

**ЭЛЕКТРОННЫЙ НАУЧНО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ ЖУРНАЛ
"ВЕСТНИК ОГГГГН РАН" № 2(17)'2001**

*РАЗДЕЛ: ПУБЛИКАЦИИ НАУЧНОГО СЕМИНАРА ПО ПРОБЛЕМАМ
ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ*

**ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ
КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ**

И.Г.Киссин

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

УДК 556.3+550.372+344.094

Опубликовано 25 мая 2001 г.

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2001/kissin.htm#begin

© 2001 ОИФЗ РАН, ОГГГГН РАН

Аннотация: Рассматриваются источники и пути миграции флюидов, участвующих в формировании геоэлектрических и сейсмических неоднородностей консолидированной коры континентов. К таким неоднородностям относятся области или участки с повышенной электропроводностью, инверсией скоростей сейсмических волн, повышенным поглощением волн, а также повышенной субгоризонтальной расслоенностью. Основными источниками флюидов могут служить: поступление их с дневной поверхности или приповерхностных горизонтов, генерация в глубинных частях коры, миграция из верхней мантии. Характеру указанных неоднородностей и данным об их локализации в наибольшей степени соответствуют представления о генерации флюидов непосредственно в глубинных частях земной коры. Такая генерация обусловлена процессами метаморфической дегидратации. Модель гидродинамической системы консолидированной коры может быть представлена на основе известной в подземной гидродинамике схемы среды с двойной пористостью. Эта модель позволяет определить условия флюидного обмена между блоками пород с невысокой пористостью и системами трещин, разделяющими эти блоки. Показано, что глубинные разломы, по которым происходит вертикальная миграция флюидов, не могут служить основными путями поступления флюидов в протяженные субгоризонтальные зоны геоэлектрических и сейсмических неоднородностей. Формирование и длительное сохранение обширных флюидонасыщенных зон геофизических неоднородностей в глубоких горизонтах земной коры происходит под действием самоорганизации, протекающей в открытых неравновесных динамических системах. Механизм самоорганизации определяется процессами, развивающимися в коре и мантии, и РТ-условиями коры. Этот механизм различен для древних, стабильных и молодых, активных областей.

Abstract: The origins and the ways of migration of fluids participating in the forming of geoelectrical and seismic heterogeneities of the consolidated Earth Crust are studied. Such heterogeneities are fields or areas with higher electric conductivity, inversion of the velocities of seismic waves, with higher absorption of waves and also higher subhorizontal reflectivity. Main sources of fluids may be the following: the inflow of the fluids from the surface or near the surface horizons, generation in the deep parts of the crust, migration from the outer mantle. The most authentic understanding of the generation of fluids is the generation of the fluids directly in the deep horizons of the Earth Crust. Such generation is caused by the processes of metamorphic dehydration. The model of hydrodynamic system of the consolidated crust may be introduced on the base of the known in underground hydrodynamics scheme of the medium with double porosity. This model gives the possibility to figure out the conditions of the fluid exchange between blocks of rock with not high porosity and systems of fissures dividing those blocks. It is shown that deep faults through which the vertical migration of fluids is taken place cannot be the main ways of inflow of fluids in long subhorizontal zones of geoelectric and seismic heterogeneities. The formation and long preservation of the vast fluid saturating zones of geophysical heterogeneities takes place under the influence of self-organization that occurs in the open nonequilibrium dynamic systems. Processes developing in the crust and mantle and РТ-conditions of the crust determine the mechanism of self-organization. This mechanism is different for ancient, stable, and young, active regions.

(I.G.Kissin. The Fluid System and Geophysical Heterogeneities of the Consolidated Earth Crust of the Continents. "Herald of the DGGGMS" № 2(17)'2001 p.)

Содержание:

Введение

1. Локализация электропроводящих и низкоскоростных слоев в консолидированной коре и представления об источниках флюидов.
2. Источники и пути поступления флюидов в среднюю и нижнюю части земной коры.
3. Гидродинамическая система консолидированной коры.
4. Самоорганизация флюидной системы и геофизических неоднородностей консолидированной коры.

Заключение

Введение

Флюидная система консолидированной земной коры континентов объединяет заключенные в коре участки различных размеров и конфигураций, в которых порово-трещинное пространство, а также межзерновые промежутки пород заполнены флюидами. В составе флюидов преобладают вода и уголекислота, причем последняя приобретает существенную роль в нижних частях коры. Поскольку основным компонентом флюидной системы является вода, система эта может рассматриваться как внутрикоровая гидросфера [1]. В верхних частях коры, вскрытых бурением, флюиды (вода) достаточно подробно изучены с помощью гидрогеологических методов. Информация о флюидах более глубоких горизонтов получена по данным петрологических и геофизических исследований. Петрологические методы дают представление о флюидно-минеральных равновесиях и древних флюидах, законсервированных при образовании минералов. Такие флюиды не оказывают существенного воздействия на физические свойства пород и процессы, происходящие в земной коре.

В последнее время в геофизике очень активно обсуждается природа геоэлектрических и сейсмических неоднородностей земной коры. Эти неоднородности выделяются в разрезе консолидированной коры в виде зон повышенной электропроводности, пониженных скоростей и повышенных поглощений сейсмических волн, а также расслоенности коры – наличия серий отражающих площадок. Такие особенности разреза коры нередко трактуются как геофизические аномалии, например в [2], с чем нельзя согласиться, ибо особенности эти широко распространены в коре различных структур многих регионов и отражают закономерности развития и тектонического режима структур. На это указывает характер неоднородностей в структурах разного возраста и с различной степенью современной или новейшей тектонической активности. Генезис неоднородностей обычно связывают с воздействием флюидов на физические свойства пород. Таким образом, локализация этих неоднородностей позволяет судить о распространении флюидонасыщенных зон в глубоких горизонтах коры.

Существуют вполне определенные зависимости между тектоническим режимом земной коры, распределением геофизических неоднородностей в консолидированной части коры и степенью ее флюидонасыщенности (флюидизации). Важная роль флюидов в тектонических процессах определяется влиянием флюидов на реологию коры, РТ-условия, распределение напряжений, образование тех или иных структур. Установлена достаточно тесная связь между геодинамическим режимом различных областей и количеством флюидов, содержащихся в земной коре. Так, степень флюидизации возрастает в ряду: щиты, платформы древние, платформы молодые, краевые прогибы, т.е. от стабильных к динамичным геоструктурам [3].

Чтобы понять, как воздействует флюидный фактор на структуру коры (развитие в ней геофизических неоднородностей) и геодинамические процессы, необходимо получить данные о состоянии и режиме флюидной системы консолидированной коры. Однако существуют большие расхождения взглядов и остаются многие неясности по вопросам происхождения флюидов, путей их миграции и условий сохранения в тех или иных частях земной коры. Причина заключается в том, что современное состояние и динамика флюидов, заключенных в глубинных горизонтах коры, трудно доступны для непосредственного изучения. Результаты петрологических исследований флюидного режима земной коры, преимущественно флюидно-минеральных равновесий совершенно недостаточны для понимания *современного* режима флюидов. Между тем, именно этот – современный или в недавнем геологическом прошлом – режим флюидов является важным фактором формирования наблюдаемых геофизических неоднородностей и развития геодинамических процессов.

Источниками поступления флюидов в земную кору являются: атмосферные осадки и морские воды; воды, захороненные в осадочных породах, которые погружаются в глубинные зоны коры; выделение флюидов в результате минеральных преобразований, происходящих в литосфере и астеносфере, а также при окислении водорода и углеродсодержащих соединений. Чаще всего указывают на три основных источника флюидов в глубинных частях земной коры: инфильтрация метеорных вод, миграция летучих из мантии, выделение воды и уголекислоты в результате метаморфических реакций дегидратации и декарбонатизации. Во многих работах

ссылки на связь с флюидами геоэлектрических и сейсмических неоднородностей приводятся без указания генезиса и путей миграции флюидов. Некоторые авторы отрицают возможность сохранения воды в нижней коре и считают ее сухой вследствие распространения здесь пород гранулитовой фации метаморфизма. Определенные трудности возникают при объяснении природы флюидонасыщенных зон в коре древних стабильных структур, условия которых не способствуют развитию современных метаморфических процессов, а также миграции флюидов из мантии. Остается неясной роль разломов в качестве каналов транспортировки флюидов к зонам неоднородностей или отвода флюидов из этих зон.

Довольно широкое распространение и длительное сохранение в консолидированной коре флюидонасыщенных зон и связанных с ними геофизических неоднородностей нельзя объяснить с позиций традиционных исследований линейных процессов в равновесных геологических системах. Поэтому назрела необходимость реализовать новый подход, основанный на принципах синергетики и нелинейной геодинамики [4, 5]. В настоящей статье предпринята попытка рассмотрения указанных вопросов в свете новых данных применительно к формированию флюидонасыщенных зон геофизических неоднородностей консолидированной коры.

1. Локализация электропроводящих и низкоскоростных слоев в консолидированной коре и представления об источниках флюидов

В существующих публикациях отсутствуют достаточно полные обобщения, касающиеся распределения электропроводящих и низкоскоростных слоев в различных структурах консолидированной коры континентов. Г.В.Краснопевцевой приведен анализ данных по параметрам волноводов в структурах ряда регионов бывшего Советского Союза [6]. Мощность волноводов изменяется от 1-2 до 15-17 км и чаще всего составляет 4-10 км. В коре древних щитов и кристаллических массивов волноводы обнаружены не повсеместно и расположены на меньших глубинах, чем в более молодых структурах. На платформах, наряду с более глубоким залеганием волноводов, наблюдается увеличение их мощности по сравнению со щитами. Еще большей мощностью и контрастным положением в поле скоростей отличаются волноводы в коре молодых складчатых областей. В континентальных рифтовых областях волноводы расположены на сравнительно небольших глубинах, преимущественно в верхних частях коры и имеют мощность 5-8 км.

Аналогичные характеристики низкоскоростных слоев приведены в работе [7], в которой использованы данные не только по Советскому Союзу, но и по некоторым зарубежным регионам, а также рассмотрены особенности распределения электропроводящего слоя в земной коре. Глубины центра электропроводящего слоя изменяются от 10 до 35 км, при этом они возрастают от молодых, тектонически активных структур к структурам древним, стабильным. В таком же направлении сокращается и суммарная проводимость – от 1000-2000 до 200-500 сименс. Отмечено, что на щитах электропроводящие и низкоскоростные слои залегают на разных глубинных интервалах, а в рифтовых зонах глубины этих слоев совпадают. Генезис электропроводящих слоев авторы указанной работы связывают с наличием в коре водо-насыщенных горизонтов, которые образовались в результате дегидратации пород при небольших изменениях РТ-условий, а происхождение волноводов объясняют процессами гидратации пород.

В докембрийских структурах Канады, Украины, Скандинавии и некоторых других регионов выделены три типа коры, различающихся по геофизическим характеристикам (рис. 1) [8]. Тип I – скорости продольных и поперечных волн возрастают с глубиной без проявления инверсии; удельное сопротивление высокое (10^3 - 10^4 Ом·м) и с глубиной существенно не изменяется. Тип II – сейсмические скорости, в общем, растут с глубиной, но в некоторых регионах прослеживаются слои с пониженными скоростями в интервале глубин 25-35 км; удельное сопротивление в нижней коре умеренное (100-300 Ом·м), что проявляется на глубинах от 20 км и более в виде горизонтов с повышенной электропроводностью. Тип III – инверсии сейсмических скоростей отмечены в интервале глубин 25-35 км; электропроводящие слои с низким удельным сопротивлением (10-50 Ом·м) залегают на глубинах от 25 до 40 км. Таким образом, только в некоторых структурах, например, в центральных частях Канадского щита, в разрезе коры отсутствуют четко выраженные участки с пониженными электросопротивлением и сейсмическими скоро-

стями. В регионах с I типом коры тепловой поток ниже, чем в областях, относящихся к II типу. Нижняя кора I типа слагается безводными породами, а II и III типов – амфиболитами и серпентинитами, содержащими водные минералы.

Установлены различия геоэлектрических характеристик докембрийских и фанерозойских структур: в первых глубина проводящего слоя больше, чем во вторых; в фанерозойских структурах электропроводность выше, чем в докембрийских [9]. Электропроводность коррелируется со скоростью и поглощением сейсмических волн, а также с тепловым потоком, причем глубина корового проводника возрастает с уменьшением теплового потока. Авторы этой работы считают, что особенностям электропроводности консолидированной коры в наибольшей степени отвечает флюидная модель. Источником воды служит метаморфическая дегидратация пород. В некоторых работах, например [10], отмечается связь электропроводящих зон, волноводов и зон сейсмической расслоенности с флюидонасыщенными породами без указания источников флюидов.

Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования в регионе Киргизского Тянь-Шаня показала, что здесь по всем профилям зондирования выделяется проводящий слой, кровля которого находится на глубинах 20-30 км, а мощность составляет 15-25 км [11]. При сопоставлении с данными сейсмической томографии [12] выяснилось, что электропроводящие и низкоскоростные слои занимают довольно близкое положение в разрезе земной коры. В пределах Байкальской рифтовой зоны кровля проводящего слоя находится на глубинах 15-20 км, его мощность достигает 18 км [13], что существенно больше, чем по результатам прежних интерпретаций МТ-зондирования [14]. Новые данные о проводящем слое подтверждают его близкое положение относительно волновода в коре рифтовой зоны. Однако в соседних районах Сибирской платформы волновод не обнаружен. Формирование проводящего слоя и волновода в земной коре Байкальского рифта обусловлено метаморфическими процессами дегидратации и гидратации – высвобождением воды и образованием диафоритов [15]. Согласно иной точке зрения, проводящий слой образовался при насыщении пород флюидами вследствие фильтрации на большие глубины поверхностных вод из оз. Байкал [16].

2. Источники и пути поступления флюидов в среднюю и нижнюю части земной коры

Поступление флюидов в глубинные зоны земной коры может происходить тремя путями: сверху, с дневной поверхности или приповерхностных горизонтов, снизу, из верхней мантии и в результате генерации флюидов внутри коры, в пределах данных зон. Транспорт флюидов на значительные расстояния возможен при проницаемости пород выше 10^{-3} мД посредством фильтрации или гравитационной конвекции [19]. Именно на эти виды массопереноса необходимо обратить внимание при выяснении путей дальней миграции флюидов в земной коре. В очень тонких пленках межзерновых флюидов их перемещение обусловлено эффектом Ребиндера [20]. Водные растворы в глубоких частях земной коры при температурах около 400°C и выше находятся в надкритическом состоянии, и физические свойства надкритических флюидов существенно влияют на условия их миграции.

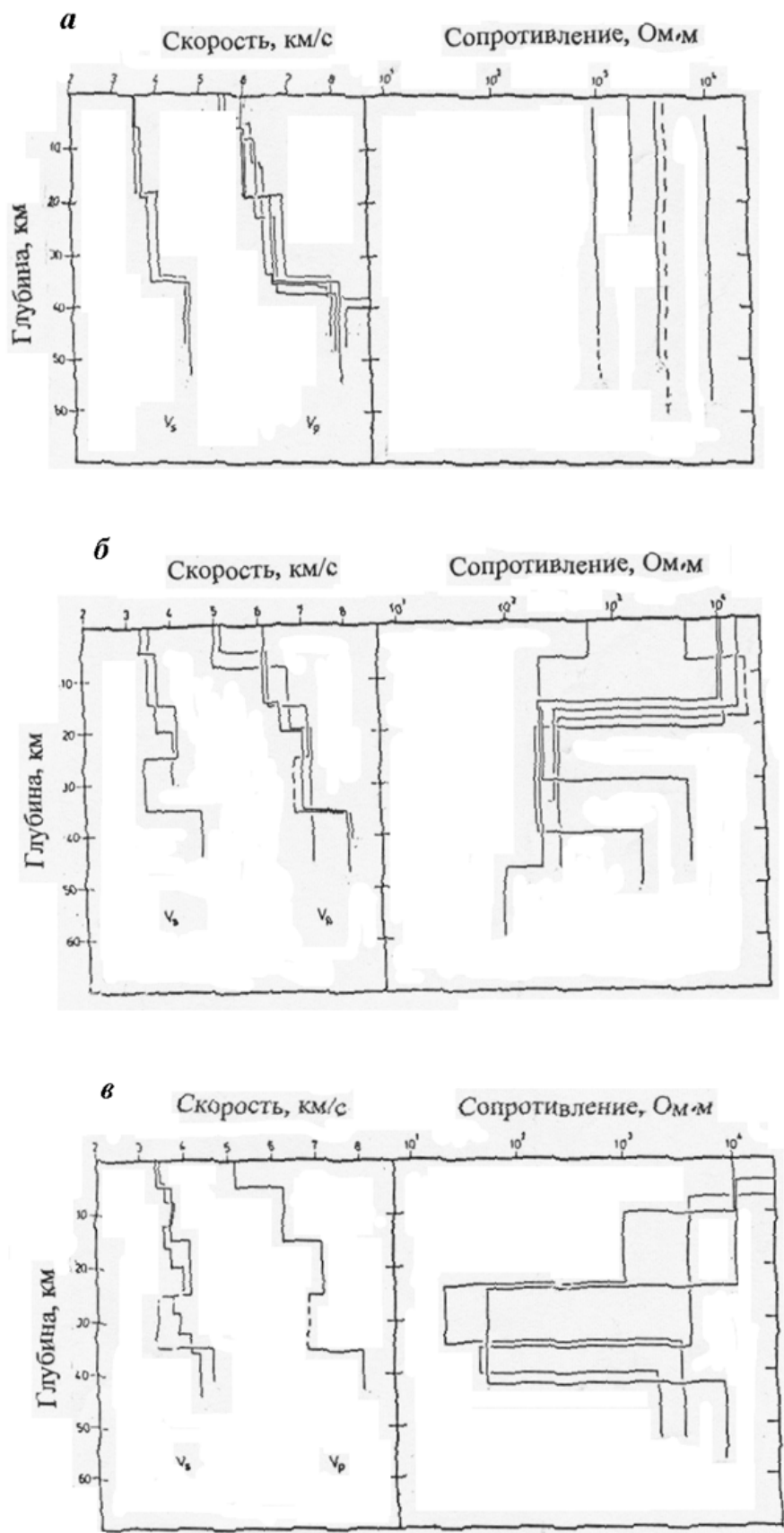


Рис. 1 Изменение с глубиной сейсмических скоростей и удельных сопротивлений в земной коре некоторых докембрийских структур [8]. Типы земной коры: *a* – I, *б* – II, *в* – III

Нисходящая миграция флюидов. Такая миграция воды (флюиды иного состава не принимают в ней заметного участия) может происходить в результате фильтрации либо совместно с породой. В последнем случае вода, заключенная в порах и трещинах, а также в связанном виде в водосодержащих минералах осадочных пород, погружается вместе с породой в ходе геологического круговорота воды [3]. Это происходит в зонах субдукции и областях прогибания, а также в случае, если осадочные слои погребены под породами кристаллического фундамента в структурах шарьяжа. Очевидно, подобная миграция воды в среднюю и нижнюю части консолидированной коры может иметь большое значение в областях континентальных окраин, примыкающих к зонам субдукции. Во внутренних частях континентов этот путь играет заметную роль при формировании кристаллической коры в процессе метаморфического преобразования осадочных пород, поэтому такой источник воды следует учитывать только для очень молодой коры, сравнительно недавно испытавшей эти преобразования.

В нисходящие фильтрационные потоки могут быть вовлечены воды поверхностного (метеорного) или морского происхождения. Такая фильтрация обеспечивается за счет разности напоров воды между областями питания (повышенные участки суши или уровень моря) и разгрузки, т.е. под действием градиента гидростатического давления. В данном случае областями разгрузки являются глубинные горизонты земной коры, где в породах сохраняются поры или трещины – электропроводящие или волноводные зоны.

Чтобы понять, насколько реальны те или иные пути миграции флюидов в пределах земной коры и в какой степени эта миграция согласуется с законами подземной гидродинамики, необходимо обратиться к схеме гидродинамической зональности подземной (внутрикоревой) гидросферы. Эта схема, предложенная российскими исследователями (Ю.В.Мухин, П.Н.Кропоткин и Б.М.Валяев, А.А.Пэк, И.Г.Киссин и др.) еще в 1960-е гг., предусматривает наличие трех зон, последовательно сменяющихся с глубиной: гидростатических, переходных и литостатических давлений флюидов [21, 22]. Граница между первой и второй зонами в разных геоструктурах расположена на глубинах от 1 до 6 км, а между второй и третьей зонами установлена лишь в отдельных районах и находится, вероятно, на глубинах 5-10 км. На рис. 2 приведен график изменения с глубиной Z давления флюидов P_{ϕ} в этих зонах. В зоне гидростатического давления градиенты флюидного давления $\text{grad } P_{\text{гидр}} = \Delta P_{\phi} / \Delta Z$ и в зависимости от плотности воды изменяются в пределах 0.010-0.012 МПа/м. Если разность флюидных давлений на различных глубинных отметках водонасыщенной толщи $\Delta P_{\phi} = P_2 - P_1$ отвечает градиенту гидростатического давления $\text{grad } P_{\text{гидр}}$ (см. рис. 2), вертикальная фильтрация воды в такой толще отсутствует. Фильтрация становится возможной, если $\text{grad } P_{\phi} \neq \text{grad } P_{\text{гидр}}$. В соответствии с законом Дарси скорость вертикальной фильтрации составляет

$$V_z = -k_z \frac{\partial P_{\phi}}{\partial z},$$

где k_z – коэффициент фильтрации. Знак (–) здесь указывает, что при положительном векторе скорости в направлении оси координат знаки скорости и градиентов противоположны. Нисходящая фильтрация воды происходит, если $\text{grad } P_{\phi} < \text{grad } P_{\text{гидр}}$. При обратном соотношении создаются условия для восходящей фильтрации.

Фильтрационные потоки подземных вод в пределах зоны гидростатического давления (зоны I) хорошо изучены. Известно, что питание водоносных горизонтов атмосферными осадками (нисходящая фильтрация) происходит на повышенных участках рельефа, разгрузка – в акваториях или в депрессиях рельефа, куда направлены потоки подземных вод. Рассматриваемые флюидонасыщенные слои в средней и нижней частях земной коры (волноводы, электропроводящие слои и др.) приурочены к зоне III, где давление флюидов приближается к литостатическому (P_3 на рис. 2). Фильтрация воды в эти слои с дневной поверхности возможна либо при наличии приповерхностных источников очень высокого флюидного давления (P_4), что исключено, либо при снижении флюидного давления в указанных слоях до величины (P_5), более низкой, чем гидростатическое давление на соответствующей глубине. Такое снижение флюидного

давления может явиться следствием образования дилатантных пустот, на чем основаны представления некоторых авторов о фильтрации приповерхностных (метеорных или морских) вод в глубинные зоны земной коры.

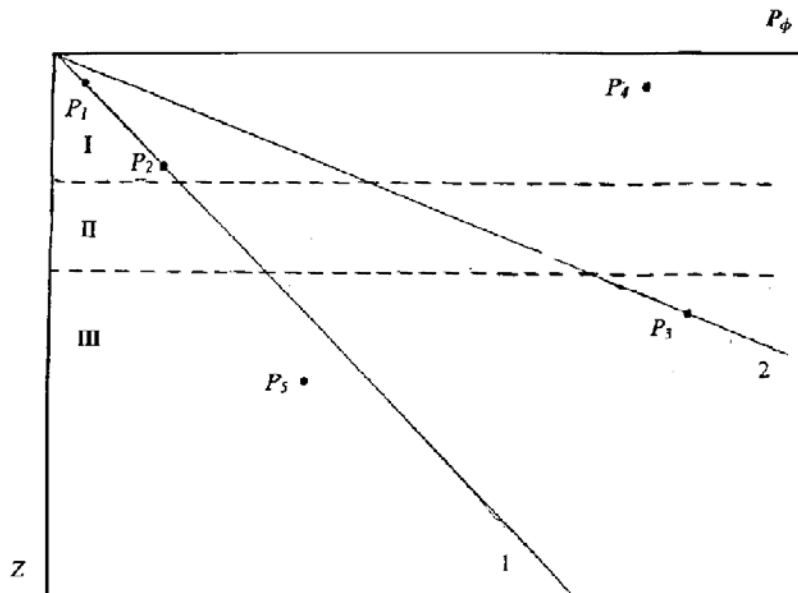


Рис. 2 Схема изменения флюидного давления P_ϕ с глубиной Z . Градиенты давлений: 1 – гидростатического, 2 – литостатического. Гидродинамические зоны земной коры: I – гидростатических давлений, II – переходных давлений, III – литостатических давлений

Проникновение метеорных вод на большие глубины часто связывают с механизмом сейсмического нагнетания. Данный механизм определяется развитием микротрещин дилатансии под действием высоких напряжений перед сейсмическим разрывом, при этом происходит всасывание воды. После образования разрыва микротрещины закрываются, выжимая воду, что приводит к сильному повышению дебита источников [23]. Заметим, что последнее следствие дилатансии не подтверждается длительным опытом наблюдений постсейсмических эффектов: изменения давления (уровня) или дебита подземных вод после землетрясений имеют различные знаки, и нет данных о преобладающем росте дебита источников.

Посредством механизма сейсмического нагнетания объясняют глубокую циркуляцию метеорных вод в некоторых регионах, например, в сдвиговой зоне Пиренеев [24]. Перед разрывом под действием высоких напряжений трещины в сдвиговой зоне раскрываются и флюидное давление падает, что вызывает затягивание воды из осадочной толщи. Во время и после разрыва трещины в кристаллическом массиве под действием растяжения распространяются вниз, и вода по ним устремляется к поверхности. Такое сейсмическое нагнетание внутри зоны разлома может привести к циклическому движению флюидов вверх и вниз. МакКейг [24] считает, что подтверждением глубокой циркуляции метеорных вод в зонах разломов служат данные об изотопном составе кислорода и водорода в породах этих зон. Однако в этой схеме, по-видимому, не учитывается неглубокая циркуляция метеорных вод от областей питания на возвышенностях до очагов разгрузки в депрессиях рельефа. Такая циркуляция, которая часто проявляется в виде источников, широко распространена в горных массивах (и, в частности, на Пиренеях). Она, как правило, очень интенсивна и превалирует над слабыми потоками глубинных вод, что влияет на изотопные показатели в зонах разломов.

Изотопные индикаторы проникновения метеорных вод на большие глубины используются и в других работах, например, [25, 26]. При этом основываются на известных вариациях значений ^{18}O и D , характеризующих различные генетические типы вод – метеорных, морских, метаморфических и др. Предполагается, что изотопный состав кислорода и водорода в минералах, сла-

гающих породы в разломных зонах, указывает на тип вод, с которыми эти породы контактировали в течение длительного времени. Это действительно так, но ведь глубокие части разломов, проникающие в среднюю и нижнюю кору, недоступны для натуральных исследований. Если же они в результате эрозии приподняты на малые глубины, то становятся ареной интенсивной циркуляции метеорных вод, и породы при длительном соприкосновении с такими водами подвергаются переработке с соответствующим изменением изотопного состава. Таким образом, для изотопной диагностики типа вод, циркулировавших по разломам, необходимо знать, когда сформировалась изотопная метка на водовмещающих породах и не подвергалась ли эта метка последующим изменениям. Без этого изотопная диагностика вод не может быть однозначной.

Привлечение сейсмического нагнетания в качестве основного механизма поступления флюидов в обширные зоны средней и нижней коры, которые отличаются повышенной электропроводностью и пониженными сейсмическими скоростями, вызывает серьезные возражения.

1. Применительно к дилатантно-диффузной модели подготовки землетрясений, в основу которой положено воздействие дилатансии на миграцию флюидов, было справедливо отмечено, что “одновременное выполнение в большом объеме земной коры с линейным размером порядка 10 км критических условий для дилатантного расширения маловероятно ввиду неоднородности напряженно-деформированного состояния пород” [27, с. 115].

2. Процессы дилатансии развиваются при подготовке и реализации сейсмических разрывов. Неясно, как они могут обеспечить широкое распространение порово-трещинного пространства внутри ненарушенных блоков, где часто встречаются волноводы и электропроводящие слои.

3. При достижении большой степени разрежения в процессе дилатансии в порах увеличивается эффективное сжатие, что приводит к подавлению дилатансии [28]. Заполнение пор флюидом способствует их более длительному сохранению. Но и в этом случае после прекращения процессов, ведущих к дилатансии, под действием эффективного сжатия должно происходить сокращение емкости пор и возрастание их изоляции вследствие растворения минерального вещества на контактах между зернами и удаления жидкости посредством гидроразрывов. Поэтому трудно объяснить, как могут сохраняться пустоты дилатантного происхождения в длительные тектонически спокойные периоды, когда уровень напряжений снижается.

4. Как это следует из геоэлектрических и сейсмических разрезов земной коры, электропроводящие и волноводные слои перекрываются достаточно выдержанными толщами высокоомных пород с повышенными сейсмическими скоростями. Неоднократно отмечалась низкая проницаемость этих плотных пород [29, 30]. Фильтрационные связи указанных слоев с приповерхностной зоной осуществляются главным образом по разломам, а на участках, удаленных от разломов, эти связи очень затруднены, что препятствует водообмену этих слоев с поверхностью посредством сейсмического нагнетания.

Согласно геомеханической модели, в которой использован принцип сейсмического нагнетания [31, 32], волноводы формируются за счет чередования двух флюидных режимов, обусловленных вязкой консолидацией (компакцией) и дилатансией. Первая определяет выжимание флюидов вверх, вторая – их поглощение и появление нисходящих потоков метеорных вод. Чередование этих режимов – автоколебательный процесс – поддерживает динамическое равновесие в волноводах. Такой механизм, по мнению авторов, обеспечивает проникновение метеорных вод на глубины до 15 км, а, возможно, до 30 км и влияет на колебания уровня внутренних морей (Каспийского, Аральского). С последним утверждением трудно согласиться. Если подземный сток в моря распространен достаточно широко, то фильтрация морских вод на большие глубины не допускается существующими градиентами флюидного давления (см. рис. 2). Чтобы такая фильтрация произошла даже при наличии в волноводе пустот с вакуумом, потоку морских вод необходимо преодолеть зоны сверхгидростатических и литостатических флюидных давлений, а движущие силы для этого отсутствуют. Указанная геомеханическая модель позволяет объяснить условия длительного существования флюидонасыщенных слоев в глубинных частях коры, однако, она может реализоваться лишь при определенных тектонических напряжениях, а, главное, этой модели

жениях, а, главное, этой модели присущи все те трудности, которые были указаны выше применительно к механизму сейсмического нагнетания.

В высокопроницаемых зонах разломов вода может поступать на большую глубину под действием тепловой конвекции [26]. Соответствующая задача была решена для вертикального плоского разлома, проницаемость которого значительно больше проницаемости вмещающих пород. Авторы рассматривают тепловую конвекцию в пределах разлома совместно с механизмом сейсмического нагнетания, когда после землетрясения и разгрузки флюидов со сверхгидростатическим давлением в зоне разлома устанавливается гидростатическое давление. При этом тепловая конвекция обеспечивает промывание зоны разлома большими объемами метеорных или приповерхностных вод, что дает соответствующие изотопные эффекты в породах зоны разлома. В этой модели породы, слагающие блоки, не участвуют в водообмене с разломом, и модель не дает ответа на вопрос, как метеорные воды проникают из разлома в субгоризонтальные слои – электропроводящие или низкоскоростные.

Поступление флюидов из мантии. Поступление флюидов в земную кору из верхней мантии обусловлено процессами дегазации Земли, продолжающимися и в настоящее время. Вода и углекислота являются основными компонентами мантийных летучих, которые содержат также CH_4 , H_2S и некоторые другие соединения [33, 34]. Количественные оценки показывают средние содержания в современной мантии H_2O – 0.014 % мас., CO_2 – 0.002 % мас., остальные летучие присутствуют в еще меньших концентрациях. Экспериментально установлено, что в РТ-условиях мантии алюмосиликаты обладают высокой растворимостью во флюидах, вследствие чего возможен постепенный переход высококонцентрированных водных растворов в богатые водой силикатные расплавы. При этом исчезает резкая граница между процессами магматического и флюидного массопереноса. Сделано заключение об устойчивости водных флюидов в значительном интервале глубин субконтинентальной мантии и о резком преобладании магматической формы транспортировки флюидов из мантии в земную кору [34]. На незначительную долю флюидных потоков из мантии, не связанных с внедрением мантийных расплавов, указывали и другие авторы. Преимущественная миграция мантийных флюидов в составе магмы подтверждается результатами изучения изотопного состава гелия, который при наличии мантийных источников отличается повышенным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ [35]. Так, в Байкальской рифтовой зоне, где в основании земной коры залегает прогретая аномальная мантия [14], на отдельных участках зафиксированы отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкие к 10^{-5} , которые присущи мантийным флюидам [35]. Наличие в континентальных рифтах флюидов, связанных с активным магматизмом, отмечается многими исследователями [2; и др.].

Файф рассматривает влияние горячих точек, плюмов и магматического подслаивания на режим глубинных флюидов [36]. Он указывает, что возмущению от горячих точек подвергаются около 10 % поверхности Земли. Внедрение и подслаивание мафической магмы должно происходить в больших масштабах вблизи раздела Мохо, что ведет к высокотемпературному метаморфизму. При этом в условиях гранулитовой фации и температуры магмы газовая фаза имеет высокие концентрации H_2 . Эффект массивного подслаивания должен поднимать и расширять кору, что приводит к увеличению проницаемости и способствует развитию конвекционных флюидных систем.

При кристаллизации подкоровых магм выделяется вода, что способствует конвективному переносу тепла и приводит к активизации метаморфических процессов. Таким образом, поступление в земную кору мантийных флюидов происходит в наибольшей степени в структурах, где мантийные расплавы поднимаются к нижней границе коры, т.е. в активных зонах. Надо полагать, что источниками поступления мантийных флюидов служат не только плюмы и горячие точки. Ф.А.Летников допускает наличие интенсивных флюидных потоков, поднимающихся вдоль зон разломов или региональных линейных метасоматических зон под избыточным флюидным давлением из астеносферы или нижних горизонтов литосферы. Эти флюидные потоки создают напряженные системы, которые могут функционировать длительное время - десятки и сотни миллионов лет [37].

Остаются недостаточно ясными масштабы генерации воды и углекислоты за счет окисления восстановленных флюидов. Такие флюиды (H_2 , CO , CH_4 и др.) окисляются по мере поступления в верхние части мантии и в земную кору ($H_2 \rightarrow H_2O$, $CO \rightarrow CO_2$, $CH_4 \rightarrow CO + 2H_2$ и др.), при этом выделяется энергия, необходимая для развития процессов магматизма и метаморфизма [38].

Генерация флюидов в толще консолидированной коры. Выделение флюидов в средней и нижней частях консолидированной коры континентов связано преимущественно с метаморфическими реакциями дегидратации. Как известно, большинство этих реакций протекает с поглощением тепла; объем образовавшихся продуктов реакций – твердых и флюидов – в сумме больше, чем объем исходных минералов, а объем твердого скелета в результате реакций чаще всего уменьшается [39, 40]. Эта последняя особенность метаморфической дегидратации имеет большое значение для флюидизации глубоких частей коры: в толще пород развиваются поры и трещины и одновременно генерируются флюиды. Таким образом, создаются условия для накопления и сохранения флюидов в толще, подвергавшейся дегидратации. Подобный эффект дают и метаморфические реакции с участием карбонатов, в результате которых выделяется углекислота.

Вероятно, впервые условия формирования корового волновода под действием метаморфических процессов детально рассматривались А.В.Брыксыным и В.В.Хлестовым применительно к Байкальской рифтовой зоне [15]. Было установлено, что низкоскоростные и электропроводящие слои образовались в толще глубоко эродированного фундамента при повторном ее прогреве, активизировавшем метаморфические реакции, которые привели к локальному насыщению пород флюидами. Эти реакции протекают в интервале глубин с температурой от 300-400°C до 550-650°C. Согласно [15], снижение удельного электрического сопротивления определяется величиной связности пор, заполненных флюидами, а уменьшение сейсмических скоростей обусловлено свойствами пород, слагающих слой диафторитов.

Многочисленные эксперименты, выполненные Е.Б.Лебедевым с соавторами [41, 42; и др.], позволили выяснить основные особенности изменения скоростей упругих волн в различных глубинных породах при температурах до 900°C и давлениях до 600 МПа. Реакции метаморфической дегидратации вызывают снижение V_p и V_s , особенно интенсивное при повышении температуры до 600-650°C. Снижение V_p хорошо коррелируется с увеличением пористости и проницаемости пород. Все эти изменения обусловлены уменьшением эффективного напряжения под действием внутриволнового давления флюида, которое вызывает раскрытие пор и микротрещин.

Генезис рассматриваемых сейсмических и электрических неоднородностей в связи с процессами метаморфической дегидратации неоднократно обсуждался в литературе применительно к различным регионам [43, 44, 9, 21, 18; и др.]. Несмотря на достаточно широкое признание метаморфических процессов как важного источника флюидов в глубинных частях коры, сохраняется ряд неясностей и противоречий. Чаще всего споры возникают по вопросу о возможности наличия воды в нижней коре, представленной породами гранулитовой фации. Решение этого вопроса определяет, причастны ли флюиды к формированию электрических и сейсмических неоднородностей нижней коры. Ведь электропроводящие и низкоскоростные слои в некоторых регионах зафиксированы в нижней коре при температурах, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма. Могла ли в этих условиях сохраниться вода?

Представления о низкой летучести H_2O как определяющем факторе гранулитового метаморфизма подтверждаются данными о составе флюидных включений. В качестве причин обезвоживания обычно называют: поглощение H_2O анатектическим расплавом, разбавление воды углеродосодержащими флюидами, изначальную сухость субстрата [45], поглощение H_2O в процессе ретроградного метаморфизма [46]. На этой основе некоторые исследователи [2, 47, 46; и др.] отрицают возможность существования свободной воды в нижней коре докембрийских кратонов и других тектонически спокойных структур и допускают такую возможность только в областях с активными тектоническими, метаморфическими или магматическими процессами. Соответственно оценивается и влияние воды на электропроводность нижней коры.

Можно привести серьезные доводы для обоснования иной точки зрения на современное наличие воды в нижней коре, сложенной породами гранулитовой фации.

1. Данные о флюидных включениях в породах характеризуют состав древних флюидов, сингенетичных породам гранулитовой фации, в которых эти включения сохранились. Такие замкнутые включения практически не влияют на электропроводность и другие физические показатели пород. Состав флюидов в межзерновых прослойках, а также сообщающихся порах и трещинах отражает современный или сравнительно недавний этап флюидного обмена. Эти флюиды могут содержать значительно больше воды, чем законсервированные включения.

2. Среди петрологов отсутствует единое мнение о степени участия воды в метаморфизме гранулитовой фации. Данные о водно-углекислом флюиде, сосуществующем с минералами при параметрах гранулитовой фации, указывают, что мольная доля H_2O в этом флюиде должна быть ниже 0.5. Расчеты показывают, что при температурах от 700 до 800°C и давлении 5-8 кбар мольная доля H_2O при метаморфизме была ниже 0.35 [45]. Оценки соотношений воды и углекислоты, приведенные разными авторами, дают мольную долю воды 0.2-0.35 или 11-15 % мас. При такой доле воды возможно существование в нижней коре обособленной водосодержащей фазы, если температуры не превышают 800°C. При более высоких температурах водно-углекислый флюид обуславливает парциальное плавление пород [48]. Все эти данные, таким образом, не подтверждают вывод о полном отсутствии воды в нижней коре гранулитового состава.

3. Гидродинамическая система консолидированной коры

В консолидированной коре можно выделить три типа пород, отличающиеся по характеру порово-трещинного пространства и фильтрационным характеристикам: с повышенными значениями емкости пор и трещин, а также проницаемости; со сравнительно малой емкостью связанных каналов, которая оценивается величинами порядка десятых долей процента; с очень низкими пористостью и трещиноватостью, практически непроницаемые породы. Первые приурочены к зонам разломов, вторые – к блокам флюидонасыщенных пород. На геоэлектрических разрезах те и другие представлены низкоомными участками, а третьи – плотные массивы – характеризуются высоким удельным сопротивлением. Некоторые примеры геоэлектрических разрезов представлены на рис. 3. Конечно, такая градация несколько условна, ибо в пластичных породах глубинных частей коры, по-видимому, существенное значение приобретает не объемная фильтрация, а пленочный перенос флюидов. На это указывают экспериментальные данные, согласно которым зернограничная проницаемость существенно увеличивается с ростом температуры и напряжений [20]. Тем не менее, подобная градация отражает различия физических свойств пород консолидированной коры, обусловленные степенью их флюидонасыщенности.

В подземной гидродинамике для математического описания систем с гетерогенными фильтрационными характеристиками используется модель среды с двойной пористостью (емкостью) [49, 50]. Такая трещинно-пористая среда состоит из блоков, сложенных породами с межгранулярными относительно мелкими порами, и системы трещин, разделяющей эти блоки (рис. 4). Емкость трещин очень мала по сравнению с общей емкостью пор. В пористых блоках сосредоточены основные запасы жидкости, а движение жидкости происходит преимущественно по трещинам, проницаемость которых значительно больше проницаемости пор. Между пористыми блоками и трещинами происходит обмен жидкостью. Процесс нестационарной фильтрации жидкости в системах с двойной пористостью описывается системой уравнений [49].

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} + \varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa (\varepsilon_1 \nabla^2 p_1 + \nabla^2 p_2),$$

$$\varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2 + \frac{p_2 - p_1}{\tau},$$

где соответственно для пористых блоков и систем трещин: p_1 и p_2 – давления жидкости, β и $\varepsilon_2 \beta$ – эффективные сжимаемости, $\varepsilon_1 k$ и k – проницаемости систем, ε_1 и ε_2 – комплекс-

ные параметры для характеристики трещинно-пористых сред; $\kappa = k/\mu\beta$, $\tau = \mu\beta/\alpha_0$, μ – вязкость жидкости, α_0 – мера интенсивности обмена жидкостью между системами блоков и трещин.

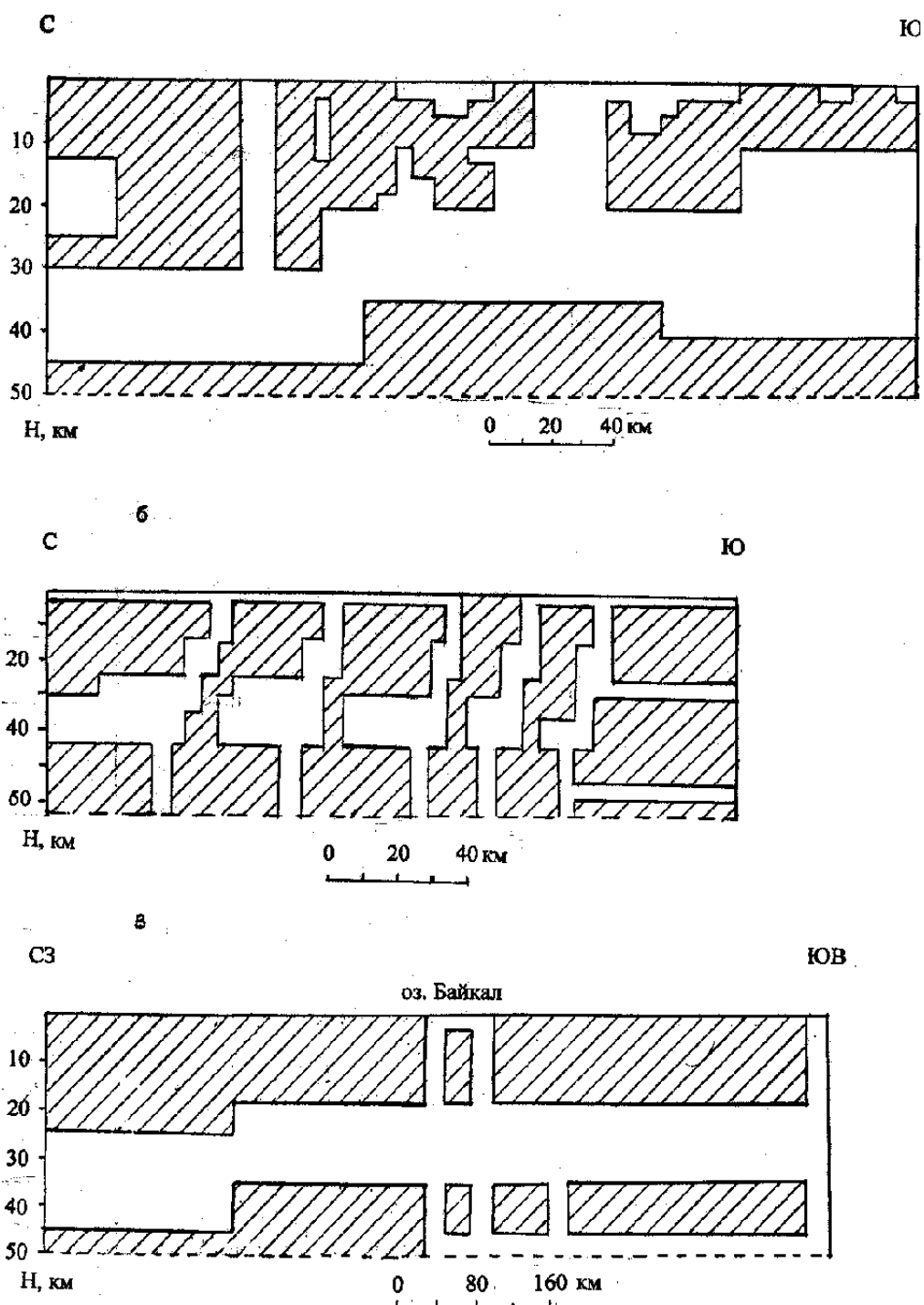


Рис. 3 Схематизированные геоэлектрические разрезы земной коры некоторых регионов:

а – Северный Тянь-Шань (по меридиану $75^{\circ}48'$) [11], *б* – Малый Кавказ (через эпицентральной зону Спитакского землетрясения 7.12.1988г.) (по М.Н.Бердичевскоиу и др., 1996 г.), *в* – Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории [13]. Светлое поле – слои и зоны повышенной электропроводности (удельные сопротивления до 200 Ом·м), заштрихована область высоких сопротивлений (10^3 – 10^4 Ом·м)

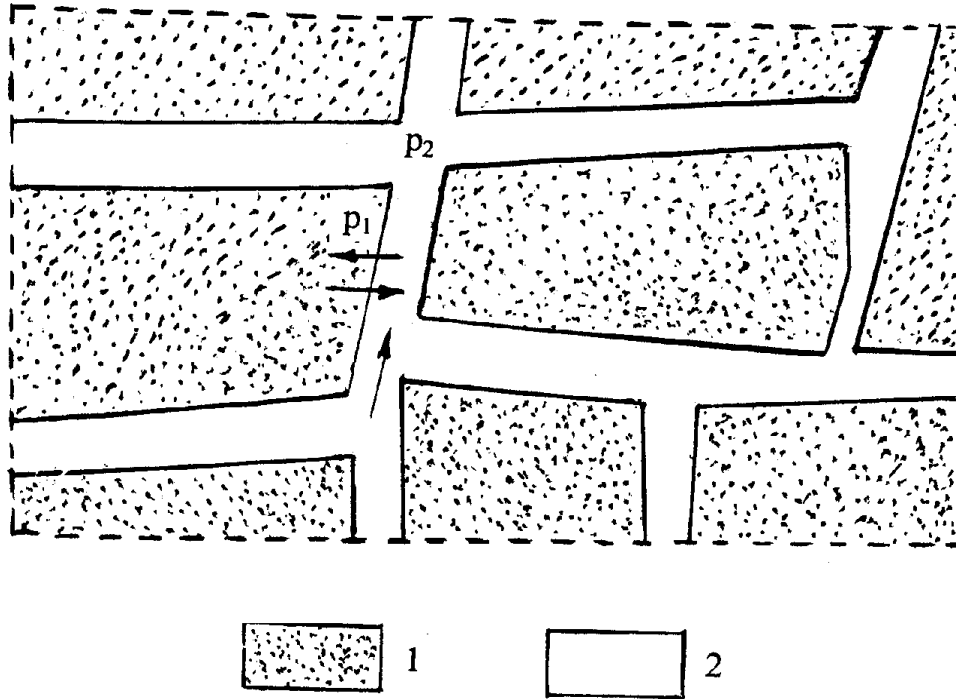


Рис. 4 Схема среды с двойной пористостью:
1 – блоки пористых пород, 2 – системы трещин. Стрелки – пути миграции флюидов

Дальнейшие исследования сред с двойной пористостью позволили получить упрощенную систему уравнений для случая, когда изменения давления в трещинах p_2 гораздо больше изменений давления в блоках p_1 [50].

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} + \varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2,$$

$$\varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2 + \frac{p_2}{\tau}.$$

Аналогичная система уравнений получена и для случая, когда изменения давления в блоках p_1 значительно больше изменений давления в трещинах p_2 .

На основе модели среды с двойной пористостью может быть с некоторым приближением выполнено описание флюидного обмена между достаточно крупными блоками земной коры, в которых заключены флюидонасыщенные слои, и разделяющими их разломами. При этом в зависимости от источников флюидов и флюидного давления возможны различные соотношения между блоками и разломами: разломы служат питающими каналами ($p_2 > p_1$); источники флюидов заключены в блоках, а разломы являются дренирующими элементами ($p_1 > p_2$). Если разломы служат путями поступления флюидов, то источниками последних могут быть, как уже отмечалось выше, флюиды либо поверхностного, либо мантийного происхождения.

Для того, чтобы определить соотношения между глубинными разломами и блоками, слагающими гидродинамическую систему консолидированной коры, необходимо коснуться некоторых особенностей распространения крупных разломов [51]. По данным ГСЗ, нарушенность земной коры разломами D (количество разломов на единицу длины профиля, пересекающего определенные горизонты коры) убывает с глубиной. На глубине 20 км средние значения $D=11.5 \text{ км}^{-1} \cdot 10^{-3}$, а на глубине 40 км (средняя глубина раздела Мохо по бывшему СССР)

$D=8 \text{ км}^{-1} \cdot 10^{-3}$. Для подвижных поясов нарушенность коры выше, чем для платформенных областей. Глубина проникновения разлома увеличивается с ростом его протяженности. Длина разломов, достигающих подошвы коры, составляет 100 км и более. В.А.Саньковым [51] установлены зависимости расстояний между разломами одного ранга M и глубинами проникновения разло-

мов H , которые описываются уравнением $H=bM^a$, где b и a – эмпирические коэффициенты, зависящие от типа и возраста структур. При глубине разломов 40 км средние расстояния между ними на платформах 65-73 км, а в областях молодой складчатости 45 км. Эти данные дают представление о величине блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами.

Поступление метеорных или морских вод по разломам в блоки средней или нижней частей коры, как уже отмечалось выше, маловероятно. Поступление мантийных флюидов в указанные блоки соответствует модели среды с двойной пористостью. Однако, исходя из свойств этой модели (соотношения пористости и проницаемости разломов и блоков), трудно допустить, что транспорт мантийных флюидов по удаленным друг от друга разломам является основным источником поступления флюидов в протяженные слои внутри блоков.

4. Самоорганизация флюидной системы и геофизических неоднородностей консолидированной коры

Можно утверждать, что широкое распространение в глубинных частях консолидированной коры флюидонасыщенных зон и связанных с ними геофизических неоднородностей плохо согласуется с такими универсальными тенденциями развития коры как гравитационное уплотнение и тектоническое разуплотнение пород. Гравитационное уплотнение происходит в результате растворения минералов на контактах зерен под влиянием сильного одностороннего давления и отложения растворенного вещества на стенках пор. Такое растворение не распространяется на контакты, расположенные параллельно или под небольшим углом к направлению давления. Данное явление, хорошо известное как принцип Рикке, в условиях высоких литостатических нагрузок, а также сжимающих тектонических напряжений приводит к уменьшению пористости вплоть до полной ликвидации связанных пор (рис. 5). При этом под действием литостатической нагрузки нарушаются субгоризонтальные связи между порами. Поскольку связанная пористость определяет электропроводность пород, широкое распространение электропроводящих слоев возможно только при наличии механизма, не допускающего деградации пористости.

Тектоническое разуплотнение пород является следствием воздействия растягивающих или касательных напряжений. При этом увеличивается проницаемость среды. Если в стабильных структурах состояние флюидных систем зависит от уплотнения пород по принципу Рикке, то в структурах тектонически активных, где трещинно-поровое пространство периодически обновляется, длительному сохранению флюидов препятствует наличие в коре путей эмиграции, прежде всего зон разломов. Пополнение запасов флюидов определяется масштабами и временем протекания процессов метаморфической дегидратации, а также возможностью притока мантийных флюидов. Современная обстановка древних пассивных структур не способствует развитию этих процессов. Таким образом, возникают серьезные противоречия. Для их устранения необходимо рассматривать условия флюидизации глубинных частей коры с позиций неравновесной термодинамики [52]. Надо полагать, что формирование и сохранение флюидонасыщенных слоев и зон происходит при участии процессов самоорганизации.

Процессы самоорганизации геологических систем детально исследовались Ф.А.Летниковым. Особое внимание при этом уделялось метаморфизму и метасоматозу в зонах глубинных разломов, а также процессам, протекающим при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений [4, 53, 54]. На примере зон глубинных разломов Кокчетавской глыбы и Прибайкалья установлено, что каждая такая зона является долгоживущей (100-150 млн. лет) самоорганизующейся системой периодического действия, в которой интенсивные процессы метаморфизма и метасоматоза проявлялись в сравнительно короткие промежутки времени. Движущей силой флюидного потока в гидротермальных системах являются градиенты температуры и давления. В таких системах развивается самоорганизация, если скорость химических реакций с участием флюида превышает или равна скорости флюидного потока.

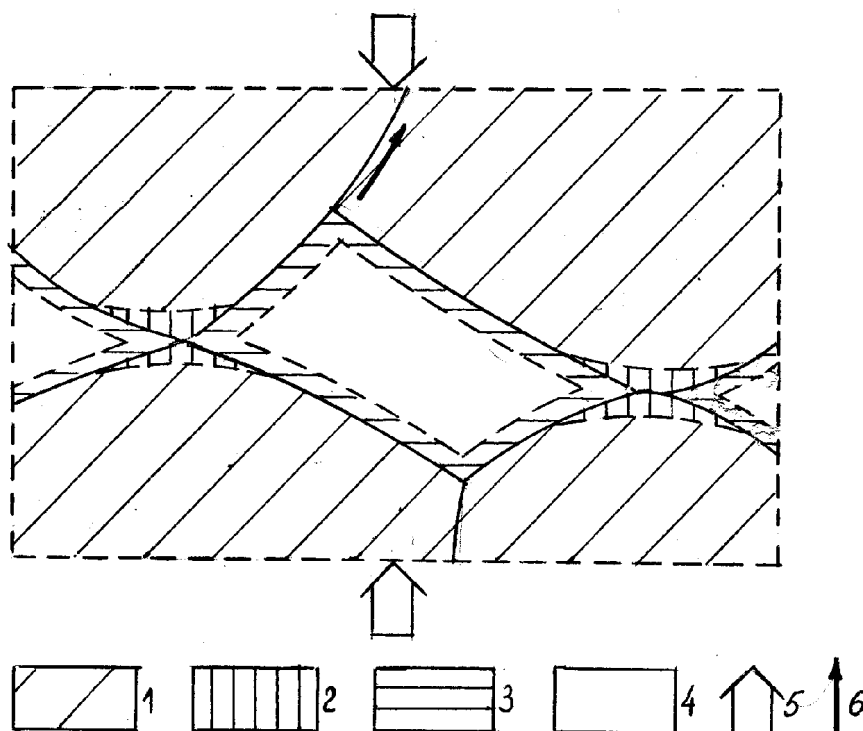


Рис. 5 Принцип Рикке и эволюция пор, заполненных флюидом:

1 – зерна породы, 2 – растворение вещества на контактах зерен, 3 – перенос растворенного вещества внутри поры, 4 – флюид, 5 – направление стресса, 6 – пути удаления флюида

К числу самоорганизующихся пространственно-временных структур должны быть отнесены не только зоны разломов, но и флюидонасыщенные участки блоков пород средней и нижней коры, т.е. вся флюидная система с двойной пористостью, которая рассматривалась выше. Важнейшие особенности флюидной системы консолидированной коры – ее широкое распространение в разных геоструктурах, длительное существование, значительная временная изменчивость и зависимость от РТ-условий земной коры.

Возможность длительного существования флюидонасыщенных зон, которые образовались в результате дегидратации и фиксируются в геоэлектрическом и сейсмическом разрезах земной коры, подтверждается данными численного эксперимента, выполненного И.А.Гарагашем для изучения эволюции напряженного состояния коры в окрестностях очага дегидратации [55]. Этот эксперимент был проведен в связи с предположением о воздействии метаморфической дегидратации пород в глубинных частях коры на сейсмическую активность [56]. Промежуточным результатом эксперимента явились данные о распределении избыточного порового давления и потоков флюида в системе “разлом – очаг дегидратации” на различных стадиях развития процесса. В качестве модели рассматривался очаг дегидратации мощностью 10 км и протяженностью 40 км с кровлей на глубине 25 км. Край очага сочленяется с разломом. Верхняя кора, покрывающая очаг, практически непроницаема. Плоская модель была разбита на элементы с размером 2×2 км, ширина зоны разлома 2 км. Компоненты модели отличаются по фильтрационным параметрам. После завершения реакции дегидратации происходит перераспределение флюидного давления в очаге дегидратации и зоне разлома. Перераспределение давления сопровождается фильтрацией флюида в зону разлома. Расчетами определены давления в разных частях блока и разлома через определенные промежутки времени (до 12 млн. лет) после начала реакции. Выполненные расчеты не учитывают возможной миграции флюидов через трещины гидроразрыва. Несмотря на это, они дают представление о характере распределения флюидов и свидетельствуют о весьма длительном сохранении флюидов в блоке, подвергавшемся дегидратации. Численный эксперимент показал, что в результате дегидратации и повышения флюидного давления происходит рост напряжений и увеличивается нагрузка на разломы, что приводит к активизации сейсмического про-

цесса. При этом, как уже отмечалось, повышается проницаемость зон разломов и усиливается флюидный обмен, стимулирующий развитие метаморфических реакций. Таким образом действует механизм самоорганизации взаимосвязанных процессов – метаморфических и сейсмических.

Результаты расчетов, в основном, согласуются с натурными данными по Кольской сверхглубокой скважине (СГ-3) [57]. Эти данные указывают, что глубинные зоны разуплотнения, образовавшиеся в коре под действием метаморфической дегидратации, могут сохраняться в течение длительного геологического времени. По мнению авторов [57], из этих зон по СГ-3 за 1.8 млрд. лет было удалено лишь около половины флюидов, выделенных вследствие дегидратации, причем удаление флюидов происходило в виде импульсов при тектонической активизации. Нам представляется, что возраст флюидов из Кольской сверхглубокой существенно завышен. Тектоническая активизация должна была способствовать не только удалению флюидов, но и их дополнительной генерации в результате оживления метаморфических процессов.

Временные изменения флюидной системы и геофизических неоднородностей консолидированной коры находятся в зависимости от геодинамической обстановки и, следовательно, РТ-условий. Вариации удельного сопротивления проводящего слоя до и после серии землетрясений, слабых и умеренной силы, были зарегистрированы в течение нескольких месяцев на Бишкекском полигоне (Киргизия) [58], что интерпретировалось как изменение флюидонасыщенности проводящего слоя [21]. О более длительных изменениях флюидной системы свидетельствуют вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня [59]. Эффективная добротность Q_s в первые месяцы после сильных землетрясений составляла 140-200 и через несколько десятилетий увеличилась до 300, а в некоторых случаях даже до 1000. Соответственно уменьшилась величина поглощения волн, которую связывают с наличием флюидов. Таким образом, содержание флюидов снижалось по мере стабилизации напряженно-деформированного состояния среды.

Хорошо известно воздействие изменений напряженно-деформированного состояния среды на уровень, дебит и химический состав подземных вод. Эти эффекты проявляются не только при подготовке и в результате землетрясений, но и под влиянием асейсмических процессов [60]. Многочисленные данные о нестабильности газовых потоков получены в последнее время Г.И.Войтовым [61, 62, и др.]. Такие нестабильности наиболее значительны в тектонически активных областях, но они установлены и в асейсмических структурах Русской платформы. Так, в районах Волгоградского Поволжья были зафиксированы временные изменения концентрации CH_4 в составе растворенных газов от незначительной до 5 % об., а также более чем двукратные, вариации содержания изотопов ^{13}C а углеводородных газах. Химический и изотопный составы спонтанных и растворенных газов формируются при смешении газов различного генезиса, существенную долю которых составляют газы, поступающие из глубинных оболочек Земли по тектонически разуплотненным зонам. При восходящем движении таких газов они взаимодействуют с флюидами консолидированной коры, и нестабильности газового потока, соотношения газов корового и мантийного происхождения тесно связаны с изменениями всей флюидной системы.

Нашей планете присущи неравновесность стационарных состояний, неустойчивость систем, катастрофические процессы [5]. В формировании этих свойств несомненно большая роль флюидов – самой подвижной составляющей геологической среды. Нелинейные свойства флюидной системы консолидированной коры выражены в сильной реакции системы на слабые воздействия. Существенные изменения состояния этой системы, примеры которых приводились выше, являются откликом на небольшие возмущения РТ-параметров. Изменения РТ-условий определяют направление и скорость реакций гидратации-дегидратации, влияют на развитие гидроразрыва и на емкость порово-трещинного пространства, вмещающего флюиды, воздействуют на процессы миграции флюидов.

Если допустить, что какая-либо область консолидированной коры представляет собой изолированную систему, то вследствие длительного воздействия литостатической нагрузки в условиях повышенной пластичности пород глубинных горизонтов коры в ней произойдет уплотнение пород, а поры и трещины будут ликвидированы. Такая область стремится к равновесному

состоянию, и в ней не могут сохраниться флюидонасыщенные зоны и связанные с ними неоднородности. Но кора является открытой системой, в которой осуществляется обмен веществом (флюидами) и энергией (теплом) с соседними оболочками планеты. В открытой системе происходит самоорганизация – антиэнтропийный процесс, сопровождающийся поглощением энергии и направленный против равновесия [63]. К таким неравновесным процессам следует отнести флюидизацию консолидированной коры. Флюидизация развивается в поле высоких литостатических давлений и сопровождается разуплотнением пород. Разуплотнение может быть следствием метаморфической дегидратации либо тектонических подвижек. Надо полагать, таким образом, что флюидизация земной коры и формирование в ней геофизических неоднородностей определяют меру неравновесности и, следовательно, тектонической активности земной коры. Такое предположение, по-видимому, подтверждается имеющимися фактическими данными: чем более флюидизирована кора тех или иных геоструктур, тем сильнее проявляются в ней геоэлектрические и сейсмические неоднородности и выше тектоническая активность геоструктур.

Исследования процессов самоорганизации, формирующих флюидную систему и геофизические неоднородности консолидированной коры, находятся в начальной стадии. Сейчас можно кратко остановиться на двух процессах, оказывающих существенное влияние на флюидизацию, – метаморфической дегидратации и тектонического деформирования. Ранее автором рассматривалась возможность циклических проявлений метаморфической дегидратации пород [21]. Известно, что реакции дегидратации тормозятся по мере выделения воды и роста ее парциального давления. Однако, когда давление достигнет определенного уровня, происходит гидроразрыв слабопроницаемых пород и часть воды удаляется. При этом давление воды падает и дегидратация возобновляется. Одновременно происходит изменение температуры: поглощение тепла при дегидратации приводит к снижению температуры и соответствующему замедлению реакции, в результате чего потери тепла сокращаются, и температура вновь возрастает. Так создаются условия для последующего роста скорости дегидратации и повторения цикла. Подобный механизм циклической дегидратации требует дальнейшего изучения. По-видимому, он реализуется при наличии возмущений, препятствующих равновесному течению реакции, – изменений потоков тепла, тектонических подвижек и др. Благоприятные условия для этого существуют в нелинейных системах, где очень слабые возмущения приводят к существенным откликам. Надо полагать, что реакция дегидратации может инициироваться при небольших повышениях температуры или изменениях флюидного давления. Система должна быть особенно чувствительна к изменениям флюидного давления в диапазоне, близком к критической величине, при которой осуществляется гидроразрыв.

Скорость метаморфической дегидратации изменяется также под действием тектонической активизации зоны разлома. Если в такой зоне происходят подвижки, ее проницаемость увеличивается. Это способствует усилению потока флюидов снизу и соответствующему прогреву зоны и смежных частей блока, что приводит к повышению скорости дегидратации. В результате подвижек усиливаются также фильтрационные связи между зоной разлома и смежными частями блока. Появляется возможность оттока флюидов, давление которых при дегидратации возросло, из этих частей блока через разлом вверх. После прекращения подвижек проницаемость пород в пограничной области между разломом и блоком под действием процессов гидратации и минералообразования снижается, и уменьшается флюидный обмен в этой области.

Подобные изменения условий дегидратации могут быть связаны и с деформационными волнами. Так, в земной коре Тянь-Шаня, по сейсмологическим данным, были обнаружены временные перестройки полей напряжений и трещиноватости. Эти изменения, которые происходили и в спокойный период, и в год сильного землетрясения, связывают с самоорганизацией поля напряжений-деформаций [64]. Деформационные волны, по-видимому, проявляются не только в тектонически активных, но и в стабильных, платформенных областях. Гидрогеологическими наблюдениями в Белоруссии, на северо-восточной окраине Припятской впадины были обнаружены эффекты, предположительно обусловленные прохождением деформационных волн [65].

Наличие в земной коре самоорганизующихся пространственно-временных структур, связанных с распределением флюидов, подтверждается при рассмотрении генезиса зон повышенной сейсмической расслоенности. Эти зоны представляют собой чередование слоев с повышенными

и пониженными скоростями, разница которых достигает 0.5 км/с. Такая расслоенность четко выражена по изменению скоростей p -волн и слабо проявляется по скоростям s -волн, что объясняется наличием флюидов [10]. Образование зон расслоенности обусловлено воздействием взаимосвязанных процессов: повышенного флюидного потока, метаморфизма и тектонического течения вещества [66, 67]. Надо полагать, что эти зоны формировались в обстановке, когда РТ-условия и тектонический режим способствовали развитию самоорганизующейся системы, определяющей чередование слоев флюидонасыщенных и плотных, в которых развивались процессы метаморфизма – соответственно прогрессивного (дегидратация) и регрессивного (гидратация).

Самоорганизация флюидных систем, очевидно, проявляется и в древних, стабильных, и в более молодых, активных структурах. Однако условия такой самоорганизации в этих видах структур различны. В стабильных структурах, для которых характерны малые изменения градиентов T и P , флюидный обмен осуществляется очень слабо и преобладает тенденция длительного сохранения флюидов. В структурах с высокой тектонической или магматической активностью большие градиенты T и P и их значительные изменения способствуют миграции и сравнительно быстрому обновлению флюидов.

Заключение

Приведенные данные об источниках и путях миграции флюидов в глубинных горизонтах земной коры континентов подтверждают, что в формировании геоэлектрических и сейсмических неоднородностей земной коры принимали участие флюиды различного возраста и генезиса. С учетом выявленных особенностей флюидного режима можно утверждать, что в древних стабильных структурах эти неоднородности имеют преимущественно реликтовый характер и могли возобновляться в периоды тектонической активизации. Неоднородности реликтовой природы залегают в широком диапазоне глубин. Возобновленные неоднородности располагаются в нижних частях коры, где господствуют высокие температуры. Формирование геоэлектрических и сейсмических неоднородностей в более молодых и подвижных областях отражает степень динамичности флюидных систем консолидированной коры. Эта динамичность зависит от возраста и масштабов проявлений тектонической или магматической активности.

Непосредственная фильтрация метеорных и морских вод в протяженные субгоризонтальные участки коры на глубинах от 10 км и более, где распространены геоэлектрические и сейсмические неоднородности, как правило, исключена. Однако воды такого генезиса могли проникать на эти глубины в определенных условиях совместно с вмещающими породами. Поступление флюидов из мантии происходит преимущественно в структурах, отличающихся тектонической и/или магматической активностью. Главными каналами транспортировки таких флюидов в пределах коры служат зоны разломов. Однако имеются основания полагать, что приток флюидов только по зонам разломов недостаточен для насыщения протяженных слоев, расположенных внутри блоков. Кроме того, привнос мантийных флюидов в отличие от процессов дегидратации не способствует формированию порово-трещинного пространства в таких слоях. По-видимому, неравновесное состояние характерно не только для коровых флюидов. К числу неравновесных диссипативных структур относят и флюидопроводящие системы литосферы [68].

Генерация флюидов непосредственно в глубинных зонах земной коры в наибольшей степени соответствует имеющимся фактическим данным о распределении в коре геоэлектрических и сейсмических неоднородностей, а также изложенным представлениям о динамике флюидов в этих зонах. В результате метаморфической дегидратации образуются и флюиды, и пустоты, куда они поступают. Процессы дегидратации приводят к формированию протяженных флюидонасыщенных тел, каждое из которых отличается сравнительно небольшой пространственной изменчивостью электрических и сейсмических показателей, а, следовательно, более или менее однородным содержанием флюидов. Такую однородность трудно объяснить, если предполагать, что транспорт флюидов к этим телам осуществляется только посредством концентрированных потоков по зонам разломов. Важным фактором развития метаморфических процессов в средней и нижней частях земной коры является подток прогретых флюидов мантийного происхождения. Надо полагать, что в основном таким путем, а не за счет непосредственного поступ-

ления мантийных флюидов осуществляется воздействие последних на формирование рассматриваемых неоднородностей земной коры.

Разные этажи подземной гидросферы существенно отличаются по современному флюидному режиму. В верхнем этаже, принадлежащем к зоне гидростатического давления, круговорот воды определяется балансом между нисходящей и восходящей ветвями миграции. В более глубокой зоне переходных, или сверхгидростатических давлений (средний этаж) восходящее движение флюидов преобладает над нисходящим. В нижнем этаже расположена зона литостатических давлений, к которой относятся рассматриваемые геофизические неоднородности коры. Здесь вектор миграции флюидов направлен вверх. Исключение составляют лишь некоторые упомянутые выше обстановки, относящиеся главным образом к случаям перемещения флюидов совместно с породой. Таким образом, во флюидной системе консолидированной коры действует “клапанный” механизм миграции, который определяет условия современной дегазации Земли.

Установлено, что флюидизация консолидированной коры и формирование в ней геоэлектрических и сейсмических неоднородностей происходят под действием процессов самоорганизации, развивающихся в открытых неравновесных динамических системах, которые обмениваются веществом и энергией с окружающей средой. Флюидизация, сопровождающаяся разуплотнением пород, является следствием метаморфических, тектонических и магматических процессов и определяет неравновесное состояние соответствующих частей земной коры. Очевидно, существуют достаточно тесные связи между степенью флюидизации, неравновесным состоянием и тектоническим режимом земной коры. Неравновесное состояние флюидной системы и геофизических неоднородностей консолидированной коры подтверждается приведенными выше данными об их изменениях, которые были зарегистрированы в течение очень коротких (по геологическим масштабам) периодов времени – месяцев и лет.

Становится ясным, что содержание флюидов в земной коре, которое фиксируется в виде геоэлектрических и сейсмических неоднородностей, может служить отражением прошлых (или современных) этапов тектонической активности. Дальнейшие исследования в этом направлении позволят, в частности, лучше понять природу таких неоднородностей и флюидонасыщенных зон, которые сохранились в коре древних стабильных геоструктур. В этой связи заслуживает внимания утверждение, что любые корни древних структур все еще остаются живыми [69]. Если это справедливо, то наличие в разрезе земной коры кратонов геофизических неоднородностей служит подтверждением современной или недавней (с учетом отмеченной выше большой продолжительности последствий метаморфической дегидратации) активности корней таких структур.

Автор признателен А.П.Руденко и С.Ф.Тимашеву за обсуждение затронутых в статье вопросов и В.Н.Шолпо за полезные критические замечания.

Литература

1. Киссин И.Г. Внутрикоровая гидросфера Земли – концептуальная модель // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С.531-534.
2. Frost B., Bucher K. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective // Tectonophysics. 1994. Vol. 231. P.293-309.
3. Киссин И.Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С.31-35.
4. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 232 с.
5. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С.42-49.
6. Глубинное строение слабосейсмичных районов СССР. М.: Наука, 1987. 240 с.
7. Дерлятко Е.К., Краснопецева Г.В., Резанов И.А. Корреляция волноводов и электропроводящих слоев в континентальной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т.301, № 5. С.1083-1087.
8. Jones A.G. On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions // J. geophysics. 1981. Vol. 49. P.226-233.

9. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С.5-11.
10. Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С.51-61.
11. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю. и др. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С.3-20.
12. Roescher S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tian-Shan // J. Geophys. Res. 1993. Vol.98, № B9. P.15779-15795.
13. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1999. № 10. С.3-26.
14. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 106 с.
15. Брыксин А.В., Хлестов В.В. Природа внутрикорового волновода в континентальных рифтовых зонах и областях современной активизации // Геология и геофизика. 1980. № 8. С.87-95.
16. Попов А.М., Шпынев Г.Б. Влияние водного режима оз. Байкал на электропроводность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 1998. № 6. С.42-52.
17. Астапенко В.Н., Файнберг Э.Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы // Физика Земли. 1999. № 5. С.54-60.
18. Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Соотношения между сейсмоактивными и электропроводящими слоями в земной коре Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С.21-29.
19. Зарайский Г.П., Балашов В.Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов // Геологический журнал. 1983. № 2. С.38-49.
20. Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Абдрахимов М.З. Физико-химические механизмы возникновения зернограницной проницаемости горных пород // Геоэкология. 1997. № 2. С.30-35.
21. Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1996. № 4. С.30-40.
22. Киссин И.Г. Некоторые вопросы флюидного режима земной коры: умозрительные построения и факты // Физика Земли. 1999. № 9. С.103-108.
23. Sibson R.H., Moore J.M., Rankin A.H. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism // Journ. of geological society. 1975. Vol.131, № 6. P.653-659.
24. McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // Geology. 1988. Vol. 16. P.867-870.
25. Kerrich R. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects // PAGEOPH. 1986. Vol.124, № S. P.225-266.
26. Мальковский В.И., Пэк А.А. Условия развития тепловой конвекции однофазного флюида в вертикальном разломе // Петрология. 1997. № 4. С.428-434.
27. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 274 с.
28. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
29. Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation // J. metamorphic geology. 1983. Vol.1, № 3. P.205-226.
30. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С.3-11.
31. Каракин А.В. Флюидодинамический режим в зонах повышенной трещиноватости коры // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 6. С.1329-1333.
32. Жабрев И.П., Каракин А.В., Лобковский Л.И. Пульсирующее глубинное пустотное пространство и свободная циркуляция метеорных вод в земной коре // Докл. РАН. 1995. Т.345, № 2. С.231-233.
33. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос о мантийное магнеобразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С.3-9.
34. Рябчиков И.Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. Т.1. М.: Наука, 1985. С.176-187.
35. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С.18-33.
36. Fyfe W.S. Deep fluids and volatile recycling: crust to mantle // Tectonophysics. 1997. Vol.275. P.243-251.
37. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 186 с.

38. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Международный геохимический конгресс: Тезисы докладов. Т.2. М., 1971. С.513-514.
39. *Маракушев А.А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
40. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 438 с.
41. *Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин С.Р., Дорфман А.М.* Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т.309, № 5. С.1090-1093.
42. *Lebedev E.B., Kern H.* The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts // Tectonophysics. 1999. Vol. 308. P.331-340.
43. *Hyndman R.D., Shearer P.M.* Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys. J. Int. 1989. Vol.98. P.343-365.
44. *Thomson A.B., Connolly J. A.* Metamorphic fluids and anomalous porosities in the lower crust // Tectonophysics. 1990. Vol.182. P.47-55.
45. Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. 248 с.
46. *Yardley B.W., Valley J.W.* The petrologic case for a dry lower crust // J. Geophys. Res. 1997. Vol.102, № B6. P.12173-12185.
47. *Жамалетдинов А.А.* Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. № 4. С.12-29.
48. *Литвиновский Б.А.* Водно-углекислые флюиды в нижней и средней коре: роль в магмообразовании и метаморфизме // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 1. С.75-78.
49. *Баренблатт Г.И., Желтов Ю.П.* Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах // Докл. АН СССР. 1960. Т.132, № 3. С.545-548.
50. *Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А.* Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. 336 с.
51. *Саньков В.А.* Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.
52. *Николис Г., Пригожин И.* Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979.
53. *Летников Ф.А.* Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. № 4. С.307-322.
54. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Гореванов Д.Е., Халилов В.А.* Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы // Геотектоника. 1996. № 5. С.15-26.
55. *Гарагаши И.А.* Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тезисы докладов научной конференции. М., 1998. С.12-13.
56. *Киссин И.Г.* Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 5. С.679-682.
57. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986.
58. Проявления геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука, 1993. 158 с.
59. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Шепелев О.М.* Временные вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Вторые геофизические чтения имени В.В.Федынского: Тезисы докладов. М., 2000. С.23.
60. *Киссин И.Г.* Гидрогеологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. № 8. С.58-69.
61. *Войтов Г.И.* Нестабильности потоков метана в холодной дегазации Земли // Геохимия. 2000. № 3. С.309-316.
62. *Войтов Г.И.* Химические и изотопно-углеродные нестабильности спонтанных газов сейсмически активных областей // Геохимия. 2000. № 11. С.1185-1208.
63. *Руденко А.П.* Самоорганизация и синергетика // Синергетика. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2000. С.61-99.
64. *Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н.* Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 1993. Т.329, № 5. С.565-570.
65. *Киссин И.Г., Гумен А.М.* Гидрогеологические индикаторы современных движений земной коры в асейсмичном районе // Докл. РАН. 1994. Т.334, № 6. С.768-772.
66. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С.24-41.

67. Николаев В.Г. О времени формирования сейсмических отражений в консолидированной континентальной земной коре // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 3. С.378-381.
68. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сеймотектонике. М., 1993. 196 с.
69. Carlson R.W., Shirey S.B., Pearson D.G., Boyd R.F. The mantle beneath the continents // Carnegie Institution Yearb. 1993. P.109-117.

Сведения об авторе:

Киссин Иснау Гаврилович - главный научный сотрудник Объединенного института физики Земли РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор. Закончил горно-геологический факультет Новочеркасского политехнического института в 1949 г. Основные научные интересы: флюидный обмен в земной коре, влияние флюидов на геодинамические процессы и физические свойства геологической среды, флюиды как индикаторы деформаций геологической среды, гидрогеологические предвестники землетрясений. И.Г.Киссиным опубликовано свыше 190 научных работ, в числе которых 6 монографий и 4 изобретения.

Тел.: (095) 254-87-35

Факс: (095) 254-90-88

E-mail: strakhov@uipe-ras.scgis.ru