не осесимметричных ротационных или приливных сил. Принципы эквивалентности можно подразделить на локальные и глобальные. Приводимый ниже их список, естественно, неполон.

Локальные принципы эквивалентности:

1. Энергия механических перемещений отдельных блоков земной коры (E_M) эквивалентна энергии гравитационного перемещения вещества из области сноса в область осадконакопления (E_g) плюс энергия кристаллохимического разложения вещества в области сноса (E_x):

$$E_M = E_g + E_x \quad (1)$$

$$E_g = mgh \quad (2)$$

где m - масса перенесенного вещества, g - ускорение силы тяжести, h - превышение области сноса над областью осадконакопления. Последнее может быть вычислено согласно обобщенному принципу Стенкона-Головкинского (В.И.Васильев, 1969). В единой серии осадочных ритмов, мощности которых уменьшаются кверху в геометрической прогрессии со знаменателями 2 или $2^{1/2}$ (Ритенберг, 1963; Васильев, 1971) энергия механического перемещения области сноса прямо пропорциональна мощности ритмов.

2. $E = E_M + E_x$ где E - энергия напряжений сжатия (растяжения) в глубинном очаге, E_M - энергия механического поднятия (опускания) определенной массы пород (m) относительно поверхности геоида, E_x - энергия кристаллохимических преобразований.

$E_M = mgT = VdgT$, где V - объем пород, поднятых (опущенных) относительно поверхности геоида, d - их плотность, g - ускорение силы тяжести, T - расстояние центра тяжести перемещенных пород относительно поверхности геоида. В зависи-

мости от формы перемещенного блока объем пород определяется по разным формулам.

Для определения энергии кристаллохимических преобразований рассмотрим наиболее интересный случай сжатия в очаге, при котором ниже поверхности геоида происходит уменьшение, а выше - увеличение структурной рыхлости вещества (Евзаикова, Ицинсон, 1969). При этом ионы с крупными ионными радиусами мигрируют от очага к поверхности геоида, где и оседают, т.е. осуществляется перенос некоторой массы (Δm), участвующей в кристаллохимических преобразованиях, на высоту H - из очага к поверхности геоида. Ниже последней происходят эндотермические реакции (E_1), выше - экзотермические (E_2), причем $E_x = E_1 = E_2$

$$E_x = \Delta m g H = g H V_1 \left(d_1 - \frac{W_0}{W_1} d_0 \right) = g H \bar{V}_1 \left(\bar{d}_0 \frac{\bar{W}_0}{\bar{W}_1} - \bar{d}_1 \right) \quad (3)$$

где V_1 и \bar{V}_1 - объемы кристаллохимически преобразованных пород выше и ниже поверхности геоида, d_1 и \bar{d}_1 - средняя плотность этих пород выше и ниже поверхности геоида, W_1 и \bar{W}_1 - средние структурные рыхлости этих пород выше и ниже поверхности геоида, d_0 и \bar{d}_0 - средние плотности пород выше и ниже поверхности геоида до кристаллохимических преобразований, W_0 и \bar{W}_0 - средние структурные рыхлости пород этих же пород.

3. Энергия инъективного перемещения вещества (магмы, соли, грязи) эквивалентна энергии механического поднятия массы инъективного тела из очага к поверхности геоида на данную высоту.

4. Энергия складкообразования может быть вычислена после представления складчатых форм с помощью рядов Фурье в виде простых гармоник (Васильев, Мельгунов, 1969; Гзовский, 1971). Эта энергия эквивалентна сумме энергий простых гармоник, причем для каждой гармоник определяется энергия поднятия и опускания объемов пород относительно поверхности геоида по формуле (2).

Глобальные принципы эквивалентности.

5. Эвстатические колебания уровня океана эквивалентны изменению радиуса Земли по величине и знаку. Энергия изменения радиуса земли на величину Δr вычисляется по известным формулам механики (см. тезисы автора в данном сборнике).

6. Энергия волновых изгибов земной коры эквивалентна энергии механического поднятия и опускания пород относительно поверхности геоида. Здесь необходим сферический функциональный анализ (Дун Цзунь-ин, 1971).

7. Энергия латерального сжатия (растяжения) поверхности геоида эквивалентна энергии поднятия земной коры и опускания мантии от их предшествующего стационарного положения (и наоборот для латерального растяжения).

А.И.Бурдэ (ВСЕГЕИ, Ленинград)

НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И ГЕОДИНАМИКА

В геологических процессах неопределенность проявляется в двух основных видах: как конвергенционная неопределенность пути развития процесса и как неопределенность его локализации.

Конвергенционная неопределенность (Поспелов, 1968) связана с возможностью качественно одинаковых реализаций процесса при существенно различных начальных условиях и путях протекания процесса. В связи с длительностью геологического времени в нем может быть реализован даже самый маловероятный путь возникновения того или иного элемента геологического строения (формации, месторождения и т.п.)

Неопределенность локализации процесса проявляется в том, что при необходимом появлении определенного геологического процесса (например, интенсивного развития вулканизма или образования месторождений и др.) в рассматриваемом регионе на определенном этапе его развития конкретная реализация этого процесса происходит в известной степени случайно (т.е. в из-

вестной степени случайны размеры, пространственное расположение реализаций и приуроченность их к отдельным моментам данного этапа развития региона).

Неопределенность в геологических процессах (отражающаяся в случайности их реализации) представляет естественное следствие существования неопределенности на более низких уровнях организации материи. Анализ соотношений неопределенности показывает, что неопределенности высших уровней качественно отличны от неопределенностей низших уровней и не могут быть сведены к простому их унаследованию или усилению. Тем не менее соотношения неопределенности для всех уровней будут изоморфны и могут иметь два основных вида: $\Delta x \Delta p \gg K$ и $\Delta t \Delta e \gg K$, где Δx - пространственная, а Δt - временная характеристика элемента данного уровня, Δp - характеристика импульса движения, а Δe - количества энергии элемента, K - постоянная, специфическая для каждого уровня организации материи (для атомного уровня - это постоянная Планка, для молекулярного - постоянная Больцмана и т.д.).

Неопределенность в геологических процессах представляет объективное и неустранимое свойство их, которое не может считаться связанным с субъективными факторами (недостаточностью наших знаний о всех деталях процесса). Из этого следует невозможность сколь угодно точного и полного восстановления событий (и в частности энергетических полей) прошлого. Постоянные в соотношениях неопределенности каждого уровня представляют оценку величины ошибок в реконструкциях геологических процессов прошлого и их движущих сил по реализациям этих процессов, изучаемым в настоящее время. Эти ошибки должны быть учтены при построении теорий и составлять их обязательную часть (Бриллюэн, 1966). Разные виды неопределенности по-разному влияют на изучение геологических процессов.

Конвергенционная неопределенность ограничивает возможность: а) предсказания результата процесса на основе некоторого комплекса исходных условий и б) восстановления генезиса элемента геологического строения по результатам изучения его в современном состоянии. Особенно относится это к маловероят-

ным процессам, история возникновения которых существенно зависит от начальных условий возникновения. Для таких процессов все метастабильные равновесия и случайные явления представляют следствие изначального маловероятного состояния, реконструкция которого встречает многочисленные трудности в связи с невыводимостью его из предшествующей истории системы.

Неопределенность локализации результатов геологического процесса ограничивает возможность и точность количественного предсказания результатов процесса по исходным его условиям.

Б. А. Ермолаев (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ГЕОДИНАМИКА И СООТНОШЕНИЕ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ ГЕЙЗЕНБЕРГА

Геодинамика понимается автором, как раздел знаний о силах, обуславливающих постоянные деформации Земли. Характеристика направленности и мощности этих сил устанавливаются на основе изучения строения и развития земной коры, а также данных о планетарных взаимодействиях Земли с другими телами Солнечной системы. Превалирующая роль геологических характеристик в изучении геодинамических процессов заставляет учитывать кроме метрических величин этих процессов, также хтонометрические параметры. Обозначим последние через $\Sigma \Delta \chi$, а каждый хтонометрический параметр в отдельности через $\Delta \chi_1, \Delta \chi_2, \dots$
.. $\Delta \chi_n$

Под хтонометрическими ($\chi \tau \omega \nu$ - земля) параметрами понимаются собственно геологические признаки Земли или отдельных фрагментов земной коры (стратиграфические, геотектонические, геохронологические и др.), главной отличительной особенностью которых является их соподчиненность. Выражается она в том, что каждый $\Delta \chi$ сохраняет свое геологическое содержание (качество) только в том случае, если одновременно характеризуется еще минимум двумя другими $\Delta \chi$. Вторым весьма существенным свойством $\Delta \chi$ является отсутствие у них

однозначной числовой характеристики, что обуславливает полуколичественный характер любого $\Delta\chi$.

Приведенные положения заставляют четко различать точность и достоверность, т.е. количественную и преимущественно качественную характеристику геологических объектов и явлений.

Учитывая предложенную характеристику точности о достоверности определения геологических объектов и явлений и опираясь на положение Эйнштейна – Минковского о четырехмерности реального мира, представляется возможным дать следующие определения основополагающим подразделениям моделирования земной коры. В частности: геологическое тело понимается как реальное геологическое пространство – время, характеризующееся минимум тремя $\Delta\chi$, находящимися в относительно стационарном состоянии; геологическая граница – тоже реальное геологическое пространство – время, характеризующееся таким же числом и набором $\Delta\chi$, как и ограничиваемое тело, но с аномальным по отношению к обособляемому телу градиентом $\Sigma\Delta\chi$. Геологическое событие – это один из множества эпизодов, характеризующих геологическое явление.

Принципиальной предпосылкой для использования соотношения неопределенностей при анализе и синтезе данных о строении и развитии земной коры и, в том числе, геодинамических сил и деформаций служит тот факт, что в геологии, как и в квантовой механике, далеко не вся совокупность $\Delta\chi$ может быть измерена одновременно, а неклассическая природа $\Sigma\Delta\chi$ обусловлена их полук количественным характером.

Естественно, что в аспекте соотношения неопределенностей следует рассматривать только $\Sigma\Delta\chi$, так как геологические объекты и явления, взятые вне зависимости от их геологического содержания, подчиняются законам классической механики, как и все макротела (материальные точки).

Соотношение неопределенностей для квантовых объектов выражается следующим образом:

$$\Delta x \Delta p_x \sim h$$

$$\Delta y \Delta p_y \sim h$$

$$\Delta z \Delta p_z \sim h$$

где Δx , Δy , Δz - координаты частицы, p - ее импульс, h - постоянная Планка.

Если строго определены координаты частицы, ($\Delta x = \Delta y = \Delta z = 0$), то $\Delta p_x = \Delta p_y = \Delta p_z = \infty$, т.е. все значения импульса равновероятны.

Геология не располагает однозначной величиной типа " h ", но пользуясь относительно точным методом радиологических измерений геологического времени, вероятно, можно наметить, разработав соответствующий математический аппарат, однозначную корреляцию $\Sigma \Delta \chi$. Основанием этого положения служит то обстоятельство, что основополагающим принципом и квантовомеханических, и стратиграфических построений служит принцип суперпозиции, причем предельным случаем и вместе с тем главной предпосылкой для обоснования квантовомеханических построений является классическая механика, а в геологии такую же роль выполняет стратиграфия. Это обстоятельство позволяет высказывать предположение о том, что в аспекте соотношения неопределенностей можно разработать метод прямой корреляции объектов, относящихся к существенно различным уровням организации материи.

Учитывая приведенные положения, можно наметить пути прямой корреляции в изучении геодинамических сил и деформаций с позиций волновой функции квантовомеханической системы, так как хтонометрически фиксированная заданным моментом времени деформация Земли может быть описана исключительно метрическими параметрами и сохранить свое геологическое содержание. Свообразным гомологом геодинамического параметра может служить волновая функция (Ψ) квантовомеханической системы.

К ОЦЕНКЕ СИСТЕМЫ ФИЗИЧЕСКОГО ПОДОБИЯ, В РАМКАХ КОТОРОЙ ПРОЯВЛЯЮТСЯ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Физические законы подобия используются в геотектонике при изучении на моделях с пластическими и вязкими материалами процессов развития складчатых и разрывных структур. Представляется, что область применения законов подобия может быть гораздо шире. Прежде всего, они могут быть использованы для характеристики согласованного изменения показателей, отражающих разные стороны тектонических процессов и результатов их проявления.

Если из экспериментальных данных получены оценки многих показателей, последние могут быть использованы для суждения о том, в каком диапазоне условий изучаемые явления и процессы подобны и при достижении каких значений наступает качественное изменение картины - нарушение подобия. При отсутствии разносторонних данных законы подобия могут быть использованы, чтобы по изменению измеренных физических величин судить о возможном изменении других физических величин, непосредственно не определяемых. Естественно, в последнем случае кроме принятия гипотезы о подобии изучаемых явлений и процессов необходимо знать, какая система подобия отвечает сути явлений.

Известны системы механического, биологического, электродинамического и гидродинамического подобия. Относительно массы (M), длины (L) и величин, производных от них (плотность, момент инерции, объем и пр.), указанные четыре системы не различаются. Различия между системами проявляются в отношении времени (T) и всех физических величин, с ним связанных (частота, сила, скорость, энергия, вязкость, проницаемость, объемная упругость и др.)

Для тектонических процессов фактор времени является одним из важнейших. Поэтому интересно установить, какая система подобия наиболее полно отвечает этим процессам. По априорным соображениям можно полагать, что близкими окажутся системы

механического либо гидродинамического подобия. Однако, именно эти системы наиболее сильно отличаются друг от друга, другие системы занимают промежуточное положение.

Ответ на вопрос о действующей в геотектонике системе подобия можно попытаться получить из экспериментальных данных, аналогично тому, как была определена специфика биологического подобия (Гринтер, Барра, 1966). Поскольку системы не отличаются в отношении длины (L) и наиболее сильно отличаются в отношении времени (T), следует выбрать группу структур одного типа, для которых установлен большой диапазон изменения линейных размеров. Монотонное изменение линейных размеров надо сопоставить с изменением промежутков времени, в течение которого структуры активно развивались. По ряду соображений для экспериментальной проверки удобно использовать фактические данные по авлакогенам.

Для современных тектонических процессов, которые находят выражение в сейсмических явлениях (причем горные породы могут рассматриваться как твердая, упругая среда), экспериментальные данные надежно показывают справедливость законов механического подобия. Об этом можно судить на примере соотношений между энергией (E) и частотой (f) колебательных процессов, а также между энергией и линейными размерами (L).

Теоретические соотношения имеют вид

$$f_1/f_2 = A^m; \quad E_1/E_2 = A^n; \quad L_1/L_2 = A^{1/3n},$$

где A - некоторый переходной параметр, m и n - коэффициенты, зависящие от системы подобия. Находим

$$\left(\frac{f_1}{f_2}\right) = \left(\frac{E_1}{E_2}\right)^{\frac{m}{n}}; \quad \left(\frac{L_1}{L_2}\right) = \left(\frac{E_1}{E_2}\right)^{\frac{1}{3n}}$$

Численные значения показателей степени приведены ниже.

Подобие	m	n	m/n	$1/3n$
Механическое	- 1/6	4/3	- 1/8	1/4
Электродинамическое	- 1/3	1	- 1/3	1/3
Гидродинамическое	- 2/3	1/3	- 2	1

Детальное исследование сейсмичности Памира показало (Запольский, Халтурин, 1960), что оценка m/μ находится в пределах $-0,09 \pm -0,14$, наиболее вероятное значение $-0,11$, что весьма близко к условию механического подобия ($-0,125$). Линейные размеры (τ_0) очагов землетрясений оцениваются в зависимости от выделившейся энергии по эмпирическим формулам (Кейлис-Борок, Малиновская и др., 1960)

$$\tau_0 = 15 \sqrt[5]{E} \quad ; \quad \tau_0 = 0,27 \sqrt[3]{E} \quad ,$$

что дает величину $1/\lambda$ в пределах от $1/5,3$ до $1/3$, в среднем хорошо согласующуюся с требованием механического подобия ($1/4$).

В отношении длительно действующих сил породы земной коры и верхней мантии проявляют свойства вязкой жидкости, поэтому, возможно, для больших промежутков времени гидродинамическое подобие окажется более близким.

Независимо от конкретных систем, законы физического подобия качественно объясняют многие известные факты: согласованное изменение дифференцированности тектонических движений во времени и в пространстве, связь протяженности разломов с глубиной их заложения и длительностью развития и т.д. И, конечно, законы подобия не исключают проявление ярких индивидуальных особенностей природных явлений.

Г.А.Марков (ГМИ Кольского филиала
АН СССР, Апатиты)

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ПРИ НЕПОСРЕДСТВЕННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ПОЛЕЙ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В МАССИВЕ ПОРОД В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

Теоретические вопросы геологии и, в частности, геодинамики выдвигают задачу включения в комплекс измерений на геофизических и геодинамических полигонах методов определения деформаций и напряжений в массиве пород непосредственно из горных выработок (Кропоткин, Турчанинов).

Характеристика однородного участка поля напряжений со-

стоит в определении направлений и величин всех главных компонент тензора напряжений, т.е. трех главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 ¹. Наиболее разработанным и физически обоснованным методом определения напряжений является метод разгрузки. В СССР наибольшее развитие имеет метод разгрузки в варианте торцевых измерений на забое скважины (вариант ВНИМИ, применимый для упругих и механически изотропных пород).

Для определения тензора напряжений методом разгрузки на каждом участке должно быть пройдено не менее трех скважин во взаимно-перпендикулярных направлениях. При каждом измерении в одной скважине должны быть зарегистрированы деформации разгрузки керна в плоскости забоя, как минимум, в трех направлениях. Направление осей главных нормальных напряжений в массах пород в общем случае может быть произвольным. Однако в применении метода разгрузки (в варианте торцевых измерений) принципиально важно ориентировать измерительные скважины по направлению главных нормальных напряжений. При такой ориентировке центральная часть торца скважины находится в условиях однородного напряженного состояния. Поэтому для выбора схемы расположения измерительных скважин необходимо, с привлечением геологических данных, провести приближенные определения напряжений по проявлениям горного давления и экспрессные инструментальные определения напряжений. В породах кристаллического фундамента напряженное состояние чаще всего неравномерное ($\sigma_1 \neq \sigma_3$). Наибольшее по абсолютной величине сжимающее напряжение σ_3 чаще ориентировано горизонтально. Имеются данные, что напряжение σ_3 в большинстве случаев оказывается ориентированным по нормали к сейсмогенетическим зонам (А.В.Введенская, А.П.Лазарева, Л.А.Мишарина, 1965; И.А.Турчанинов, Г.А.Марков, 1966).

В осадочных отложениях напряженное состояние, не имеет резко контрастных отклонений от напряженного состояния, обу-

¹ Алгебраически наибольшее напряжение принято обозначать σ_1 , а алгебраически наименьшее — σ_3 .

словленного весом столба налегающих пород (Марков, 1965). По обобщению Булина (1971) в породах, слагающих чехлы платформ, наибольшее из сжимающих напряжений (σ_3) ориентировано по вертикали и в большинстве случаев соответствует весу пород. Для хомогенных пород (соль, гипс) часто $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$; для слабо метаморфизованных пород - $[\sigma_3] > [\sigma_1]$. Ввиду пока еще небольшого числа данных, эти закономерности следует считать весьма предварительными, тем более что имеются и значительные отступления от них. Относительно влияния на распределение напряжений конкретных геологических структур (простирая зон складчатости, зон трещиноватости и рудных залежей) данные противоречивы. Как правило, более трещиноватые породы напряжены меньше.

Более надежные данные о распределении напряжений в массиве пород удастся получить по наблюдениям разрушений выработок под действием горного давления, в особенности в хрупких породах, склонных к таким проявлениям горного давления, как горные удары и стреляние пород. В случае проявления таких разрушений в кровле выработок можно уверенно констатировать, что наибольшие сжимающие напряжения в массиве (σ_3) (в районе выработки) являются горизонтальными. И, напротив, при проявлении таких разрушений в стенках горизонтальных выработок - σ_3 в массиве - вертикально. Величина наибольшего сжимающего напряжения в массиве при проявлении хрупкого разрушения в стенках выработок может быть приближенно определена по следующей формуле:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_{сж}}{2K}$$

где σ_m - наибольшее сжимающее напряжение в массиве,

$\sigma_{сж}$ - предел прочности породы по испытаниям образцов на одноосное сжатие,

K - коэффициент концентрации напряжений за счет выработки.

Напряжение в массиве можно также приближенно определять по разрушениям керна на характерные диски. Если забой скважины находится за пределами зоны влияния выработки, то напря-

нения в массиве определяются по следующей формуле:

$$\sigma_n = \frac{\sigma_{см}}{2}$$

Применение приближенных оценок напряжений в комплексе с инструментальными методами позволяет получить хорошие результаты.

Для экспрессных определений направлений и величин напряжений целесообразно применение ультразвукового метода. Конструкция и расположение в подземных выработках станций для проведения ультразвуковых измерений выбираются с учетом полученных приближенных оценок напряжений в массиве пород.

Измерения по методу разгрузки являются завершающим этапом комплекса работ по определению напряжений в массиве пород. Разгрузочные скважины располагаются с учетом полученных предварительных данных о распределении напряжений в массиве. При этом необходимо учитывать и расположение подземных выработок в поле напряжений в массиве. Известно (Айзаксон, 1961), что напряжения, действующие в массиве в направлении оси горизонтальной выработки, не изменяются после проведения последней, если главные напряжения в плоскости, перпендикулярной оси выработки, хотя бы приблизительно равны между собой. Строгая статистическая обработка замеров в скважинах является обязательной. Интерполяции и экстраполяции на прилегающие участки массивов результатов определений напряжений в скважинах могут проводиться с учетом оценок напряжений по проявлениям горного давления. При этом инструментальные измерения служат в качестве опорных (базисных) измерений. Дальнейшее выяснение закономерностей напряженного состояния массива во взаимосвязи с геологическими особенностями района позволит делать более широкие оценки на основе непосредственных измерений.

Г.И.Петкевич (филиал ин-та геофизики,
АН УССР, Львов)

НЕОДНОРОДНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ЕЕ ОТОБРАЖЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ

Непрерывно-прерывистый характер протекания геологических

процессов обуславливает присущую всем горным породам важную особенность — неоднородность. Сложный характер наблюдаемой неоднородности пород обусловлен неоднородностью исходного материала, усиленной или нивелированной при его последующих преобразованиях.

Осадочным породам в целом свойственна неоднородность следующих типов: а) минерального состава; б) структуры и текстуры (формы и размеров зерен, различного расположения и ориентировки частиц); в) напряженного состояния (зон уплотнения и разуплотнения, сланцеватости); г) пустотного пространства и трещин (размеров и формы пор, трещиноватости; д) поровых заполнителей (содержащихся в породах жидкостей и газов).

Неоднородность осадочных пород находит свое выражение в изменчивости их физических свойств, что диктует необходимость применения для ее изучения различных физических методов исследования. В первую очередь требуется найти соответствие между геологическими признаками неоднородности породы и ее различными физическими параметрами. Эта задача решается путем теоретического и экспериментального моделирования, при котором задаются определенные модели неоднородных геологических сред или конкретные геологические объекты (образцы пород, геологические структуры) с известным составом и строением и определяются их физические характеристики. Указанные типы неоднородности в той или иной форме должны найти свое отображение в полях физических параметров: уровне их значений, характере, степени и направлении изменчивости, различных соотношениях и т.п. Анализ полей параметров позволяет решить и обратную задачу, а именно определить генетический тип неоднородности и особенности ее проявления.

Укажем некоторые общие закономерности проявления различных типов неоднородностей пород в полях физических параметров. Так, физические свойства пород в силу слоистости геологических образований обычно более изменчивы по вертикали, чем в горизонтальном направлении. Изменение свойств по вертикали обусловлено уплотнением пород с глубиной под влиянием статической нагрузки. Вариации физических свойств пород по гори-

вонтиял (так называемая послонная зональность) (Андреев, 1960) связываются с фащальной изменчивостью и проявлением динамических напряжений.

Упругие свойства осадочных пород (в частности, скорость распространения в них продольных сейсмических волн) зависят от целого ряда факторов, влияние которых понижается в последовательности: связанность, пористость, минеральный состав, эффективное давление, насыщение жидкостью, тип заполнителя, температура (Петкевич, Сербичский, 1970). Эти факторы вызывают изменение скоростей продольных волн по отношению к некоторому среднему значению — 3500 м/сек) в пределах соответственно от 50–100% (для самых интенсивных) и до 2–5% (для самых слабых). В связи с этим упругие свойства пород являются отображением в первую очередь неоднородностей структурно-текстурного характера и проявления нагрузок и в меньшей степени обусловлены изменением температуры и заполнения пор.

Неоднородности пород, отображаемые вариациями упругих свойств и вызванные действием нагрузок, имеют двойственную природу. С одной стороны, породы, находящиеся в естественном залегании, отражают современное напряженное состояние, связанное с их положением на определенной глубине или в определенной тектонической зоне. Это напряженное состояние заключается в существовании упругих деформаций, исчезающих после извлечения породы на поверхность. С другой стороны, породы несут на себе отпечатки нагрузок, испытанных ими ранее и проявляющихся в их более значительном уплотнении или, наоборот, нарушении сплошности. Таким образом, упругие свойства пород, находящихся в условиях естественного залегания, могут служить индикаторами проявления нагрузок, как современных, так и действовавших ранее.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ
В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛАХ

Измерения скоростей продольных упругих волн произведены на породах Кавказа (гранито-гнейсы Беденского и гнейсированные граниты Бескесского интрузивов нижнего палеозоя, мезозойские гранодиориты Дашкесанского и Агверанского массивов и кайнозойские граносиениты Джермукского штока). Скорости измерялись в образцах и естественных обнажениях с сохранением ориентировки профилей измерений.

В гранодиоритах Дашкесанского массива средние скорости продольных волн колеблются в узком интервале от 5,2 до 5,6 км/сек. Эти данные свидетельствуют о стабильности условий, при которых застывали породы, и об отсутствии вторичных изменений.

В гранодиоритах Агверанского массива отмечается резкое уменьшение средних значений скорости до 3,3-4,3 км/сек, а также увеличение ее дисперсии от образца к образцу. Указанные породы идентичны по минеральному составу и близки по пористости. Поэтому падение скоростей в гранодиоритах Агверанского массива вызвано, по-видимому, уменьшением силы сцеплений между зёрнами. Это могло произойти только в результате разуплотнения породы при растягивающих напряжениях.

Количественную оценку упругой анизотропии целесообразно проводить по формуле $A = \frac{V_{p\parallel}}{V_{p\perp}}$, где $V_{p\parallel}$ - скорость по профилю, параллельному, а $V_{p\perp}$ - перпендикулярному преимущественной ориентировке минералов. Тогда при $A=1$ порода изотропна по упругим свойствам, при $I < A > I$ - анизотропна (Звягинцев и др., 1970).

Анализ показывает, что деформированность сильно влияет на показатель анизотропии A . Например в гранодиоритах Дашкесанского массива A близок к 1, колебания его не превышают $\pm 0,06$, что составляет 5-6%. В породах с преимущественным развитием плоскостных параллельных текстур, (гранито-гнейсы и гнейсы)

сированные граниты) колебания составляют $\pm 0,1-0,85$, т.е. около 10-25%.

Упругую анизотропию можно представить графически в виде векторов, в условном масштабе на плоскости, перпендикулярной горизонту. Тогда в недеформированных гранодиоритах Дашкесанского интрузива фигура, описывающая анизотропию, приближается к кругу. Это показывает, что в данных породах расположение минералов хаотическое¹.

В гранито-гнейсах Бескесской и гнейсированных гранитах Беденской интрузий фигура, описывающая анизотропию, более похожа на эллипс. Это может быть связано только со стрессовыми напряжениями в условиях сжатия.

В породах, испытавших преимущественно хрупкие деформации, например, в гранодиоритах Агверанского интрузива, фигура, описывающая анизотропию, также напоминает эллипс, но значения векторов сравнительно меньше по величине по сравнению со всеми вышеупомянутыми породами. Поскольку упорядоченной ориентировки минералов в них не отмечается, то упругую анизотропию следует связывать с разным уменьшением сцеплений зерен в зависимости от направления. Это подтверждается различной ориентировкой микротрещиноватости, хотя она довольно слабая и эффективную пористость увеличивает всего на 0,5%, по сравнению с недеформированными породами того же состава. Очевидно, здесь проявились растягивающие напряжения, которым породы подверглись после кристаллизации. Проявление этих напряжений было неравномерным, что вытекает из сравнения "роз скоростей" изученных в разных точках.

Средние скорости в массивах бывают равны или неравны скоростям в образце, взятом из той же точки в обнажении. Равенство скоростей связано с тем, что в массиве породы не напряжены или максимумы и минимумы векторов скоростей продольных волн не совпадают по направлению. Когда скорость в массиве больше, чем в образце, можно с высокой степенью достоверности сказать, что в данной точке массива породы напряжены.

¹ Или закономерное, характеризующееся сферической симметрией (ред.)

Если в массиве скорость меньше, чем в образце, из этого следует вывод, что в данной точке массива породы ненапряжены, и тому же они более трещиноваты.

Экспериментами установлено, что упругая анизотропия, зависящая от ориентировки минералов, в напряженных условиях как при всестороннем, так и одноосном давлении может исчезнуть, а вместо нее может появиться новая анизотропия с иной ориентировкой максимальных и минимальных значений скорости продольных волн (Звягинцев, 1969; 1971).

По "розам скоростей", построенным на основании измерений в обнажении и образцах, можно сделать заключение, что гранодиориты Агверанского интрузива, испытавшие в прошлом растягивающие напряжения, в настоящее время находятся в условиях неравномерно всестороннего сжатия; в гранито-гнейсах Бескесского интрузива, характеризующегося тем, что в его обнажениях скорости значительно меньше, чем в образцах по всем направлениям, следует констатировать наличие скрытой трещиноватости и действие на породу растягивающих напряжений.

В тех случаях, когда породы напряжены, по максимальным векторам можно определять направление действия максимального сжимающего усилия. Так, в Агверанском интрузиве максимальное сжимающее усилие ориентировано в направлении СЗ 320°.

Л.И.Звягинцев, И.С.Томашевская,
Я.Н.Хамидуллин (ИГЕМ, ИФЗ, Москва)

К МЕХАНИЗМУ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР В ГРАНИТАХ

В поставленных экспериментах сделана попытка проследить ход образования трещин в гранитах сейсмоакустическими методами. Эксперименты проводились на гидравлической установке высокого давления, в которой создавалось всестороннее сжатие и независимо от него на образец дополнительно прикладывалась осевая нагрузка. Образцы вырезались из одного блока породы в форме призма размером 20 x 20 x 50 мм. От среды, передающей

Давление, они изолировались клеем БФ-2. В процессе опыта непрерывно регистрировалось дифференциальное усилие, продольная и поперечная деформации и число акустических импульсов (тресков). Скорость осевой нагрузки менялась на два порядка от 350 до 3 кг/см².сек. Выбор всестороннего давления определялся глубиной залегания испытуемых пород. Эксперимент мог быть приостановлен на любой стадии деформации с целью изготовления из образцов шлифов для изучения их под микроскопом.

Минеральный состав гранитов: микроклин (33%), олигоклаз-андезин (31%) кварц (28%), роговая обманка (4,5%), магнетит (2,3%), биотит (0,8%) и акцессорные минералы (0,4%). Породы свежие, структура порфировидная, текстура массивная.

Результаты экспериментов представлены в таблице:

№ и ориентировка образца в блоке	Всестороннее давление Ркб	Скорость осевой нагрузки $\frac{б \text{ кг}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$	б разрушающая в кб	Число "тресков" в % в зависимости от б разрушающей				Тип разрушения	Примечание
				30%	75%	95%	100%		
z ₁	1,4	39	5,4	1	4	34	44	Скалывание с натаклязом	Обр. нагружался 2 раза
z ₂	1,2	76	4,4	8	48	103	113		
z ₄	1,1	70	4,0	17	97	197	217		
ч ₁	1,4	60	5,5	10	80	170	180		

Они подтверждают теоретические представления Енубори и др. (1971) о наличии в недеформированном теле исходных трещин, на концах которых возникает концентрация напряжений, в несколько раз превышающая среднее их значение. Повышение осевой нагрузки приводило к росту очагов концентрации напряжений и спонтанному нарастанию новых поверхностей. Изучение шлифов показало, что трещины в основном локализируются в узкой

зоне, наклоненной к оси сжатия под острыми углами, равными $30-35^{\circ}$, т.е. в зоне наибольших скалывающих напряжений.

В породах, деформированных при 30% σ разрушающей в очень узких зонах, совпадающих по направлению с максимальными скалывающими напряжениями, в отдельных зернах полевого шпата наблюдаются следы пластических деформаций. В плагиоклазах это заметно по искривлению двойниковых швов, в микроклине по искривлению микроклиновой решетки. Слабые трески, которые в общем фиксируют трещины отрыва, не создают трещин, видимых под микроскопом, и, видимо, связаны с разрывами межзерновых связей.

В образцах, деформированных до 75% σ разрушающей трещины скалывания прослеживаются на отдельных участках. Это заметно по внутрикристаллическому скольжению в плагиоклазах с образованием новых мелких индивидов, ориентированных под углом к первичному минералу. Наблюдается также межзерновое скольжение с образованием пудры на контакте зерен кварца с плагиоклазами и микроклином. Пудра образуется за счет менее прочных полезных шпатов. Трещины отрыва обычно приурочены к отдельным зернам кварца. В этих случаях в пределах зерна различаются блоки, разделенные трещинами, характеризующиеся разновременным слабым облачным угасанием каждого из блоков. Реже трещины отрыва прослеживаются в нескольких зернах разного состава.

В разрушенных породах образцы распадаются на две и более части с потерей сцепления. При этом в образцах четко прослеживается одно главное нарушение, представляющее собой слабо извилистую зону шириной 1-2 мм, выполненную обломками и песком трения. Нарушение можно классифицировать как трещину скалывания с катаклизом. От главной трещины, иногда ответвляются более мелкие трещины такого же строения, совпадающие с плоскостями максимальных скалывающих напряжений.

Параллельно и субпараллельно главному нарушению видны серии мелких трещин отрыва. Иногда трещины отрыва в количестве одной-двух располагаются перпендикулярно оси сжатия.

Обобщая сказанное, можно сделать вывод, что в условиях неравномерного всестороннего сжатия существуют два механизма, приводящие к разрушению породы — пластическое течение и хрупкое растрескивание. Потенциальная возможность обоих видов разрушения заложена в самой породе в связи с ее поликристаллическостью. Зона главного разрушения закладывается на начальных стадиях нагружения.

В.Ю.Реутин, И.С.Модников (Москва)

О ПРОЦЕССЕ ЭНДОГЕННОГО ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Рассматривается частная задача по оценке процесса разрушения различных вулканогенных пород в условиях взбросо-надвиговых перемещений.

1. Вулканогенные породы в структуре рассматриваемого геоблока располагаются в верхнем структурном этаже (до двух км).

2. Рудовмещающие "ловушки" условно приравниваются к прямоугольным фигурам, субвертикальными границами которых являются плоскости, отождествленные с основными рудоконтролирующими относительно выровненными расколами.

3. Рассматриваются структуры покровного типа с предварительно накопленными деформациями, являющимися фоном для завершающего тектонофизического процесса.

4. В качестве активного начала процесса разрушения принимается кратковременный одноактный тектонофизический импульс вдоль основного взброса, генерирующего поле напряженности.

Структура покровного типа представляет собой модель, в которой выделяются нижняя, внутренняя, ядровая часть (упор) сравнительно однородных пород большой мощности — тело А (квазиизотропная толща) и горизонтально лежащая на них значительно меньшая по мощности внешняя оболочка переслаивающихся вулканитов различного состава — тело Б (гетерогенная толща).

Значения физико-механических параметров пород приведены в таблице I.

Согласно А.В.Михайлову (1971), область концентраций наибольших напряжений при взбросовых перемещениях расположена вдоль сместителя. Орел мелких разрывов тяготеет к основному нарушению. В висячем боку сместителя число разрывов сплошности возрастает.

Задача распадается на несколько составных частей:

1. Направленность главного вектора действия сил согласно ориентировке плоскостей максимальных касательных и нормальных напряжений по результатам статистических замеров (таблица I) определяется вдоль сместителя со знаком взброса.

2. Тело А в момент действия некоторого суммарного тектонического импульса характеризуется повышенной инерционностью, что вытекает из рассмотрения и сопоставления моментов движения тел А и Б:

$$K_i = m_i v_i \quad (1)$$

где: m_i - масса условно выделяемого блока, v_i - скорость поступательного движения блока.

Из соотношения масштабов тел следует, что для нижней толщи момент движения значительно превосходит таковой для верхней толщи. Отсюда роль жесткого квазиизотропного упора можно оценить как своеобразного коллектора и усилителя колебаний земной коры.

3. Реализация силового потока в верхней гетерогенной толще в наиболее приближенном виде может быть выражена уравнением Максвелла.

$$\chi_i = \frac{\mathcal{T}_i}{2q_n} + \frac{\mathcal{T}_i}{2\eta_m} t \quad (2)$$

где: χ_i - интенсивность общей деформации пород, \mathcal{T}_i - величина суммарных касательных напряжений, q_n - модуль равновесной упругой деформации сдвига, η_m - коэффициент эффективной вязкости среды, t - время действия силового потока.

Наименование породы	Классификационный индекс	Физико-механические свойства								Количество образцов	Характер нарушенности пород		
		упругие параметры			прочные свойства		уд. вес, г/см ³	пористость, К.П.	вязкость, η		удельная трещиноватость	система ориентировки трещин	сведения о минерализации
		E	μ	η_n	$\sigma_{сж}$	$\sigma_{сж}$							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Пример 1													
Давосрекция лавинового состава (нижняя толща)	A	7,00	0,29	1,8	2,6	284	2,54	1,0	7	3	3,2	Сугорок 0-20° СВ пр. аз. 80-110° 80° СВ (парал. осн. насту.) пр. аз. 30-60° 74° СВ	Ильменная минерализация, глинистые трещины ильменитовые.
Гуды и глины кварцевых порфиров (нижняя толща)	B	7,85	0,32	2,06	2,8	-	2,22	0,95	6	2	7,1	Суг. 0-20° СВ пр. аз. 70-90° 85° СВ пр. аз. 50-70° 80° СВ	Ильменная минерализация, глинистые трещины
Гуфоситомераты (основание верхней толща)	B	5,09	0,18	1,43	1,9	-	2,33	2,65	12	4	7,9	пр. аз. 30° 30° СВ пр. аз. 80° 75° СВ пр. аз. 60-70° 60° СВ	Ильменная минерализация, глинистые трещины
Гуды алактопорфиров (верхняя толща рудовмещающий горизонт)	Г	5,75	0,24	1,51	2,1	-	2,22	3,01	9	8	2,1	пр. аз. 30-90° 80° СВ пр. аз. 50° 70° СВ сугорок 0-30° СВ пр. аз. 70-90° 80° СВ пр. аз. 30° 30° СВ	Все системы рудовмещающие
Гуфоситация (верхняя толща)	Д	6,01	0,27	1,62	2,2	120	2,48	2,95	8	2	2,9	Сугорок азит пр. аз. 30° 30° СВ	Ильменная минерализация
Смерсидельные агитомериты рудовмещающие (верхняя толща, основной рудовмещающий горизонт)	Е	5,01	0,21	1,38	1,9	80	2,68	3,30	13	5	10	пр. аз. 30° 30° СВ пр. аз. 70° 65° СВ сугорок 0-20° СВ пр. аз. 30° 30° СВ пр. аз. 20-50° 90° СВ	Все системы рудовмещающие
Давосрекция алактоитов (верхняя толща)	И	7,35	0,28	1,98	2,7	-	2,47	1,80	7	3	4,1	пр. аз. 70-90° 80° СВ пр. аз. 30° СВ	Ильменная минерализация

ПРИМЕЧАНИЕ. E - модуль Юнга, $\times 10^{-5}$ кг/см²; μ - коэффициент Пуассона; η_n - модуль равновесной (полевой) упругой деформации сланца, $\times 10^{-3}$ кг/см²; $\sigma_{сж}$ - предел прочности на сжатие (на соотношении $\sigma_{сж} = 37\%$);
 $E \times 10^{-5}$ кг/см²; $\sigma_{сж}$ - предел прочности на сдвигание, кг/см² (по данным Б.И.Белаякова, 1961);
 η - вязкость средин (рассчитана на функциональной зависимости от модуля Юнга и декремента затухания воле, давши).

Величина \mathcal{F}_i в относительном значении оценивается по суммарной плотности трещин в породе.

Показатель q_n складывается из модуля условно-мгновенного сдвига и модуля сдвига упругого последствия и рассчитывается по рекомендациям Г.П.Кузнецова (1947).

Четвертый параметр находится из соотношения:

$$\eta_m = \theta_m q_n \quad (3)$$

где θ - период релаксации напряжений в рассматриваемой среде, пропорциональный декременту затухания упругих колебаний (\sqrt{E}), t - время действия силового потока (const.).

Степень разрушаемости вулканогенных пород гетерогенной толщи, выраженная числовыми характеристиками, приводится в табл.2.

Таблица 2

Т и п ы п о р о д						
А	Б	В	Г	Д	Е	Ж
1,12	2,32	2,99	0,77	1,08	4,00	1,32

Следовательно, силовой поток неравномерного реализуется в пределах гетерогенной верхней толщи. Охватывая торцевые участки пластов в контакте с зоной разрывов (последняя рассматривается как "проводник" энергии движения), силовой поток вызывает деформацию, адекватную не только физико-механическим свойствам данных пород, но и степени отличия этих свойств от контактирующих пород.

Наиболее контрастные отличия по показателю γ_i обладают сфероидальные агниобриты фельзитов, которые и являются основным месторождением оруденения. Примерно равные характеристики имеют породы Б и В, причем вторые существенно отличаются в кровельной части от перекрывающих пород Г. Именно в

висячем боку, по-видимому, за счет этого "барьера" и доналивается оруденение.

Е.И.Паталаха, А.И.Поляков
(ИГН АН Каз.ССР, Алма-Ата)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ, ОБРАЗУЮЩИХ СКЛАДКИ ЛАМИНАРНОГО ТЕЧЕНИЯ

Оценки степени деформированности пород складчатых областей по наблюдениям над деформированными конкрециями, солитами, галькой конгломератов, окаменелостями, а также получаемые посредством анализа малых складок, дают значения компонента однородной деформации ϵ_c в 50-90%. Деформация при этом, как правило, плоская, о чем свидетельствуют линейность складок, слабая ундуляция их осей, равенство нулю среднестатистического компонента ϵ_b деформированных включений. Опираясь на это эмпирическое обобщение, представляет интерес определение тектонических скоростей деформации и напряжений, ответственных за появление складчатости такого рода.

Рассмотрим плоскую деформацию несжимаемого, невесомого изотропного пространства вязкости η , находящегося под действием постоянного сжимающего напряжения σ . Поведение вещества описывается уравнением:

$$\sigma = 4\eta \dot{\epsilon}_c \quad (1)$$

которое справедливо для бесконечно малых деформаций и с некоторой степенью точности может быть использовано для малых деформаций в виде

$$\sigma = 4\eta \Delta \epsilon_c \Delta t^{-1} \quad (2)$$

Для случая конечных деформаций зависимость между $\dot{\epsilon}$ и ϵ_c найдем из того условия, что в некоторый произвольный момент времени проекция скорости перемещения V_c произвольной точки M с координатами s, α определяется равенством $V_c = \dot{\epsilon}_c \cdot C$

Учитывая, что $C = C_0(I + \varepsilon_c)$, где C_0 - координата точки M в момент начала деформирования, а также то обстоятельство, что $\dot{\varepsilon}_c = \text{const.}$, в отличие от V_c , интегрируем (3) и получаем:

$$\dot{\varepsilon}_c = \Delta t^{-1} \ln(I + \varepsilon_c), \quad (4)$$

где Δt - интервал действия тектонических напряжений. Выражение (4) позволяет вычислить скорость линейной деформации по оси C . Аналогичным образом можно получить выражение для скорости линейной деформации вдоль оси a :

$$\dot{\varepsilon}_a = \Delta t^{-1} \ln(I + \varepsilon_a). \quad (5)$$

В случае конечной деформации соотношение между линейными деформациями вдоль главных осей и максимальной сдвиговой имеет вид.

$$\gamma_{\max} = -0,5 [(I + \varepsilon_c)^2 - (I - \varepsilon_c)^2]. \quad (6)$$

Члены $(I + \varepsilon_a)$ и $(I + \varepsilon_c)$ в выражениях (4) и (5) представляют собой натуральную, или логарифмическую деформацию, при этом компоненты скорости $\dot{\varepsilon}_a$ и $\dot{\varepsilon}_c$ равны по абсолютной величине и отличаются лишь знаком. Более того, компоненты линейной скорости деформации $\dot{\varepsilon}_a$ и $\dot{\varepsilon}_c$ равны максимальной сдвиговой скорости деформации γ_{\max} . Докажем это положение. Пользуясь условием несжимаемости, которое для плоской деформации имеет вид:

$$(I + \varepsilon_a)(I + \varepsilon_c) = I, \quad (7)$$

преобразуем выражение (4) следующим образом:

$$\dot{\varepsilon}_c = \Delta t^{-1} \ln(I + \varepsilon_c) = \Delta t^{-1} \ln(I + \varepsilon_a)^{-1} = -\Delta t^{-1} \ln(I + \varepsilon_a),$$

что согласно (5) равно $-\dot{\varepsilon}_a$. Таким образом

$$\dot{\varepsilon}_a = -\dot{\varepsilon}_c. \quad (8)$$

Мгновенная сдвиговая скорость (см. рис. I)

$$\dot{\gamma} = \frac{(a\dot{\varepsilon}_a \sin d - c \cdot \dot{\varepsilon}_c \cos d) \cdot \cos d}{a} = \dot{\varepsilon}_a \sin d \cos d - \dot{\varepsilon}_c \operatorname{tg} d \cos^2 d = -0,5 \dot{\varepsilon}_a \sin 2d - 0,5 \dot{\varepsilon}_c \sin 2d = \dot{\varepsilon}_a \sin 2d = -\dot{\varepsilon}_c \sin 2d \quad (9)$$

Выражение (9) имеет максимум при $\alpha \approx 45^\circ$, равный $\dot{\epsilon}_\alpha = -\dot{\epsilon}_c$, то есть

$$\gamma_{max} = \dot{\epsilon}_\alpha = -\dot{\epsilon}_c. \quad (10)$$

Равенство (10) свидетельствует о том, что зная любой из компонентов деформации, ϵ_α , ϵ_c или γ_{max} , пользуясь соответствующими уравнениями (4), (5), (6), можем получить скорости тектонической деформации, причем совершенно не имеет смысла говорить о величине сдвиговой или линейной скорости. Напротив, говоря о величине самой деформации, необходимо особо оговаривать, о каком из компонентов деформации идет речь. Это положение наглядно иллюстрируется таблицей I, в которой приведены скорости тектонических деформаций для различных временных интервалов.

Таблица I

Скорости деформации $(-\dot{\epsilon}_c = \dot{\epsilon}_\alpha = \dot{\gamma}) \cdot 10^{16} \text{ сек}^{-1}$
для различных времен тектонического действия

Компоненты деформации			Временные интервалы в млн. лет					
ϵ_c	ϵ_α	γ	0,5	I	10	20	50	100
-0,5	0,69	1,88	436	218	21,8	10,9	4,36	2,18
-0,6	0,92	3,04	576	288	28,8	14,4	5,76	2,88
-0,7	1,21	5,50	760	380	38	19	7,6	3,8
-0,75	1,39	7,97	872	436	43,6	21,8	8,72	4,36
-0,8	1,61	12,5	1020	510	51	25,5	10,2	5,1
-0,9	2,30	50	1456	728	72,8	36,4	14,6	7,28

Для одного и того же деформированного состояния компоненты деформации ϵ_α , ϵ_c , γ различаются, в то время как скорости тектонических деформаций одинаковы.

Обобщая и осредняя данные А.А.Пронина (1969), М.М.Рубинштейна (1966) о длительности эпох диастрофизма (складчатости, орогенеза, магматизма, метаморфизма), ориентировочно можно принять продолжительность их внутри каждого геосинклинального

цикла неоген в 25-75 млн.лет. Тогда, согласно таблице I, осредненная скорость тектонических деформаций определяется величиной $10^{-15} \div 10^{-16}$ сек⁻¹, что не противоречит данным Ю.А.Иещерякова (1963) и В.А.Магницкого (1965). Разумеется, для каждого конкретного района, тектоническая история которого известна и имеются данные по степени деформированности пород, можно оценить скорости деформации по формулам (4) или (5) более определенно.

Зная осредненные скорости деформации, можно пытаться оценить порядок осредненных же тектонических напряжений. Подставляя в выражение для напряжения (I) значение скорости тектонической деформации $\dot{\epsilon}_c$ из (4), получаем:

$$\sigma = 4\eta\dot{\epsilon}_c t^{-1} \ln(1 + \epsilon_c) \quad (II)$$

Расчеты напряжений σ , произведенные по выражению (II), необходимые для деформирования пород на 50% (компонент сжатия ϵ_c) при различных временных интервалах тектонического действия приведены в таблице 2. Предполагалось, что вязкость пород складчатых зон соответствует средней вязкости горных пород, оцениваемой величиной $\eta = 10^{22}$ лз. Для сравнения в той же таблице приведены значения напряжений, необходимых для образования складчатости изгиба слоями той же вязкости по М.А.Бюо (1961).

Таблица 2

Тектонические напряжения, необходимые для образования складок ламинарного течения и изгибных при различных временных интервалах

Годы	Складки течения	Складки изгиба
$7,2 \cdot 10^7$	12 кг/см ²	2,2 кг/см ²
$7,2 \cdot 10^5$	1200 кг/см ²	220 кг/см ²

Под напряжением мы здесь понимаем его дививаторную, надгидростатическую, часть главных нормальных напряжений, ответственную за формоизменение среды. Гидростатическое напряжение,

как не влияющее на характер деформации, здесь не учитывается.

Таким образом, складчатость, возникающая по способу ламинарного течения, требует для своего возникновения тектонических напряжений приблизительно на порядок более высоких, чем складчатость изгиба. Говоря о степени деформированности пород, необходимо указывать, о каком из компонентов деформации идет речь. Напротив, говоря о скоростях тектонической деформации, такое уточнение лишено смысла, так как линейные скорости вдоль главных осей деформаций и максимальные сдвиговые равны между собой.

Е.И.Паталах, Т.В.Гиоргобиани
(ИГи АН Каз.ССР, Алма-Ата)

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВКЛАДА МЕХАНИЗМОВ ИЗГИБА И ЛАМИНАРНОГО ТЕЧЕНИЯ В ОБРАЗОВАНИИ СКЛАДОВ

Имеются в виду гибридные складки ламинарного течения с кливажом осевой плоскости, развившиеся вследствие наложения динамометаморфизма на складки изгиба, которые зародились на некоторой стадии продолжающегося продольного сжатия слоев (Е.И.Паталах, 1970). Рассматривается случай, когда ширина ламинарного потока значительно превосходит длину волны складок (изгиба), т.е. согласные кливажу разрывы отсутствуют, а поперечный градиент скорости потока настолько незначителен, что им можно пренебречь. Иными словами, динамометаморфическая деформация приравнивается к однородному сплющиванию, считается, что послойно перетекания материала при образовании складок не происходит. Такие складки в природе развиты чрезвычайно широко. Чаще всего они скаты, в предельных случаях близки к изоклиналильным, характеризуются увеличением мощности слоев в замках и уменьшением на крыльях, параболическим характером поперечного профиля. Линейность обычно лежит в плоскости кливажа и перпендикулярна осям их. Складки изгиба,

на основе которых возникают такие складки (вследствие динамометаморфического "дджимания"), характеризуются постоянством мощности в замках и на крыльях, отсутствием кривама осевой плоскости и, как правило, значительно меньшей скатостью. Следовательно, количественным меридом вклада в складкообразование механизма ламинарного течения параллельно осевой плоскости может служить отношение мощности m одних и тех же слоев в замках m_3 к мощности на крыльях m_k . Соответствующую форму легко получить, исходя из следующих соображений. При однородном сплющивании складки изгиба, осевая плоскость которой параллельна плоскости накладываемого сплющивания, происходит изменение отношения $\frac{m_3}{m_k}$ в сторону его увеличения[†]. Нам интересует зависимость $\frac{m_3}{m_k}$ как функция скатости материала и начальной формы складки. Сплющивание оценивается компонентом сжатия ϵ_c^r по нормали к осевой плоскости складки и отвечающим ему компонентом растяжения ϵ_a^r в направлении осевой плоскости, а в пространстве — по нормали к оси складки (Паталаха, 1967).

Выражение для отношения $\frac{m_3}{m_k}$ имеет вид

$$\frac{m_3}{m_k} = \frac{(1 + \epsilon_a^r) \sin d}{(1 + \epsilon_c^r) \sin \left[\arctg \left(\frac{1 + \epsilon_a^r}{1 + \epsilon_c^r} \cdot \operatorname{tg} d \right) \right]}$$

где d — угол наклона крыла к горизонту.

По найденной формуле построены графики изменения $\frac{m_3}{m_k}$ как функции исходного профиля складок изгиба (степень скатости оценивается компонентом сжатия ϵ_c^u изгибной деформации) в диапазоне компонента сжатия ламинарного течения ϵ_c^r до 50%. Компонент ϵ_c^u также варьирует до 50%. Однако теоретические данные дают возможность производить оценку вклада только ламинарного течения и не позволяют оценить вклад изгиба в образование гибридных складок. Поэтому для практического использования полученных данных та же задача рассмотрена путем кинематического моделирования на плоскости с

[†] Для складки изгиба $\frac{m_3}{m_k} = 1$.

помощью прибора, принцип работы которого опубликован (Пата-
лаха, 1967).

Задача расшифровки вклада механизмов ламинарного тече-
ния и изгиба применительно к природным складкам методом ки-
нематического моделирования сводится к следующему. Исследуе-
мая гибридная складка (поперечный профиль) сжимается при по-
мощи прибора в направлении плоскости кливажа до такого состо-
яния, пока мощности слоев в разных частях ее не станут оди-
наковыми. Это равносильно "снятию" ламинарного течения. Этим
определяется ε_c^T . Путем развертывания слоев оценивается ε_c^u
по формуле:

$$\varepsilon_c^u = \frac{\ell_1 - \ell}{\ell} \cdot 100\%$$

где ℓ и ℓ_1 - длины слоя в складке и его проекции на плос-
кость, нормальную к кливажу и линейности. В результате рекон-
струкции процесса складкообразования нескольких природных
складок получаем: I $\varepsilon_c^T = -40\%$, $\varepsilon_c^u = -19\%$; II $\varepsilon_c^T = -53\%$,
 $\varepsilon_c^u = -11\%$; III $\varepsilon_c^T = -42\%$, $\varepsilon_c^u = -13\%$. Суммарная ком-
понента сжатия для складок: I $\varepsilon_c = \varepsilon_c^T + \varepsilon_c^u + \varepsilon_c^T \cdot \varepsilon_c^u = -51,4\%$;
II $\varepsilon_c = \varepsilon_c^T + \varepsilon_c^u + \varepsilon_c^T \cdot \varepsilon_c^u = -58,2\%$; III $\varepsilon_c = \varepsilon_c^T + \varepsilon_c^u + \varepsilon_c^T \cdot \varepsilon_c^u =$
 $-49,5\%$.

Однородное сплющивание не изменяет отношения осевой мощ-
ности слоев в замке и крыле складок, измеренной в осевой пло-
скости их. Истинная мощность (m_0) одних и тех же слоев в
различных частях складок изгиба должна быть постоянна, а осевая
мощность, измеренная в крыле (m_g), - большей по отноше-
нию к мощности (m_z) в замке. Следует учесть, что "чистые"
складки ламинарного течения с кливажом осевой плоскости и ли-
нейностью, перпендикулярной осям их, отличаются обратным ха-
рактером изменения осевой мощности слоев в складках: обычно
в замке складок мощность слоев резко возрастает по отношению
к крыльям. Следовательно, в качестве критерия для разделения
гибридных и "чистых" складок ламинарного течения можно ис-
пользовать отношение мощности одних и тех же слоев в замке к
осевой мощности на крыльях: в типичном случае для гибридных
складок это отношение меньше единицы, тогда как для "чистых"
складок ламинарного течения - больше единицы. (К.И. Паталяха,

1971). Качественной мерой роли механизма ламинарного течения в образовании гибридных складок может служить отклонение указанного параметра от его идеального значения для складок изгиба.

С.Г. Антонов (ИРГИРЕДМЕТ, Иркутск)

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ И ГЕНЕЗИС СУХОЛОЖСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ В ЛЕНСКОМ ЗОЛОТОНОСНОМ РАЙОНЕ

Одним из главных вопросов геологии Ленского золотоносного района (Бодайбинский синклинорий) является анализ морфологических особенностей и генезиса складчатых структур, поскольку с ними связана локализация золотого оруденения. Закономерности в формировании рудных тел, распределении полезных компонентов и т.д. могут быть установлены путем анализа количественной деформации складок, зон ламинарного течения и разрывов и изучения всего комплекса малых структурных форм, обусловленных складчатыми и разрывными движениями (Э. Кюсс, 1958; Е.И. Паталаха, 1968, 1971). Сухоложская антиклиналь в этом отношении является типичной и в то же время наиболее изученной. Она сложена углистыми сланцами, известковистыми породами, известняками и опрокинута на юг под углом $30-40^{\circ}$, гармонично со складчатой структурой района. В пределах антиклинали широко проявлена поздне-сивискладчатая зона расслаивания. Золотоносные сульфиды и кварцевые жилы тяготеют к присековой части антиклинали и с поверхности наблюдаются в западной и восточной ее частях. В пределах рудного поля широко проявлена вкрапленная карбонатная минерализация в виде порфиробласт различной формы.

Отмечаются порфиробласты с соотношением геометрических осей: 1) $a > b > c$, 2) $a = b < c$ (редко), 3) $a = b = c$.

В основу нашей работы положена методика оценки степени деформированности складчатых толщ (Паталаха, 1968). Оценка динамометаморфической деформации определялась соотношением геометрических осей $a:b:c$ возникающего эллипсоида порфиро-

бластов, первичная форма которых была близкой к шаровидной, судя по недеформированным породам.

Компоненты ϵ_a , ϵ_b , ϵ_c тензора деформации определялись соотношением: $\epsilon_a = \frac{a-d}{a}$; $\epsilon_b = \frac{b-d}{a}$; $\epsilon_c = \frac{c-d}{a}$.

Диаметр сферы связан с осями a , b , c равнообъемного ему эллипсоида зависимостью: $d^3 = abc$, или $d = \sqrt[3]{abc}$. Плоскости уплощения порфиробласт карбонатов и их максимальная ось (a) параллельны линиям падения сланцеватости при любых значениях деформации. Кинематическая ось A параллельна длинной оси (a) порфиробласт карбонатов, ось B параллельна средней оси (b) порфиробласт; ось $C=c$ и перпендикулярна к $AB=ab$.

Складчатая деформация определялась после реконструкции исходной складки методом аффинных преобразований на плоскости с применением эластичного пленочного материала (Паталах, 1968). Растяжение модели осуществлялось в направлении кинематической оси A . Степень растяжения материала приравнивалась величине деформации (ϵ_a) по данным измерений эллипсоидальных порфиробласт карбонатов. Фиксирование растяжения на моделях производилось при $\epsilon_a=150\%$ и $\epsilon_a=200\%$ (рис. I, III). Мы допускаем, что получили принципиальную схему исходной складки, поскольку на моделях нельзя создать дифференцированного течения материала. Полная деформированность Сухоложской антиклинали вычислялась путем суммирования складчатой и динамометаморфической деформации.

Статистические расчеты определения деформированности Сухоложской антиклинали приведены в таблице. Подобный анализ позволил выявить пространственную структурную неоднородность антиклинали по степени ее динамометаморфизма и выделить четыре участка.

Вид деформаций участка	Складчатая	Динамометаморфическая				Суммарная			
		I	2	3	4	I	II	III	IV
ϵ_c %	-18	-52	-41	-46	-21	-70	-59	-64	-39
ϵ_b %	0	-5	-5	-10	+2	-5	-5	-10	+2
ϵ_a %	+23	+154	+112	+130	+26	+253	+160	+215	+64
n - число наблюдений	-	115	21	84	50	-	-	-	-

Для участка I определено возможное сокращение под воздействием суммарных деформаций. При конечной его ширине 1000 м первоначальная ширина участка равняется 3300 м. Объемное напряженное состояние для участка I составило

$$(\sigma_c - \sigma_a) : (\sigma_c - \sigma_b) : (\sigma_b - \sigma_a) = 1 : 0,2 : 0,8$$

Близкие к этому значения получены также на участках II, III, IV. Соотношение объемного напряженного состояния 1:0,2:0,8 определяет характер движения - неравномерное сжатие - растяжение. Осредненные компоненты деформации (ϵ_a , ϵ_b , ϵ_c) обуславливают плоскостной характер деформации под воздействием сплющивания перпендикулярно приложенным силам. Микроструктурный анализ подтверждает особенности деформации пород, вызванной этим движением. Оптические оси кварца ориентированных шлифов концентрируются на выходе оси C, образуя прерывистый пояс в зоне оси A. $S = s = ab$.

1. Преобладающая роль ламинарного течения при развитии Сухоложской антиклинали, объективным геологическим выражением которого являются малые структурные формы, дает основание считать ее складкой течения, а не изгиба со скольжением.

2. Примененный метод дал возможность приближенно учесть собственно складчатые (изгиб) и динамометаморфические (ламинарное течение) деформации. Удалось ориентировочно оценить возможное сокращение складчатых толд в меридиональном направлении (более чем на 2 км). Значение этого сокращения возможно не везде одинаково для Бодайбинского синклинория и наиболее интенсивно проявлялось в виде локальных зон близвиротно-го простирания.

Определенный для Сухоложской антиклинали вероятный тип объемного напряженного состояния (1:0,2:0,8) и вызванный им характер движения - неравномерное сжатие-растяжение, по-видимому, соответствует действительному сжатию участка земной коры и показывает значения складчатых деформаций в условиях повышенной пластичности пород.

3. При составлении тектонических карт предлагается коли-

чественно оценивать степень деформированности отдельных складок.

В рассмотренном примере представляет особый интерес приуроченность промышленного оруденения западной части антиклинали и наиболее деформированному участку I. Оценивая с этой точки зрения Сухоложскую антиклиналь, можно предположить, что при достаточно высоких деформациях пород участков II и III здесь также возможно наличие промышленных золотосодержащих руд.

А.С.Флаасс (НПИ, Пермь)

ОПЫТ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ

Известно, что каждый минерал, обладающий анизотропией свойств и формы, под воздействием достаточной по величине внешней силы занимает в пространстве вполне определенную ориентировку относительно так называемых динамических направлений: 1) оси скатия - S ; 2) оси растяжения - T , перпендикулярной к S ; 3) плоскости скольжения - L , лежащей в пересечении плоскостей ST и P ; 4) оси вращения R_1 , лежащей в плоскости P и перпендикулярной к L (в связи со спецификой рассматриваемых ниже деформаций, ось вращения будет обозначаться b_2).

На этой основе с помощью микроструктурного анализа может быть восстановлена динамическая обстановка в период роста или деформации различных минералов (Казаков, 1967, 1968). Однако большая трудоемкость метода и возможность распространения выводов лишь на весьма ограниченный участок не снимает вопроса о поисках иных путей для решения аналогичных задач в региональном плане, особенно в областях развития древних метаморфических комплексов, претерпевших несколько этапов деформаций.

Примером наиболее сложного и длительного структурного

развития является Мамская кристаллическая полоса, в пределах которой, нередко в одном обнажении, наблюдается большое непостоянство пространственной ориентировки различных структурных элементов. В данной ситуации динамическая интерпретация ориентировок структурных элементов и восстановление как локальных, так и региональных силовых полей невозможно без предварительного проведения специального геометрического анализа.

Для выявления закономерностей в разбросе различных структурных элементов (шарниров, осевых поверхностей линейных складок, сланцеватости, линейной и плоскостной ориентировки метаморфогенных минералов и т.д.) автором были проведены их массовые замеры в пределах сравнительно однородных в структурном отношении участков (доменов). Замеренные структурные элементы раздельно по группам и типу наносились на сетку Вульфа. С помощью палетки было установлено, что в большинстве случаев ориентировка различных структурных элементов контролируется дугами малого и большого круга или более сложными кривыми, что свидетельствует о интенсивной, повсеместно проявленной в районе наложенной деформации (Флаасс, 1969).

На каждой диаграмме геометрическим путем было определено пространственное положение оси b_2 , вокруг которой происходила пассивная ротация того или иного структурного элемента. Оказалось, что в каждом конкретном случае оси вращения b_2 обладают индивидуальной ориентировкой, которая зависит от двух других динамических направлений — S и P . Ось сжатия S является наиболее устойчивым динамическим направлением, не зависящим от анизотропии деформируемой среды. Положение плоскости P определяется одним из ослабленных направлений, заложенных до момента рассматриваемой деформации (слоистость, сланцеватость, зоны тектонического происхождения), либо в период деформации (активное сечение эллипсоида деформаций). Предпочтительным будет то из направлений, которое составляет с осью S угол, близкий к 45° . Теоретически таких направлений может быть неограниченное количество, чем и объясняется различная ориентировка осей b_2 .

Для определения регионального направления оси сжатия все частные ориентировки осей b_2 , полученные в различных точках единой структурной зоны, были вынесены на сетку Вульфа. Они образовали четкий крутопадающий пояс субширотного простирания, контролируемый дугой большого круга. К каждой из осей вращения была построена перпендикулярная плоскость. Согласно теоретическим положениям, максимум точек пересечения следов этих плоскостей соответствует усредненной региональной ориентировке оси сжатия S , отвечающей направлению приложенной силы. Установлено, что наложенные деформации, которые привели к полной структурной перестройке Мамской толщи и вызвали существенную переориентировку всех структурных элементов, начиная от стресс-минералов до интенсивной деформации осевых поверхностей линейных складок протяженностью в десятки километров, вызваны субмеридиональным тангенциальным сжатием.

Тип деформации для района в целом соответствует типу одноосного сплюснутого эллипсоида с субширотной главной плоскостью растяжения. Однако в каждой отдельно взятой точке деформация имеет ярко выраженный двусосный характер, о чем свидетельствует наличие оси вращения b_2 . Конкретная динамическая обстановка в каждом пункте определяется после установления общего статистически усредненного положения оси сжатия S . При известной ориентировке b_2 и S ось растяжения T находится графически как проекция линии пересечения двух плоскостей, перпендикулярных осям b_2 и S .

Определяющее значение субмеридионального тангенциального сжатия при формировании современного структурного плана Мамской кристаллической полосы дополнительно подчеркивается наличием многочисленных субпараллельных зон сквозных дифференциальных подвижек северо-восточного простирания, генетически тесно связанных с образованием наложенных пликативных форм. Последние образуют характерные S -образные вшелонированные изгибы, свидетельствующие о левосдвиговых движениях вдоль рассматриваемых зон. Зоны ориентированы под углом $40-50^\circ$ к направлению установленного нами регионального

сжатия и в данном поле напряжений почти идеально отвечают положению главной плоскости скольжения.

В.Н.Мораховский (ЛГИ, Ленинград)

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ КРИТИЧЕСКИХ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПО ПОЛОЖЕНИЮ КРИСТАЛЛОВ-МЕТАСОМ

Анализ положения крупнокристаллических след и тел пегматитов показывает, что их пластины ориентируются по отношению к осевым плоскостям следоносных зон в соответствии со следующими законами.

1. Полярным (полюсным) - пластины распределены субпараллельно: а) друг другу и осевой плоскости; б) друг другу, но чаще всего нормально осевой плоскости.

2. Поясным - плоскости пластин при продолжении пересекаются в пространстве по параллельным линиям, перпендикулярным осевой плоскости зоны.

3. Конусным - полюсы кристаллов образуют конус, ось которого нормальна осевой плоскости зоны.

При рассмотрении природы рудной трещиноватости следует учесть следующие характерные особенности строения следоносных зон.

1. В зонах пегматиты, как правило, имеют наиболее крупный размер кристаллов полевого шпата и кварца, что обуславливает крупноблоковый и пегматоидный характер структуры в них.

2. Зоны не представляют собой плоскостных или поверхностных образований; морфологически - это определенные объемные формы, в которых отношение между крайними параметрами не превышает 1:10.

3. Зоны изолированы друг от друга.

4. По ограничениям зон не фиксируется перемещений ни в окружающих более мелкокристаллических пегматитах, ни во вмещающих пегматитовые тела гнейсах и кристаллических сланцах.

5. Зоны могут быть представлены метакристаллами слюд, выросшими среди мелкокристаллической гранитолодобной породы; в этом случае обычно наблюдается развитие крупных изолированных порфиробласт полевых шпатов.

Все отмеченные особенности не позволяют объяснить образование зон возникновением обычных сколовых - "рудных" - трещин, с которыми связано большинство даек и рудных жил, так как в рассматриваемой системе нет ни смещений, ни плоскостных элементов, ни закономерно оперяющих трещин скола или отрыва.

В соответствии с изложенным выше, трещиноватость внутри изолированных объемов пегматитовых пород должна была возникать в условиях объемного (или плоскостного) напряжения кристаллических пород - "кристаллического массива", при этом характер напряженности (пространственное положение и величины $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) в различных частях пегматитовых тел был различным.

Вследствие того, что прочность гранитных пород на срез в два-три раза больше, чем на отрыв, и вследствие зависимости $\sigma_{\text{мах}} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$, следует ожидать, что гранитные породы в условиях сложного напряженного состояния должны разрушаться трещинами отрыва.

Последовательность течения процесса представляется следующей.

А. Вся система находится в состоянии всестороннего неравновесного сжатия. Напряженность не превышает критических величин, поэтому разрывных деформаций не возникает. Накоплена значительная энергия упругого сжатия.

Б. Система имеет возможность расширяться в одном направлении, в результате чего происходит сложное изменение всех компонент, характеризующих напряженное состояние в каждой точке. Уменьшение одного из главных напряжений приближает систему к состоянию плоскостного сжатия. Если плоскостное или "субплоскостное" сжатие достигнет критической величины,

произойдет трещинное разрушение тех объемов пегматитовых пород, где такое сжатие будет иметь место. Возникшие трещины и предопределяют в дальнейшем развитие зон крупнокристаллического строения и, в случае, если трещины будут существовать и в рудный этап, то развившиеся по ним субпараллельные кристаллы слюд должны будут иметь полярную ориентировку.

В. Расширение, имевшее место на первом этапе, сменяется сжатием, вследствие чего ранее возникшие трещины "закрываются". Если это сжатие в системе продолжает возрастать, то при превышении определенной критической величины произойдет вторая фаза трещинообразования, которая выразится в возникновении поясных трещин параллельных вектору критического напряжения.

В приведенной выше схеме активной является одна компонента напряжений при относительно неизменных других.

Г. Если другие компоненты будут последовательно подвергаться изменению - уменьшению, возникнет второй тип полярной ориентировки трещин, при этом полюс совпадает с осевой плоскостью зоны, а плоскости субпараллельно расположенных трещин соответственно распределяются нормально к ней.

Д. Конусные (радиальные) трещины возникнут в результате точечных концентраций раздавливающего напряжения в вершине конуса (моделью служат радиальные трещины в хрупких средах, расходящиеся от точки приложения разрушающих нагрузок).

Рассмотренный процесс в природных условиях происходит значительно сложнее, чем в намеченной схеме.

В.Д.Парфенов (ЛОПИ, Москва)

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА БАРИТОВЫХ ТЕКТОНИТОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ГОРНЫХ ПОРЦДАХ

В работе рассматривается вопрос о возможности восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений σ

при помощи микроструктурного анализа баритовых тектонитов, обычно встречающихся в зонах разрывных нарушений.

В экспериментах по раздавливанию цилиндров барита, проведенных автором совместно с М.П. Воляровичем и А.И. Левыкиным, было установлено, что в барите уже при невысокой ориентированной нагрузке P_0 порядка нескольких сот килобар образуется несколько систем двойников, из которых наиболее развитыми оказались двойники по плоскостям (60I), (20I) и (110). Большинство из них при этом ориентировалось закономерно относительно оси внешней нагрузки P_0 , образуя с ней угол около 45° . В природных тектонитах наиболее распространены двойники по (011), (60I) и (110).

При анализе напряженного состояния в природных тектонитах был использован метод построения динамических направлений $C(\sigma_3)$, $T(\sigma_1)$, Z в индивидуальных зернах, предложенный Ф. Тернером для кальцита. Положение линии двойникового скольжения Z и знак смещения в кристалле определялись путем сопоставления положения одноименных осей оптической индикатрисы основного зерна и двойникового индивидуума барита, спроектированных на плоскость двойникового срастания. Правильность выбора знака смещения дополнительно контролировалась путем сравнения положения вектора смещения с направлением P_0 , известным в экспериментах. В результате было установлено, что в кристалле барита в плоскости (60I) Z совпадает с ребром $[106]$. Ось σ_3 образует угол 39° с Nq , а σ_1 - 39° с Np . Угол между Np и Z составляет 6° . В плоскости (011) Z совпадает с $[0\bar{1}1]$, ось σ_3 образует с Np , а ось σ_1 с Nm угол 7° . Угол между Z и Np равен 38° . В плоскости (110) Z ориентирована вдоль $[1\bar{1}0]$, ось σ_3 образует с Nm , а ось σ_1 с Nq угол 6° . Угол между Z и Nm равен 39° . Таким образом, при общепринятой установке кристалла в барите плоскость двойникового смещения (60I) является взбросом, (011) - сбросом, (110) - правым сдвигом. Присутствие в одном и том же зерне этих разных систем двойникования обычно указывает на имевшую место переориентировку осей напряжений в процессе деформации.

Среднестатистическое положение осей σ_3 индивидуальных зерен, как показали эксперименты, в общем совпадает с направлением ориентированной нагрузки P_0 , и поэтому в природной обстановке оно соответствует положению оси σ_3 тектонического поля напряжений.

Статистический анализ динамических направлений отдельных зерен барита природных тектонитов из зоны Бирзового разлома (Средняя Азия) позволил установить существование двух тектонических полей напряжений во время альпийского этапа деформации: 1) более раннего, существенно сдвигового, для которого характерна субмеридиональная ориентировка оси σ_3 и субширотное положение оси σ_1 ; 2) более позднего, существенно сбросового, характеризующегося крутым положением оси σ_3 и по-прежнему субширотной ориентировкой оси σ_1 .

Знание ориентировки осей тектонического поля напряжений позволяет устанавливать направление и знак смещения по разлому.

Результаты микроструктурного анализа хорошо согласуются с выводами, полученными путем построения осей тектонического поля напряжений при помощи сопряженных систем разрывных смещений и трещиноватости (по методу М.В.Гзовского).

Предлагаемая нами методика может быть использована для выявления направлений смещений по разломам при разведке рудных тел, осложненных пострудными разрывами, а также при изучении сейсмогенных структурных элементов земной коры.

Б.А.Иванов (ПТГУ, Владивосток)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТРУКТУР БУДИНАЖ В КИНЕМАТИЧЕСКОМ И ДИНАМИЧЕСКОМ АНАЛИЗАХ

В южной части Сихота-Алиня зоны структур будинаж следуют чаще всего в северо-восточном направлении согласно или почти согласно с простиранием складок и продольных разрывов (Иванов, 1962). Будинированные слои известны во всех доэрических осадочных породах. Наиболее развит будинаж во флишевых

и флишеидных пачках, заключенных между мощными слоями песчаных или ограниченных тектоническими контактами. Близки разрывов будинаж иногда переходит в тектоническую брекчию или милонит.

Среди структур будинаж наиболее часто встречаются два типа. В структурах первого типа мысленно можно восстановить из будин исходный пласт. В более сложных структурах второго типа в пластичную основную массу пород оказываются включенными линзообразные, шарообразные, цилиндрические иной формы блоки менее пластичной породы; эти блоки имеют или однородный, или разнородный состав и закономерно ориентированы. Встречаются переходные формы между этими типами будинажа.

Данные картирования позволяют предположить, что кроме видимых в обнажениях, существуют более крупные структуры. Будины в них (размером десятки и сотни метров) картируются как блоки массивных песчаников, известняков, кремней, спилитов внутри расщепленных и будинированных алевролитов или флишеидов, а местами становятся похожими на меланж.

Наряду со структурами, будинаж, встречаются внешне сходные с ними образования, обязанные своим происхождением оползням, подводным селям, мутьевым потокам.

Удлинение будины, главным образом, определяется положением кинематических осей при складчатости или разрывообразовании. Приняв трехосную кинематическую систему, можно предвидеть, что деформируемые пласты должны наиболее легко растягиваться, а менее пластичные — разрываться в плоскости, перпендикулярной и максимальному из главных напряжений, а также в направлении наименьшего из главных напряжений. При складкообразовании, чем круче наклон шарнир складки, тем сильнее будут наклонены будины, при вертикальном положении шарнира их удлинение будет субвертикальным. Субвертикальные шарниры складок указывают на такое положение кинематических осей, при котором среднее из главных напряжений ориентировано вертикально, а наименьшее — горизонтально, т.е. так же, как и при образовании сдвигов. В сдвиговых зонах нужно ожидать субвертикального положения длинных осей будин. Особенно легко такие

будины могут появиться в слоях, наклоненных под большим углом или залегающих вертикально.

В песчаниково-алевролитовых (в том числе, флишеидных) толщах в пологонаклоненных шарнирами складок будины имеют чаще всего линзовидную форму с удлинением по простиранию слоев. Будины обычно расположены рядами, но встречаются участки и хаотического их расположения, что можно объяснить либо наложенной деформацией, либо изгибами и нарушениями компетентных слоев, ограничивающих будинированную пачку. Степень будинирования различна, но ниже, чем в толщах со слоями кремней, спилитов и известняков. Поверхность будин несет следы притертости, нередки штрихи, чаще всего, но не всегда, ориентированные почти перпендикулярно к длинной оси.

Будины, образовавшиеся во флишевой толще в зоне сдвига удлинены по падению и представляют собой тонкие цилиндрические тела длиной в несколько метров, диаметром 10 см.

Можно наметить три направления движения вмещающего пластичного материала относительно будин: 1) во все стороны от центра будин к их краям, 2) к краям будин (поперек длинной оси, косо или вдоль), 3) в одном направлении, обтекая будины. Величина перемещения пластичного материала различна и достигает многих метров. Встречается также будинаж, почти без признаков движения вмещающего материала; в этом случае будины образуются в результате появления сферических трещин, по видимому, при условии почти равного напряжения по кинематическим осям (?). При значительном перемещении окружающего вещества будины обрабатываются его потоком, меняют форму и распадаются на грушевидные, каплевидные и торпедовидные тела с длинной осью субпараллельной внутрипластовому движению.

Структуры с будинами, расположенными почти горизонтально, образуются, главным образом, одновременно со складками в первые этапы деформации, когда максимальное и среднее главные напряжения действуют в субгоризонтальной плоскости. Такое напряжение в пластичной среде приводит к образованию предельно сжатых складок с почти вертикальными крыльями.

В дальнейшем, в процессе сдвиговых смещений (среднее из главных напряжений имеет вертикальную ориентировку) по крутым поверхностям, близким к простиранию слоев и по разрывам, пересекающим складчатые структуры под острым углом (максимальное горизонтальное сжатие ориентировано субмеридионально), широкое распространение получают структуры будинок с характерным субвертикальным удлинением будин.

Г.А.Андреев, Р.М.Нарбут (Ленморинпроект,
ВВИГКУ, Ленинград)

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ТЕМПА НАГРУЖЕНИЯ НА ПРОЦЕСС ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДКОВ

Механическая прочность и деформируемость глинистых осадочных горных пород зависит от степени их литификации. В настоящее время для описания процесса деформации сжатия глинистых пород широкое распространение получила теория фильтрационной консолидации.

Положенная в основу этой теории модель глинистой породы удобна для математического описания и рассматривается как смесь твердых минеральных частиц и поровой воды, между которыми отсутствует физико-химическое взаимодействие. Такую породу следует рассматривать как квазисплошное, монолитное тело. Приложение любого вида нагрузки, будут ли это силы гравитации или воздействие инженерных сооружений, вызывает в этом теле перестройку структуры и перемещение переориентирование частиц вплоть до заметного изменения формы тела. Процесс отжатия содержащейся воды в глинистом осадке следует считать второстепенным.

В условия естественного залегания глинистые породы редко подвергаются мгновенному силовому воздействию. Поэтому представляет интерес изучить процесс литификации глинистой осадочной породы в ходе сравнительно длительного процесса воздействия нагрузки. В первую очередь заслуживают внимания вопросы, связанные с характером протекания деформаций в

течение длительного периода приложения внешних нагрузок к образцам глинистых пород на стадии начального диагенеза. С этой целью в 1961 году в Ленморниипроекте была сконструирована аппаратура гравитационного пресса, позволяющая прикладывать к исследуемому образцу сжимающие и касательные нагрузки, действующие одновременно или независимо друг от друга, с заранее заданным темпом нагружения, регулируемым в пределах от $A \cdot 10^{-1}$ до $A \cdot 10^{-6}$ мин. \cdot кг/см².

Результаты проведенных экспериментальных исследований четырех разновидностей глинистых пород текучей и текучепластичной консистенции подтвердили предположения авторов о влиянии скорости приложения нагрузки на реологические параметры горных пород.

Наиболее важным геологическим параметром является коэффициент вязкости. Начальная величина и характер его изменения во времени зависят от темпа нагружения глинистой породы и от длительности действия стабилизированной (статической) нагрузки. Скорость относительной деформации V_λ (мин⁻¹) описывается следующими выражениями: а) в период нагружения

$$V_\lambda \Big|_0^{t_{cr}} = \left[\frac{P_0 + P(t)}{H_0 \exp(\beta_0 t)} \right]_{t_{cr}}$$

б) в период действия стабилизированной нагрузки

$$V_\lambda \Big|_{t_{cr}}^t = \left[\frac{P_{const}}{H_{cm} \left(\frac{t}{u} \right)^a} \right]_{t_{cr}}^t$$

где $H_{cr} = H_0 \exp(\beta_0 t_{cr})$;

P_0 - начальное давление на образец; $P(t)$ - давление, нарастающее во времени (в процессе опытов по линейному закону); P_{const} - стабилизированное давление, равное $P_{const} = P_0 + P(t_{cr})$; H_0 - величина начальной вязкости, зависящая от темпа нагружения; (чем темп больше, тем величина начальной вязкости меньше); t - время нагружения и деформации; β_0 - параметр скорости и характера изменения вязкости (при $\beta_0 > 0$ - породы упрочняются, при $\beta_0 < 0$ - происходит разупрочнение, приводящее к полному разрушению); u - параметр изменения масштаба времени изменения коэффи-

циента вязкости при стабилизации нагружения; ρ - степенной параметр, подобный параметру β_0 . ($\rho = 0$ - указывает на установившееся состояние незатухающего течения породы).

Указанные зависимости проверены и применимы для описания деформаций скатия образцов глинистых пород в одометрах, деформации перекося в приборах типа Маслова-Сотникова, трехосных испытаний в стабилометрах и пенетрации коническими наконечниками при различных строго регламентированных скоростях приложения нагрузки и показали удовлетворительную сходимость при описании результатов натуральных наблюдений за осадками и горизонтальными смещениями трех сооружений.

Полученные результаты исследований положены в основу разрабатываемого метода расчета осадок под сооружением.

А.Н.Дударев, В.И.Сотников, Н.Ф.Вологдин,
А.И.Васильева, В.Ф.Викторов, Т.Ш.Шаякубов
(ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск)

ТЕПЛОВАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И ДИНАМИКА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ТЕРМОГРАДИЕНТНЫХ ПОЛЯХ

Неоднородное температурное (термоградиентное) поле является одной из главных движущих сил процессов активизации вещества в условиях длительного действия теплового источника, достаточной увлажненности и проницаемости горных пород. Такое поле создает циркуляционную замкнутую систему, в которой один и тот же объем растворителя может многократно проходить через толщу пород с одновременным "вымыванием" и отложением вещества в определенных зонах конвективной системы.

В обстановке неоднородности температурного поля создаются благоприятные условия для термического дренажа вмещающей среды с проявлением двух взаимонаправленных потоков вещества: движение жидкости по направлению потока тепла, вызываемое изменением капиллярного потенциала перемещение вещества против теплового потока, связанное с явлениями термодиффузии паро-газовой смеси и движением пристеночной жидкости (термо-

осмотический эффект). Поток вещества к источнику нагрева значительно возрастает в случае интенсивного развития зоны газопарообразования и отвода растворителя из этой зоны. В этих условиях особенно заметно проявляется эффект "теплового всасывания" раствора с последующим газопарообразованием и усилением отложения вещества в зоне фазовых превращений.

С целью исследования термоградиентной мобилизации вещества вокруг локального источника энергии нами проведены многочисленные эксперименты на рыхлых и монолитных средах в лабораторных и полевых условиях. В частности, лабораторные исследования на установке эндоклав показали следующее.

Повышенные содержания молибдена наблюдаются в участках максимальных температурных градиентов. Участки обогащения медью, по сравнению с молибденом, отстоят дальше от теплового источника. Кобальт "уходит" от нагревателя еще дальше.

Нагревание монолитов гранитных пород показало, что повышенная концентрация калия наблюдается в зоне максимального прогрева. Для натрия характерно пониженное содержание в этих участках. Железо накапливается в более прогретых частях системы. Для кремния четко проявлен вынос из зоны нагрева, где его содержание снижается до 72-73% (при исходном количестве 76%). Молибден "стягивается" в зону нагревания, где его становится в 30-40 раз больше по сравнению с исходными количествами.

В условиях повышенных температур, резких градиентов температур и увлажнений теплофизические свойства горных пород значительно изменяются. При достижении относительной устойчивости термоградиентного поля в горной массе формируются зоны измененных пород с различными физическими свойствами, что приводит к перераспределению вещества породы и к концентрации отдельных ее компонентов в определенных теплофизических зонах среды (зоны фазовых границ, максимальных градиентов, интенсивного нагрева и т.д.)

Теплодинамическая конвекционная система, возникающая в условиях неоднородного температурного поля, может иметь сложную внутреннюю структуру, охватывать одновременно весь объем

рассматриваемой геологической системы и распадается на ряд локальных участков с формированием в них конвекционных подсистем более низкого порядка. Так, две соседние температурные зоны уже являются локальной циклической замкнутой системой и одновременно является составным элементом общей циркуляционной системы.

Для построения экспериментальной динамической модели подобных термоградиентных систем необходимо осуществить длительное нагревание крупных объемов пород в условиях естественного залегания с параллельным изучением теплофизических параметров и исследованием особенностей перераспределения рудных и петрогенных компонентов. Постановка подобных работ может дать принципиально новые возможности для создания замкнутых геолого-физических и гидродинамических систем, приближающихся к природным. Дело в том, что моделирование на малых объемах пород (в лабораторных условиях) не позволяет в одном образце создать многозональную сложную систему с полным циклом возможных превращений, с замкнутым циклом активизации, мобилизации, переноса и отложения вещества. Как правило, в образце создаются весьма "жесткие" условия эксперимента — быстрый прогрев, большие градиенты температур, быстрое высушивание образца и высаливание раствора.

Летом 1970 г. проведено нагревание крупного блока (30х10х10 м) лессов в Алмалыкском районе. Изучалось поведение никеля, меди, кобальта, молибдена, свинца и других элементов при нагревании до 700° и градиентах от 0,5 до 3 градусов на один сантиметр. Оказалось, что в общей конвекционной системе отдельные элементы создают свои циркуляционные подсистемы со своими участками активизации и отложения.

В частности, выяснилось, что участки с повышенными содержаниями никеля тяготеют к верхним частям очагов нагревания. Перераспределение меди в экспериментальном блоке четко контролируется очагами нагревания. Из зоны нагревания медь отгоняется к поверхности, где образуется выдержанный горизонт с высокими содержаниями. Для кобальта характерен вынос металла из зоны нагрева вверх и обеднение пород, прилегающих к

нагревателю. Участки с повышенными и аномальными содержаниями молибдена тяготеют к зоне интенсивного нагревания и располагаются прямо над нагревателями. В распределении большинства рассмотренных рудных элементов наблюдается характерная "чащеобразная" структура, согласующаяся с формой температурного поля и отражающая внутреннюю структуру искусственной конвекционной системы.

Ж.С.Ержанов, И.А.Гарагаш (Ин-т матем.
и мех. АН Каз.ССР, Алма-Ата)

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕРЫВИСТОЙ
СКЛАДЧАТОСТИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИЛ

Имея в виду платформенные области, рассматриваем поведение осадочной толщи, представленной комплексом компетентных (вязкоупругих) и некомпетентных (вязких) горизонтальных слоев. Последние прикрыты толщей наносов, и находятся под действием тектонических усилий p , приложенных безынерционно в момент времени $t=0$ к боковой поверхности области складкообразования. Положим, что границы последней совпадают с координатными поверхностями α_1, α_2 криволинейной ортогональной цилиндрической системы координат α_1, α_2, z . В процессе складкообразования выделяем стадию зарождения и стадию роста и формирования складок. Первая охватывает некоторый начальный промежуток времени Δt , несоизмеримо малый по сравнению с общей продолжительностью процесса, и поэтому она сведена к задаче об упругой устойчивости толщи слоев, содержащей вязкие прослойки. Принято, что зарождение складок первоначально происходит локально - в одном слое или, что менее вероятно, в пачке слоев. Основываясь на статическом критерии устойчивости в малом, уравнение, описывающее равновесие изогнутого слоя, приводим к виду Ламе:

$$\nabla^2 \bar{u}' + \frac{1}{1-2\nu} \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{u}' = 0, \quad (I)$$

Решение уравнения (1) по методу Б.Г.Галеркина записывается следующим образом:

$$2G\bar{u}' = 2(1-\nu)\nabla^2\bar{\psi} - g\text{gradiv}\bar{\psi} + \bar{\Phi} \quad (2)$$

Здесь \bar{u}' - вектор дополнительных перемещений; $\bar{\psi}$ - произвольный бигармонический вектор; $\bar{\Phi}$ - гармонический вектор, удовлетворяющий условию $\text{div}\bar{\Phi}=0$; G - модуль сдвига; ν - коэффициент Пуассона.

Если допустить, что слой равномерно сжат, то при определенных условиях на контуре решение (2) приводит к следующему выражению для вертикальных перемещений u'_z точек срединной поверхности:

$$u'_z = -\frac{1}{2G} [c_1 k + 2(1-2\nu)c_2] \kappa \Omega(\alpha, d_2, \kappa), \quad (3)$$

где c_1, c_2 - постоянные; κ - параметр; $\Omega(\alpha, d_2, \kappa)$ - функция, зависящая от вида выбранной системы координат горизонтальной формы области складкообразования.

Критическая зависимость, соответствующая выражению (3), имеет вид

$$(\rho-q)_{кр} = 2G \frac{\text{sh} 2\kappa b - 2\kappa b}{(1-2\nu)\text{sh} 2\kappa b + 2\kappa b}, \quad (4)$$

где q - вес вышележащей толщи, включая наносы.

По формуле (4) можно определить усилия, необходимые для того, чтобы зародилась складчатость.

Складчатая поверхность может быть, вообще говоря, как угодно сложна. Для круговой области функция Ω выражается через функции Бесселя и следовательно описывает поверхность, не обладающую свойством периодичности. Геометрически правильное искажение лоя будет иметь место лишь в случае прямоугольной области для которой функция Ω выражается через двойные синусы.

Исследование реакции вязкой несжимаемой среды прослоев выявило, что она определяется выражением

$$q_n = -4\eta_c b \frac{d}{dt} (x_1 + x_2), \quad (5)$$

где η_c - коэффициент вязкости прослоев; α_1, α_2 - привизны в направлениях d_1, d_2 .

При этом в момент достижения внешними усилиями критического уровня (потеря устойчивости) вязкость прослоев не проявляется.

Подсчет критических складкообразующих сил по формуле (4) показал, что прерывистые складки зарождаются при усилиях порядка нескольких кг/см^2 и более.

Распространение локально зародившейся складчатости на всю толщу и дальнейший ее рост с течением времени рассмотрены с учетом конечных перемещений вязко-упругой толщи и реакции вязких прослоев. После сведения задачи к рассмотрению изгиба эквивалентного одиночного слоя в среде прослоев с осредненной вязкостью, нелинейная зависимость, описывающая рост складок в пределах прямоугольной области, получена с использованием метода Бубнова-Галеркина в виде

$$\frac{\eta_c}{t} \frac{df}{dt} = \frac{1}{2} \left(\sigma - \frac{\sigma_{кр}}{E} \bar{E} \right) f - f \bar{E} f^2 \frac{b^2 A^2}{2}, \quad (6)$$

где f - безразмерный максимальный прогиб; \bar{E} - число слоев в толще; $\sigma_{кр} = \frac{4}{9} E b^2 k^2$; $\sigma = \frac{1}{k^2} [(\rho_1 - q) k_1^2 + (\rho_2 - q) k_2^2]$; $A = \frac{k_1^4 - k_2^4}{k^2}$;

$k^2 = k_1^2 + k_2^2$; k_1, k_2 - волновые числа; ρ_1, ρ_2 - усилия, действующие на границе области складкообразования.

Решение ряда предельных задач, а также исследование на фазовой плоскости полных уравнений приводит к выводу, что, в отличие от линейных складок, скорость роста прерывистой складки возрастает до тех пор, пока прогиб не достигает некоторого определенного для данных физических и геометрических параметров толщи значения f^* , после чего процесс начинает замедляться.

Наложение линейных структур нами исследовано при условии последовательного действия сдвигающих и нормально сжимающих сил. Эти усилия вызывают появление первичной складчатости и накладываемой на нее вторичной складчатости. Полагаем, что зарождение первичной складчатой структуры (косо направленной

системы вытянутых складок) происходит в слое-полосе шириной $2c$, нагруженной весом вышележащей толщи q и принимаем ведущую роль касательных усилий, приложенных вдоль длинных сторон. Смежные формы равновесия исследуем в косоугольной системе координат (x', x^2, z) , в которой ось x' , направлена вдоль полосы и составляет угол φ с осью x^2 , параллельной осям зарождающихся складок. Для изогнутой срединной поверхности полосы, описываемой уравнениями

$$u'_z = F \sin k_1 x' \sin k_\varphi x^2 \quad (7)$$

(вариант шарнирного опирания),

$$u'_z = F \sin k_1 x' (\sin k_\varphi x^2)^2 \quad (8)$$

(вариант жесткого закрепления краев),

найлены выражения для критических складкообразующих усилий. Анализ этих усилий показал, что когда ширина складки значительно меньше ширины области складкообразования, сдвигающие усилия не зависят от типа закрепления сторон полосы и не превышают десятка кг/см^2 . Угол φ равен при этом 60° . В формулах (7) и (8) F — максимальный прогиб; k_1, k_φ — волновые числа.

В процессе роста первичных складок происходит сближение краев полосы. Если же это сближение затруднено, то на контуре возникнут нормальные растягивающие усилия $p^* \sin \varphi$, величина которых тем больше, чем значительнее прогиб F . Показано, что уже при отношении $F/c = 0,05$ растягивающее усилие $p^* \sin \varphi$ превышает 100 кг/см^2 , и вдоль краев полосы может начаться разрушение, которое приводит к тому, что область складкообразования становится нечувствительной к сдвигающим усилиям и способна воспринимать лишь нормальную составляющую тектонического давления. В результате рост первичных складок прекращается, а увеличение интенсивности усилий общего сжатия p может привести к зарождению вторичной структуры, разориентированной с первичной. Необходимые для этого усилия найдены при исследовании устойчивости плоского анизотропного слоя, эквивалентного в смысле жесткости на изгиб

где p - нагрузка на единицу площади, z - глубина от поверхности, r_1 и r_2 - расстояния точки, в которой определяется величина S , от границ нагруженной области. Максимальные значения S достигаются на полуокружности $x^2 + y^2 = \ell^2$ и равны $2p/\pi$. Если $\ell = 2900$ км, $z = 0,05\ell$, что соответствует глубине астеносферы, то под центром нагруженной зоны ($x=0$) $S = \frac{0,2p}{\pi} \approx 0,1 S_{\max}$, а на краю $S = S_{\max}$,

что делает разрядку напряжений возможной только в краевых частях под нагруженной полосой. Вообще, S по краям нагруженной полосы мало меняется с глубиной, при $z = \ell$

$$S = \frac{1,8p}{\pi} \approx 0,9 S_{\max}$$

Для осуществления изостатического выравнивания наличие астеносферы не является необходимым во всех случаях. Действительно, характеристическое время выравнивания (τ) возмущения протяженностью \mathcal{L} в вязкой жидкости в случае бесконечного полупространства определяется зависимостью

$$\tau = \frac{2\pi\eta}{gd\mathcal{L}}$$

а в случае тонкого слоя мощностью H ($H \ll \mathcal{L}$)

$$\tau = \frac{3\eta\mathcal{L}^2}{\pi^2gdH^3}$$

где η - динамическая вязкость, g - ускорение силы тяжести, d - плотность (Ламб, 1947, Джеффрис, 1960). Приняв в первом случае $\eta = 10^{23}$ пауз, что соответствует максимальным оценкам вязкости мантии (Anderson, O'Connell, 1967), а во втором $\eta = 10^{20}$ (Артемьев, Артюшков, 1962), получим при $\mathcal{L} = 6000$ км, $d = 5,5$, в первом случае $\tau = 1,9 \cdot 10^{11}$ сек, а во втором при $H = 100$ км (мощность астеносферы) $\tau = 3,2 \cdot 10^{12}$ сек. Аналогичный результат в первом случае получается и для гравитирующего вязкого шара.

Сказанное позволяет сделать некоторые геологические выводы. Мы видим, что такой основной параметр морфоструктуры Земли как соотношение площадей материков и океанов связан с ее внутренним строением и может меняться только в соответствии с эволюцией внутреннего строения Земли. Отклонения от равновесного состояния, вызванные тектоническими или какими-

либо другими процессами, по-видимому, не могут быть большими и будут отличаться от направленного изменения, своей знако-переменностью. Из формулы (I) следует также, что изменение общего объема воды в океане не может вызывать устойчивого изменения соотношения площадей материков и океана, поэтому при палеотектонических построениях, охватывающих значительные отрезки геологического времени, можно принимать уровень океана в качестве репера без всяких оговорок.

С.И. Романовский, К.Д. Хугаев
(ВСЕГЕИ, ЛИИЖТ, Ленинград)

ВЕРОЯТНОСТНАЯ СХЕМА ДЕНУДАЦИИ

Денудация является классическим примером геологического процесса, непрерывно изменяющего интенсивность поля напряжений в отдельных зонах земной коры. Предполагая, что физический механизм денудации достаточно хорошо изучен, сосредоточим внимание на вероятностной схеме процесса.

Пусть имеется фиксированный объем пород W , находящийся в замкнутой области Q . С течением времени происходит разрушение пород на отдельные частицы w_i , каждая из которых в свою очередь вновь может дробиться на более мелкие частицы и т.д. При этом может происходить частичный вынос w_i за пределы Q , либо все частицы в течение всего времени протекания процесса остаются в пределах области Q . Вторая схема (без выноса частиц) представляет собой процесс Юла.

Сформулируем следующую задачу: в области Q происходит дробление частиц. За малый промежуток времени $(t, t + \Delta t)$ каждая частица разделяется на две с вероятностью $\lambda \Delta t + o(\Delta t)$ и с вероятностью $\mu \Delta t + o(\Delta t)$ выносится за пределы Q . Требуется найти вероятностные характеристики распределения, описывающего этот процесс.

Пусть $p_n(t)$ - вероятность того, что в момент t в области Q имеется n частиц. Тогда на основании теорем

где $\sigma(z, t_*)$ определяется соотношением (9) при $t = t_*$.

Фронт трещины к моменту времени $t = t_*$ описан уравнением

$$\int_0^{\delta} \frac{\psi_1 - \psi_0}{\sigma(z, t_*)} dz = \int_z^{\delta} \frac{\psi_1 - \psi_0}{\sigma(z, t_*)} dz \quad (4)$$

Уравнения (3) и (4) позволили проанализировать влияние геометрических и физических параметров слоев, а также реологических свойств прослоев на процесс разрушения — рост трещин при складкообразовании в слоистой толще горных пород.

Показано, что хрупкому разрушению складки способствует возрастание складкообразующего усилия ($p - q$) и числа слоев z толщи горных пород, приводящее к уменьшению времени разрушения t_* .

Время t_* в значительной степени зависит от реологических свойств слоистой толщи. С уменьшением коэффициента вязкости среды прослоев η_c при фиксированных значениях других параметров время t_* уменьшается.

Уменьшение относительной мощности $\frac{\delta}{a}$ слоя приводит к увеличению времени t_* .

Распространение появившегося местного разрушения существенно зависит от величин $\frac{\delta}{a}$ и z , а также от реологических свойств слоев и прослоев. Например, с увеличением числа слоев толщи z сплошность слоев уменьшается.

Таким образом, расчетами показано, что процесс разрушения при складкообразовании существенно зависит от вариации исходных параметров слоистой толщи.

О.П. Апольский

ДЕНУДАЦИЯ И ИЗОСТАЗИЯ

I. В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения тот факт, что изостазия не может служить источником тектонической энергии. Обычно ей отводят роль пассивного регулятора

тектонических процессов. По нашему мнению, роль изостазии в геологическом развитии Земли гораздо значительнее.

Рассмотрим как происходит процесс денудации и осадконакопления при условии идеального изостатического выравнивания. Поскольку и денудация и осадконакопление происходят на весьма больших площадях, такое предположение представляется допустимым (Люстих, 1957). Примем модель Эри.

Предположим, что имеется замкнутая система, состоящая из материка (суши) и океана, объем которого постоянен. Заддим некоторую нулевую поверхность внутри материкового блока, относительно которой будем отсчитывать все изменения уровня океана. Легко получить, что эти изменения (ΔH) при переносе с материка в океан q объема вещества будут определяться формулой

$$\Delta H = \frac{q}{\rho} \left(\frac{d}{D_0} \cdot \frac{\rho}{\rho_m} - 1 \right), \quad (I)$$

где $\rho = \rho_0 + \rho_m$, ρ_0 - площадь океана; ρ_m - площадь материка, d - плотность переносимого вещества, D_0 - площадь субстрата в модели Эри.

$$\text{При } \Delta H = 0 \quad D_0 = d \frac{\rho}{\rho}$$

Приняв $d = 2,7$, $\rho = 1$, $\rho_m = 0,29$, получим $D_0 = 9,3$, что совпадает с плотностью внешней границы ядра Земли в модели "А" Буллена, которая, по мнению В.А.Магницкого (1965), может считаться наиболее правдоподобной в настоящее время. Следовательно, для того, чтобы эффект эвстатического изменения уровня океана из-за действия экзогенного переноса вещества был равен нулю, необходимо, чтобы изостатическая компенсация происходила на границы мантии и ядра. Такой вывод кажется неожиданным, но можно показать, что современное представление о строении Земли и о характере напряжений, вызванных распределенными по площади нагрузками, не противоречат этому выводу.

Для равномерно нагруженной полосы бесконечной длины, шириной $2l$ Г.Джеффрис (1960) дает для разности напряжений формулу

$$S = \frac{4\rho l z}{r^2 z_2}$$

слою гофрированному первичной складчатостью. Уравнение равновесия составлено в косоугольных координатах и решено для случаев шарнирного опирания и жесткого закрепления методом Бубнова-Галеркина. Расчеты показывают, что зарождение вторичной складчатости возможно уже при усилиях, не превышающих первых десятков кг/см², причем уровень критических усилий падает с увеличением частоты первичных складок. Приведенные численные оценки указывают на реальность осуществления изложенного механизма наложения.

Ж.С.Ержанов, А.К.Егоров, А.И.Искакбаев
(Ин-т мат. и мех. АН Каз.ССР, Алма-Ата)

МЕХАНИКА ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ИЗОКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДОВ В ВЯЗКОЙ СРЕДЕ

С учетом полученных ранее результатов по математической теории складкообразования (Ж.С.Ержанов и А.К.Егоров, 1968) рассмотрены условия формирования линейных складок (вплоть до изоклиналильных) и исследован механизм их разрушения.

Осадочная толща представлена большим числом n горизонтальных жестких слоев (длина $2a$, мощность $2b$), перемежаемых податливыми прослоями. На толщу воздействует собственный вес q и сжимающие усилия p , направленные вдоль слоев.

Проведение материала слоев описано законом ползучести

$$E\varepsilon(t) = \sigma(t) + \int_0^t \chi(t-\tau)\sigma(\tau) d\tau, \quad (I)$$

где $\varepsilon(t)$, $\sigma(t)$ - деформация и напряжение в момент времени t , E - модуль упругости; $\chi(t-\tau) = \delta(t-\tau)^{-\alpha}$ - ядро интегрального уравнения (I), α, δ - параметры ползучести.

Прослой заменяем вязким несжимаемым телом с коэффициентом вязкости η_c .

С помощью (I) получены выражения, позволяющие определить форму слоев и напряжение для заданного момента времени.

Далее, на основе математической теории разрушения при ползучести, предложенной Ю.Н.Работновым и Л.М.Качановым, с

использованием результатов авторов рассмотрен механизм малодеформационного разрушения замковой части складки, определяемого, согласно экспериментальным данным, максимальным растягивающим напряжением σ_{max} .

Поскольку сжимающее напряжение не оказывает влияния на процесс разрушения, начало трещинообразования связано с моментом времени $t=t'$, которое может быть найдено при значении $\sigma=0$ (Ержанов, Исканбаев, 1971).

Состояние трещиноватости (или поврежденности) материала характеризуется скалярной величиной ψ , причем $0 \leq \psi \leq 1$. В момент времени $t=t'$, при отсутствии начальной трещиноватости, функция $\psi=1$, а со временем $t > t'$ она убывает.

Кинетическое уравнение накопления рассеянных повреждений принято в виде

$$\frac{d\psi}{dt} = -A \left(\frac{\sigma_{max}}{\psi} \right)^B, \quad (2)$$

где $A > 0$, $B > 0$ - постоянные.

При критическом значении скаляра $\psi = \psi_0$, достигаемом в момент времени $t = t_1$, происходит такое накопление повреждений, что в слабых местах микротрещины сливаются и возникают магистральные трещины. При этом процесс накопления повреждений становится неустойчивым.

Распространение изолированной трещины в поле повреждений ψ_1 к моменту времени t_1 описывается выражением вида

$$\frac{du}{dt} = \frac{k_1 \sigma_{max}^B(u)}{\psi_1 - \psi_0}, \quad (3)$$

где u - величина распространения трещин вглубь сечения слоя; k_1 - постоянная; ψ_0, ψ_1 - значения функции поврежденности ψ , определяемой из уравнения (2).

Время полного разрушения складки найдено из уравнения

$$(2) \quad t_m = t_1 + \frac{1}{k_1} \int_0^t \frac{\psi_1 - \psi_0}{\sigma(z, t_*)} - dz,$$

умножения и сложения вероятностей получим:

$$p'_n(t+\Delta t) = p_n(t)[1 - n\lambda\Delta t - n\mu\Delta t] + p_{n-1}(t)(n-1)\lambda\Delta t + p_{n+1}(t)(n+1)\mu\Delta t \quad (1)$$

Перенесем $p_n(t)$ в левую часть (1), разделим полученное выражение на Δt и перейдем к пределу при $\Delta t \rightarrow 0$. Тогда можно записать систему дифференциальных уравнений процесса дenuдации:

$$p'_n(t) = -n(\lambda + \mu)p_n(t) + (n-1)\lambda p_{n-1}(t) + (n+1)\mu p_{n+1}(t) \quad (2)$$

Здесь $n = 1, 2, \dots$

Умножим каждое уравнение системы (2) на x^n ($n = 0, 1, 2, \dots$) и сложим. Тогда

$$\sum_{n=0}^{\infty} p'_n(t)x^n = \mu \sum_{n=1}^{\infty} p_n(t)x^{n-1} + \lambda x^2 \sum_{n=1}^{\infty} p_n(t)x^{n-1} - (\lambda + \mu) \sum_{n=0}^{\infty} p_n(t)x^n \quad (3)$$

Если учесть, что вероятности $p_n(t)$ имеют производящую функцию

$$F(x, t) = \sum_{n=0}^{\infty} p_n(t)x^n \quad (4)$$

то дифференциальное уравнение в частных производных, которому удовлетворяет производящая функция (4), будет иметь вид:

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial t} = [\mu - (\lambda + \mu)x + \lambda x^2] \frac{\partial F(x, t)}{\partial x} \quad (5)$$

Обозначим $\mu - (\lambda + \mu)x + \lambda x^2 = \chi$. Тогда (5) можно записать

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial t} = \chi \frac{\partial F(x, t)}{\partial x} \quad (6)$$

Получили линейное однородное уравнение, задача интегрирования которого равносильна интегрированию характеристической системы

$$dt = -\frac{1}{\chi} dx \quad (7)$$

Решая (7), получим:

$$c-t = \frac{1}{\mu-\lambda} \ln \frac{|\mu-\lambda x|}{|1-x|}$$

Общим решением уравнения (5) будет

$$F(x,t) = \frac{\mu[1-e^{(\mu-\lambda)t}] + x[\lambda e^{(\mu-\lambda)t} - \mu]}{\lambda - \mu e^{(\mu-\lambda)t} + \lambda x [e^{(\mu-\lambda)t} - 1]} \quad (8)$$

Целью работы является получение выражения для интересующей нас вероятностной характеристики процесса денудации, т.е. вероятности $P_n(t)$. Упростим (8) следующим образом. Обозначив

$$1 - e^{(\mu-\lambda)t} = a$$

$$\lambda e^{(\mu-\lambda)t} - \mu = b$$

$$\lambda - \mu e^{(\mu-\lambda)t} = c$$

разложим правую часть (8) в ряд по степеням x

$$F(x,t) = \frac{\mu a + bx}{c - \lambda ax} = P_0(t) + P_1(t)x + \dots + P_n(t)x^n + \dots$$

$$\text{или } \mu a + bx = (c - \lambda ax)[P_0(t) + P_1(t)x + \dots + P_n(t)x^n + \dots] \quad (9)$$

Из (9) при $x = 0$ найдем: $\mu a = c P_0(t)$

$$\text{или } P_0 t = \frac{\mu a}{c} = \frac{\mu [1 - e^{(\mu-\lambda)t}]}{\lambda - \mu e^{(\mu-\lambda)t}} \quad (10)$$

Аналогично

$$P_1(t) = \frac{(\mu-\lambda)^2 e^{(\mu-\lambda)t}}{[\lambda - \mu e^{(\mu-\lambda)t}]^2} \quad (11)$$

Методом математической индукции легко доказывается, что

$$P_n(t) = \frac{(\mu-\lambda)^2 e^{(\mu-\lambda)t} \{\lambda [1 - e^{(\mu-\lambda)t}]\}^{n-1}}{[\lambda - \mu e^{(\mu-\lambda)t}]^{n+1}} \quad (12)$$

Нетрудно проверить, что при $\mu=0$, т.е. когда все частицы остаются в пределах области выражение (12) приобретает вид:

$$\rho_n(t) = C_{n-t}^{n-m} e^{-m\lambda t} (1 - e^{-\lambda t})^{n-m} \quad (13)$$

и представляет собой вероятностную характеристику процесса выветривания.

Таким образом, формулы (13) и (12) доставляют нам в явном виде выражения для финальных вероятностей процессов выветривания без выноса частиц (13) и денудации со сносом частиц за пределы области разрушения материнских пород (12). Задаваясь фиксированными значениями μ и λ можно построить кривые распределения $\rho_n(t)$, и таким образом получить численные значения вероятности того, что в области Q в данный момент имеется ровно n частиц. Далее можно оценить вероятность того, что исходный объем поделен не менее, чем на n частей. От оценок вероятности можно перейти к оценкам объема пород, разрушенных выветриванием в пределах данной области сноса, либо объема пород, сформировавшихся в конечных водоемах стока за счет частиц, денудированных с данной площади. Конкретное значение λ , очевидно, должно зависеть в первую очередь от петрологического типа пород источника сноса. Поэтому его определение возможно лишь после тщательного анализа интенсивности разрушения во времени пород разного петрографического состава.

Б.А.Трошичев (Ленинград)

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ С ЗЕМЛЕЙ НА ПРОЦЕССЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Рассматривается принципиальная модель периодических гравитационных взаимодействий крупных космических тел типа больших комет с Землей. Возникающие при этом приливообразующие силы создают с гравитационным полем нашей планеты определенную результирующую силу, действующую вертикально относительно

земной поверхности в каждой точке по линии проекции траектории движения космического тела на земную поверхность. На том отрезке этой линии, где величина результирующей силы достаточна для того, чтобы вызвать движение более или менее подвижных компонентов коры и подкоровых масс, появляются условия для уплотнения, расплющивания и изгибания слоев, послонного (внутрислоевого) течения пород, с выжиманием пластичных разновидностей в замки складок. Изменение геометрических и физико-механических параметров пород, участвующих в складчатости, носит необратимый характер.

В результате возникновения больших усилий некоторая часть поверхностного чехла горных пород окажется столь сильно смещенной относительно места первоначального залегания, что произойдет полный отрыв ее от единого прежде массива. Такие отторжения, могущие переместить значительные блоки из центральной части складчатой области к ее краям, представляют собой механизм образования структуры шарьяжей.

В момент гравитационного взаимодействия могут измениться параметры движения обоих тел (в частности, изменение вращения Земли вокруг своей оси). Эти обстоятельства могут повлиять на конфигурацию проекции траектории движения космического тела на поверхность Земли, т.е. в конечном счете на конфигурацию складчатых поясов.

В рамках данной модели выделены два этапа в становлении складчатой области:

Этап зарождения. За время этого этапа (ультракороткого в геологическом времени) район будущей складчатой области подвергается мощному воздействию приливообразующих сил. В земной коре и в подкоровых массах происходит существенная физико-химическая перестройка вещества; создаются предпосылки для формирования складчатых структур и магматических расплавов. Этот этап связан с получением энергии извне и носит взрывной характер.

Этап стабилизации. Он несоизмерим по времени с первым и может быть растянут на значительный период. Гравитационный

удар порождает ответную реакцию в недрах Земли, которая будет направлена на восстановление нарушенного равновесия в складчатой области и ее окружении. Произойдет дальнейшее усложнение образовавшихся складчатых структур.

Иными словами: окончательный облик складчатая область обретет в результате действия сил, проявляющихся в течение обеих этапов - зарождения и стабилизации.

В.В.Жданов (ВСЕГЕИ, Ленинград)

О РАННЕАРХЕЙСКОМ ПЕРЕЛОМЕ В РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ

В истории развития Земли намечается несколько переломных моментов, выраженных в принципиальной смене структурных форм, магматизма и метаморфизма, обозримого для нас пространства земной коры (Штилле, 1964). Один из таких кульминационных моментов приходится на раннеархейский период - начало геологической истории нашей планеты. Этот великий перелом или период обновления земной коры (по В.В.Белоусову, 1968) остается по ряду причин еще слабо изученным, хотя важность его не вызывает сомнения.

В области развития докембрийских комплексов земная кора имеет отчетливое двухслойное строение. Нижний "базальтовый" слой сложен анортозитом, гиперстеновым диоритом, лейконоритом (Жданов, 1966), верхний - "гранитный" слой сложен комплексом гнейсов, гнейсо-гранитов и гранитов. Нижний, по сравнению с верхним слоем, заметно более гомогенизирован (Беляевский и др.) (1971). Граница между слоями представляет собой поверхность физико-химического равновесия предельных пород каждого слоя - гранита и гиперстенового диорита. (Жданов, 1971). В то же время, не вызывает сомнения, что породы "базальтового" слоя древнее пород "гранитного" слоя - это позволило некоторым исследователям относить их к образованиям доархейского тектоно-магматического этапа развития Земли (Резанов, 1962).

Последние данные о строении Луны (по материалам станций "Аполлон-14" и "Луна-20", Виноградов, 1972) показывают, что наиболее древние участки Луны - т.н. "материки" сложены породами близкими по минеральному и химическому составу к анортозитам или лейконоритам - породам слагающим "базальтовый" слой земной коры. Более молодые лунные "моря" сложены основными эффузивами, близкими по составу к базальтам и микрогаббро с возрастом около 3 млрд. лет, что соответствует раннему архею Земли.

Средний химический состав не гранитизированных пород архея и раннего протерозоя приближается к составу базальтов, что позволяет предполагать источником их накопления интенсивный базальтоидный вулканизм (Фролова, 1950).

В геологической истории Земли и Луны следует выделять раннеархейский (или доархейский) период формирования лейконоритов и гиперстеновых диоритов "базальтового" слоя, охватывающий всю поверхность этих планет. Позднеархейский период характеризуется массовым излиянием базальтового расплава, захватившим изометричные глобальные структуры. Излияние больших масс базальтового расплава сопровождается огромной потерей тепловой энергии, даже в настоящее время поток энергии активного вулканического процесса достигает $800 \text{ ккал/км}^2 \text{ сек}$ (Ковалев, 1971). Луна - после формирования "базальтового" слоя и интенсивного раннеархейского основного магматизма, исчерпала свои энергетические возможности и стабилизировалась в своем развитии. Земля - планета с большей массой и энергией пережила этот энергетический кризис и продолжила свое эволюционное развитие, но тектонические сооружения позднеархейского периода резко изменили свой характер. Вместо раннеархейского глобального процесса формирования структур "базальтового" слоя начинается локальный - геосинклинальный этап развития, ведущий к формированию "гранитного" слоя земной коры. Есть основания предполагать, что гранитизация пород проявилась только начиная с раннепротерозойского периода (Половинкина, 1970).

Подобные энергетические разрядки, вызванные массовым

излиянием основных расплавов, наблюдались и в последокем-
брийский период развития Земли. К ним, прежде всего, относят-
ся формирование раннемезозойских структур современных океа-
нов (Белоусов, 1968) и интенсивный "континентальный" траппо-
вый магматизм.

А.И.Петров, Г.Г.Юревич. Динамика перераспределения подвижных фаз в тектоносфере	3
В.А.Кутюлин. К энергетике подъема базальтовой магмы в пределах верхней мантии	5
М.А.Осипов. Некоторые вопросы механики кислых магм и массопереноса в условиях интрузивов	8
Ю.Б.Слезин. Особенности динамики магматических процессов, связанные с реологическими свойствами магмы	10
Н.П.Юшкин. Роль механодиффузии в формировании и функционировании деформационных геохимических потоков	13
А.А.Кузнецов. Модель поведения летучих компонентов в верхней мантии в связи с уровнями магмогенерации	16
Э.М.Пивский. К образованию воды в магме	18
А.Е.Ходьков. О движении подземных вод в уплотняющихся осадочных толщах и структурообразующей роли гидрогеодинамических процессов	21
И.Г.Киссин. Основные особенности динамики воды в различных зонах земной коры	24
И.Г.Киссин. Участие воды в сейсмических процессах и землетрясения, вызванные нарушением естественного режима глубинных вод	27
В.В.Ходот, Г.Н.Фейт. Потенциальная энергия газонасыщенных пород и ее реализация в форме газодинамических явлений	31
Л.Н.Капченко. Взаимовлияние динамики поровой среды и тектонических движений	32

Е.А.Басков. Основные черты динамики подземных вод субаквальных артезианских структур	36
Е.А.Басков, Г.И.Климов. Вопросы взаимосвязи неотектонических движений и проявлений минеральных вод на примере Забайкалья	39
Ю.П.Аземко. О взаимосвязи тектонических движений и условий формирования подземных вод флишевой формации Западного Кавказа	41
И.С.Оношко. Закономерности распределения битумов на территории СССР	43
Л.Н.Капченко, В.В.Грибов. Динамика нефтегазонакопления	46
В.Ф.Линецкий. Энергетика миграции нефтяных флюидов в зонах глубинных разломов	49
В.П.Гаврилов. Роль региональных разломов в миграции углеводородов и формировании их месторождений в осадочном чехле эпипалеозойских плит СССР	52
Б.А.Ермолаев. Момент геологического времени - основополагающая константа геодинамики	54
Б.А.Ермолаев. О геодинамических построениях в системе отсчета, фиксированной моментом геологического времени	57
В.И.Васильев. О некоторых геодинамических принципах эквивалентности	59
А.И.Бурдэ. Неопределенность в геологических процессах и геодинамика	61
Б.А.Ермолаев. Геодинамика и соотношение неопределенностей Гейзенберга	63
И.Г.Клушин. К оценке системы физического подобия, в рамках которой проявляются тектонические процессы	66

Г. А. Марков. Методические приемы при непосредственных определениях современных полей механических напряжений в массиве пород в натурных условиях	68
Г. И. Петкевич. Неоднородность осадочных пород и ее отображение физическими свойствами	71
Л. И. Звягинцев. Упругие свойства горных пород и поля напряжений в геологических телах	74
Л. И. Звягинцев, И. С. Томашевская, Я. Н. Хамидуллин. К механизму образования трещинных структур в гранитах	76
В. Ю. Реутин, И. С. Модников. О процессе эндогенного трашинообразования в вулканогенных породах различного состава	79
Е. И. Паталаха, А. И. Поляков. Сравнительная оценка тектонических напряжений, образующих складки ламинарного течения	83
Е. И. Паталаха, Т. В. Гиоргобиани. Количественная оценка вклада механизмов изгиба и ламинарного течения в образовании складок	87
С. Г. Антонов. Количественная оценка деформации и генезис Сухоложской антиклинали в Ленском золотоносном районе	90
А. С. Флаасс. Опыт геодинамического анализа в сложнослоистых комплексах докембрия Северо-Байкальского нагорья	93
В. Н. Мораховский. О возможности определения полей критических палеонапряжений по положению кристаллов-метасом	96
В. Д. Перфенов. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции напряженного состояния в горных породах	98

Б.А.Иванов. Использование структур будинаж в кинематическом и динамическом анализах	100
Г.А.Андреев, Р.М.Нарбут. К вопросу о влиянии темпа нагружения на процесс литификации осадков .	108
А.Н.Дударев, В.И.Сотников, Н.Ф.Вологдин, А.И.Васильева, В.Ф.Викторов, Т.Ш.Шаякубов. Тепловая активизация и динамика перераспределения рудных компонентов в термоградиентных полях	105
Ж.С.Ержанов, И.А.Гарагап. Математические модели образования прерывистой складчатости под действием тангенциальных тектонических сил . . .	108
Ж.С.Ержанов, А.К.Егоров, А.И.Искакбаев. Механика формирования и разрушения изоклинальных складок в вязкой среде	112
О.П.Апольский. Денудация и изостазия . . .	114
С.И.Романовский, К.Д.Хугаев. Вероятностная схема денудации	117
Б.А.Троичев. К вопросу о влиянии гравитационного взаимодействия космических тел с Землей на процессы складкообразования в земной коре . .	120
В.В.Жданов. О раннеархейском переломе в развитии Земли	122

М-38351 Подп.к печати 29/IX-72г. Печ.л.8,25 Уч.-изд.л.5,3
 Тираж 600 экз. Бесплатно Заказ 1693

Тип.ИГД им.А.А.Скочинского

36x.

435