

УДК 556.3+550.372+550.347.2

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

© 2004 г. И. Г. Киссин

Представлено академиком В.В. Адушкиным 19.09.2003 г.

Поступило 23.09.2003 г.

До недавнего времени представления о глубинных флюидных системах земной коры имели преимущественно гипотетический характер. Результаты исследований геофизических неоднородностей консолидированной коры континентов (волноводов, электропроводящих зон, участков повышенных поглощений сейсмических волн и интенсивной расслоенности), флюидная природа которых не имеет альтернативы, дают основу для более определенного суждения о флюидных системах [1]. Такие неоднородности рассматриваются в качестве геофизических индикаторов, фиксирующих расположение флюидных систем. Информация о глубинных флюидах может быть получена также по данным о современной дегазации Земли и развитии метаморфических процессов. Режим современных флюидных систем отражает современную или новейшую динамику флюидов, обмен внутрикоровых флюидов с мантийными летучими и поверхностными водами. В этом его отличие от флюидного режима земной коры в петрологическом понимании, основанном на данных о флюидно-минеральных равновесиях и древних флюидных включениях.

В настоящей работе показано, что формирование флюидных систем консолидированной коры в различных геоструктурах определяется главным образом геотермическими условиями, возрастом и характером тектономагматических процессов. Выделены два основных типа флюидных систем – в древних платформах и щитах, а также в областях мезо-кайнозойской тектономагматической активизации. Приведены показатели, характерные для таких флюидных систем. Геофизические особенности геоструктур и характер деформационных процессов позволили в каждом из этих типов выделить некоторые подтипы флюидных систем. Установлено, что развитие флюидных систем не только зависит от особенностей геотермической

и тектономагматической обстановок, но и оказывает существенное влияние на формирование этих обстановок.

Основными структурными элементами флюидных систем консолидированной коры являются субвертикальные и субгоризонтальные флюидонасыщенные тела, промежуточное положение занимают наклонные тела в зонах листрических разломов (рис. 1). В качестве параметров флюидных систем следует рассматривать их мощность и протяженность, глубину кровли (для субгоризонтальных тел), расстояния между субвертикальными телами (разломами и зонами разуплотнения), их протяженность и глубину. Большая часть этих показателей может быть определена по геофизическим данным, которые наряду с условиями дегазации позволяют также судить о коллекторских свойствах флюидных систем. Субгоризонтальные элементы таких систем фиксируются по распределению электропроводящих зон и волноводов в виде протяженных слоев в средних и нижних частях консолидированной коры. Субвертикальные элементы (разломы и ослабленные зоны) служат путями миграции флюидов между различными горизонтами коры, корой и мантией. Существующее распределение флюидных давлений обеспечивает преимущественно восходящее движение флюидов за пределами верхней зоны гидростатического давления. При флюидном обмене между горизонтальными телами и субвертикальными разломами последние чаще всего представляют собой дренирующие каналы [1]. Пористость субгоризонтальных тел, по оценкам разных исследователей, составляет $n0.1\%$, где n – первые единицы. Судя по довольно однородным значениям удельных сопротивлений и сейсмических скоростей, в пределах каждого горизонтального тела коллекторские свойства в латеральном направлении изменяются слабо. Низкая проницаемость и малые (или даже нулевые) градиенты флюидных давлений определяют слабую латеральную миграцию флюидов в таких телах.

Ранее установлено, что степень флюидонасыщенности земной коры возрастает в ряду от древних стабильных к молодым тектонически актив-

Объединенный институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва

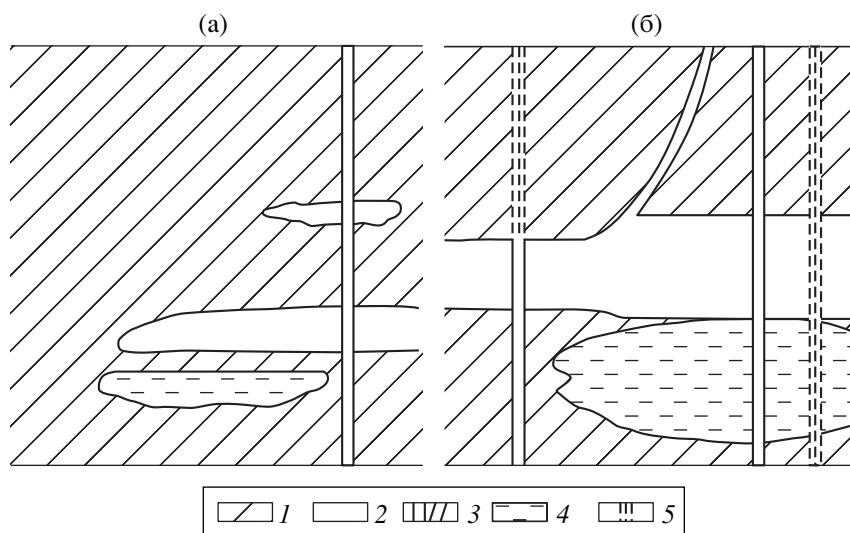


Рис. 1. Принципиальная схема флюидных систем консолидированной коры. а – флюидные системы I типа, б – флюидные системы II типа. 1 – массивы с низкой проницаемостью. Флюидонасыщенные тела и элементы флюидных систем: 2 – субгоризонтальные зоны (волноводы и электропроводящие слои); 3 – субвертикальные и наклонные зоны (разломы); 4 – отражающие горизонты; 5 – зоны расланцевания.

ным геоструктурам [2]. Новые данные указывают на тесную связь характеристик глубинных флюидных систем с геотермическим режимом, тектоническими и магматическими процессами. Геотермический режим оказывает влияние на ход метаморфических реакций. Основным источником флюидов при формировании геофизических неоднородностей коры служит генерация воды и углекислоты в процессах метаморфической дегидратации и декарбонатизации, нередко протекающих при участии флюидов мантийного происхождения [1]. При высоких температурах увеличивается проницаемость горных пород. Зависимость локализации геофизических неоднородностей коры от геотермических условий отмечена разными авторами. Глубины кровли расслоенной и проводящей нижней коры изменяются обратно пропорционально тепловому потоку [3, 4]. В древних стабильных структурах с низким тепловым потоком кровля неоднородностей, а следовательно, и соответствующих флюидных систем часто находится на больших глубинах, чем в структурах активных.

Тектономагматическая активность приводит к повышению проницаемости коры за счет обновления разломов и образования новых трещин под воздействием тектонических подвижек и магматических тел. При кристаллизации магмы в кору поступают высвобождающиеся флюиды, и приносимое с ними тепло приводит к усилению метаморфической дегидратации. Все эти факторы способствуют обмену флюидов и развитию флюидных систем в глубоких частях земной коры.

Субгоризонтальные элементы флюидных систем, как и связанные с ними геоэлектрические и

сейсмические неоднородности, пользуются очень широким распространением в разных тектонических структурах, причем различия параметров этих элементов в стабильных и активных структурах нельзя считать принципиальными. Формирование флюидонасыщенных слоев происходило при участии процессов самоорганизации, которые приводят к разуплотнению пород. Эти процессы обусловлены изменениями потоков тепла и тектоническими подвижками [1].

Подвижки в горизонтальной плоскости, приводящие к взаимному смещению верхних и нижних слоев коры, рассмотрены в ряде работ. Такие подвижки, которые сопровождаются метаморфическими процессами и активным воздействием флюидов, определяют механизм формирования отражающих горизонтов в нижней коре [5]. С этими тремя факторами связывают возникновение глубинных сдвиговых зон, к которым приурочены области повышенной электропроводности и пониженных сейсмических скоростей [6]. По-видимому, именно тектонические подвижки совместно с метаморфическими процессами создают условия для процессов самоорганизации, которые обеспечивают широкое распространение и длительное существование субгоризонтальных элементов флюидных систем. Вертикальные подвижки в сдвиговых зонах поддерживают проницаемость субвертикальных элементов флюидных систем.

Если формирование флюидных систем консолидированной коры происходило в условиях сильного влияния тектонической активности, то не менее тесной является и обратная связь – воздействие флюидов на тектонические процессы. Это воздействие приводит к развитию напряже-

ний и деформаций, а также к снижению прочности среды. Основными механизмами такого воздействия являются: объемные и тепловые эффекты процессов, происходящих с участием флюидов; механическое и физико-химическое (эффект Ребиндера) воздействие флюидов, прежде всего воды, на прочность пород и их реологические свойства; растворение, перенос и отложение растворенного вещества; гравитационная неустойчивость флюидонасыщенных пород. Зависимости флюидных потоков и тектонических процессов, вероятно, реализуются посредством “взаимного возбуждения”: флюидные потоки активизируют тектонические процессы, а последние приводят к усилению миграции флюидов, причем инициирующим может быть каждый из этих факторов.

Для выделения основных типов флюидных систем использованы данные о проницаемости коры, условиях ее дегазации и распределении геофизических неоднородностей в различных геоструктурах. Проницаемость континентальной коры уменьшается от 10^{-16} до 10^{-18} м² в интервале глубин 5–12 км и варьирует в пределах $10^{-18.5 \pm 1}$ м² на глубинах более 12 км [7]. Однако эти показатели можно рассматривать только как сугубо усредненные, ибо авторы не учитывают влияние зон разломов, а также геофизические особенности разреза коры.

О проницаемости консолидированной коры можно судить по характеристикам электропроводности, современной дегазации коры и распространения активных глубинных разломов. Развитие сети связанных пор и трещин определяет и электропроводность, и проницаемость пород, поэтому существует хорошая корреляция между этими показателями. Линейная зависимость между ними установлена экспериментально [8]. Оба показателя характеризуются высокой чувствительностью к изменениям напряженно-деформированного состояния среды, приводящим к появлению или разрушению связанных каналов. В термодинамических условиях средней и нижней частей коры при низкой пористости и трещиноватости пород большое значение приобретает проницаемость по межзерновым границам, которая влияет и на электропроводность пород. Зернограничная проницаемость существенно возрастает под действием растягивающих и касательных напряжений и с ростом температуры [9]. Интегральная электропроводность земной коры изменяется от 1–50 См в древних стабильных структурах (Балтийский щит, Белоруссия) до 1500–2000 См в областях кайнозойской активизации (Памир, Тянь-Шань) [10]. В таком направлении растет проницаемость земной коры в целом и проницаемость элементов флюидных систем.

Проявления современной дегазации Земли зависят от распределения проницаемых разломов,

по которым происходит наиболее интенсивное выделение газов; в некоторых случаях состав газов дает информацию о глубине проникновения таких разломов. Известны показатели удельной плотности потока глубинных газов в различных геоструктурах [11]. Эти показатели в альпийских складчатых зонах, на древних платформах и складчатых областях, на щитах соответственно равны (см³/м² в год): He – 0.35, 0.27, 0.20; H₂ – 10.0, 6.3, 6.2; CO₂ – 400, 20.0, 22.5. Рост плотности газовых потоков от древних стабильных структур к молодым, испытавшим позднюю тектономагматическую активизацию, обусловлен различиями условий генерации глубинных газов и степени проницаемости коры. Большой интерес вызывает тот факт, что различия потоков глубинных газов на щитах и в альпийских зонах сравнительно невелики, особенно по He и H₂. Отмечены довольно сильные выделения глубинных газов, содержащих углеводороды, азот, водород и гелий, на Кольском полуострове, а также в других регионах, приуроченных к древним щитам [11]. Таким образом, данные о современной дегазации на щитах не позволяют рассматривать их как монолитные структуры, обладающие очень низкой проницаемостью. Эти данные хорошо согласуются с представлениями о флюидных системах, заключенных в земной коре щитов.

Показателем проницаемости земной коры и участия мантийных летучих в формировании флюидов может служить коэффициент $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Как известно, величина R для флюидов, имеющих мантийный источник, близка к 10^{-5} , а для флюидов, формирующихся в коре, $R \approx 10^{-8}$. Промежуточные значения R часто возникают при смешении корового гелия с гелием мантийной природы в результате повторной тектономагматической активизации. Наиболее высокие значения R характерны для флюидов в структурах с очень молодой корой, в кайнозойских рифтах и областях современного вулканизма. Малые величины этого коэффициента присущи флюидам в областях с древней корой. Отмечена четкая положительная корреляция между изотопным составом гелия (величиной R) и тепловым потоком, который, в свою очередь, зависит от возраста тектономагматической активности [12].

Можно достаточно четко выделить два основных типа флюидных систем консолидированной коры: I – флюидные системы древних платформ и кристаллических щитов, II – флюидные системы областей мезо-кайнозойской складчатости и тектономагматической активизации. Некоторые характеристики этих типов приведены в табл. 1, при составлении которой использованы данные по геотермии Я.Б. Смирнова (1980 г.), по распространению разломов В.А. Санькова (1989 г.) и по изотопам гелия [12].

Таблица 1. Некоторые показатели основных типов флюидных систем консолидированной коры

Тип системы	Тепловой поток, мВт · м ⁻²	Температура на разделе Мохо, °С	Среднее расстояние между глубинными разломами, км	Изотопный состав гелия в подземных флюидах, (³ He/ ⁴ He) · 10 ⁻⁸	Показатели волноводов и электропроводящих слоев (преобладающие значения), км	
					глубина кровли	мощность
I – флюидные системы древних платформ и кристаллических щитов	45 ± 5	420 ± 70	65–73	1.1–4.5	7–13; 25–30	8–15
II – флюидные системы областей мезо-кайнозойской складчатости и тектономагматической активизации	80 ± 20	1000 ± 200	45	5.0–994	18–25	13–22

Флюидные системы I типа распространены в коре докембрийских структур, которая отличается невысокими значениями теплового потока и соответственно температур на разделе Мохо. Эти температуры допускают протекание метаморфических реакций для фаций от цеолитовой до зеленосланцевой. Глубинные разломы, пересекающие всю кору, в таких системах удалены друг от друга на значительные расстояния, и ограниченные ими блоки имеют большую протяженность. Подобное строение систем I типа, наряду с древним возрастом тектономагматической активизации, определяет малую интенсивность флюидного обмена и способствует изоляции флюидонасыщенных зон. Это подтверждают низкие значения гелиевого коэффициента, присущие радиогенному (коровому) гелию. Судя по геофизическим “меткам”, которые фиксируются по низкоскоростным и электропроводящим слоям, субгоризонтальные флюидонасыщенные зоны в указанных системах расположены преимущественно на больших глубинах, в нижней коре, и мощность их сравнительно мала. Однако нередко эти слои наблюдаются в верхней коре, где генерация флюидов в результате современных или молодых проявлений метаморфизма не допускается термодинамическими условиями. Такие неглубокие зоны, очевидно, имеют реликтовую природу и были подняты под действием эрозионных процессов.

Ко II типу принадлежат флюидные системы областей мезо-кайнозойской складчатости и тектономагматической активизации. Для таких областей характерны высокие значения теплового потока и температур на границе Мохо, поэтому развитие метаморфических процессов возможно не только в нижних, но и в средних частях консолидированной коры. Повышенная проницаемость коры определяется ее тектонической нарушенностью, довольно широким распространением глубинных разломов, достигающих верхней мантии. Блоки,

ограниченные разломами, имеют в этих системах относительно небольшую протяженность, что облегчает флюидный обмен между субгоризонтальными телами и разломами. Такие особенности систем II типа способствуют вертикальной миграции флюидов. Восходящая миграция сопровождается интенсивной дегазацией, в которой принимают участие и летучие мантийного происхождения, о чем свидетельствуют большие значения гелиевого коэффициента (см. табл. 1). Этот коэффициент изменяется в широких пределах, что является следствием гетерогенности фильтрационного поля и различных условий флюидного обмена между корой и мантией. Нисходящая миграция обеспечивает поступление больших масс приповерхностных вод в неглубокие горизонты флюидных систем, в результате чего относительная доля глубинных флюидов здесь резко снижается и, соответственно, уменьшается гелиевый коэффициент. Судя по характеристикам волноводов и электропроводящих слоев, флюидонасыщенные зоны в рассматриваемых системах залегают на несколько меньших глубинах и имеют большую мощность, чем в системах I типа.

Оба указанных типа характеризуют наиболее отличающиеся друг от друга категории флюидных систем. Более детальная их классификация ограничена рамками имеющихся фактических данных. Среди флюидных систем I типа выделены три подтипа в соответствии с особенностями геофизических показателей коры докембрийских структур [13]. К подтипу Ia относятся флюидные системы в центральных частях докембрийских кристаллических щитов (например, Канадского), где зафиксированы низкие значения теплового потока, не наблюдаются инверсии скоростей и отмечено высокое удельное сопротивление по всему разрезу коры. В такой коре флюидонасыщенные зоны развиты слабо или представлены изолированными телами небольшой протяжен-

ности. Флюидные системы подтипов Iб и Iв распространены на щитах и древних платформах, где в нижней коре установлены инверсии скоростей и пониженные величины сопротивлений (Iб), сильно выраженные волноводы и низкие сопротивления (Iв). Подтип Iв отличается от подтипа Iб более интенсивным развитием флюидных систем, что обусловлено повышенным тепловым потоком и большей тектонической нарушенностью коры в структурах, где развиты системы подтипа Iв.

Существенные различия *PT*-условий, времени и характера тектономагматической активизации во флюидных системах II типа определяют довольно большое разнообразие этих систем. Среди них могут быть выделены основные подтипы по характеру деформационных процессов в тех или иных структурах. (Использовать такой подход применительно к флюидным системам I типа не представляется возможным из-за их приуроченности к стабильным областям.)

Подтип IIа объединяет флюидные системы, принадлежащие к зонам сдвига. В таких зонах формируется порово-трещинное пространство, связанное с развитием дилатансии. Согласно В.Л. Русинову [14], во флюидных системах региональных зон сдвига проницаемость обусловлена анизотропией рассланцованных пород. Ф.А. Летниковым [15] установлен механизм флюидного переноса вдоль плоскостей рассланцевания пород, который реализуется в пластичной среде и значительно превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости.

Со сдвиговыми деформациями связано формирование и субгоризонтальных, и субвертикальных элементов флюидных систем. По-видимому, в результате таких деформаций образуются флюидонасыщенные тела различных размеров – крупные и мелкие. Первые связаны с зонами высокоамплитудных подвижек и имеют значительную протяженность, их мощность в субгоризонтальных телах достигает 10–20 км. К таким телам приурочены волноводы и электропроводящие горизонты. Вторые – образовались в областях латерального перемещения (течения) вещества в средней и нижней частях коры [5]. Их геофизические индикаторы представлены субгоризонтальными сейсмическими отражениями. Множественные отражающие площадки, формирование которых связано с воздействием флюидов, имеют сравнительно небольшие размеры. Разновидности скоплений флюидов в системах данного подтипа можно назвать концентрированными и рассеянными. Такие разновидности, по-видимому, распространены не только в субгоризонтальных, но и в субвертикальных и наклонных элементах флюидных систем, где связаны с разломами и ослабленными зонами. Они встречаются и во флюидных системах I типа, но выражены там значительно слабее.

К подтипу IIб относятся флюидные системы, приуроченные к областям растяжения. В таких областях широко развиты проницаемые разломы и трещины различных рангов от протяженных сбросов, проникающих в мантию, до групп мелких трещин, которые образуют ослабленные зоны. Флюидные системы этого подтипа получили наибольшее распространение в континентальных рифтовых областях. Характерные особенности подобных систем: высокий температурный фон, способствующий протеканию метаморфических реакций; большая плотность сквозькоровых разломов – каналов вертикальной миграции флюидов; воздействие мантийного магматизма, которое, в частности, отражается на изотопном составе гелия во флюидах; сейсмическая активность. Все эти особенности хорошо прослеживаются на примере Байкальского рифта, где флюидные системы трассируются по распространению электропроводящих зон (И.Г. Киссин, А.И. Рузайкин, 1997 г.).

Наиболее значительные современные потоки глубинных флюидов приурочены к структурам с высокой проницаемостью коры, к которым относятся системы II типа. Гораздо более крупные масштабы вертикальной миграции флюидов имели место в геологическом прошлом. Массированные флюидные потоки, связанные с мантийными плюмами, определяли развитие циклов гранитизации (Ф.А. Летников [14]). Эти потоки также принимали участие в базификации нижней коры и трапповом магматизме, причем главные эпохи образования траппов ознаменовались синхронным внедрением мантийных плюмов в разных регионах мира (В.Л. Русинов [14]). Наконец, убедительным доказательством проявлений сосредоточенных флюидных потоков являются крупные рудные месторождения и рудоносные провинции.

Тесная взаимосвязь современных и древних флюидных систем с тектономагматическими процессами дает основание предполагать, что периоды наиболее интенсивной дегазации Земли, проявлений массированных потоков глубинных флюидов совпадали с тектоническими циклами. При этом, возможно, удастся устранить существующие разногласия в оценках времени формирования гидросферы Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Киссин И.Г. // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3–19.
2. Киссин И.Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре. Т. 2. Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. С. 31–35.
3. Klemperer S.L. and the BIRS group. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. V. 89. P. 217–222.
4. Adam A. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1987. V. 45. P. 209–215.

5. *Леонов Ю.Г.* // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
6. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмостектонике. М., 1993. 194 с.
7. *Manning C.E., Ingebritsen S.E.* // Rev. Geophys. 1999. V. 37. № 1. P. 127–150.
8. *Brace W.F., Walsh J.B., Frangos W.T.* // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 6. P. 2225–2236.
9. *Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Абдрахимов М.З.* // Геоэкология. 1997. № 2. С. 30–35.
10. *Ваньян Л.Л.* // Физика Земли. 1996. № 6. С. 93–95.
11. *Войтов Г.И.* // ЖВХО. 1986. № 5. С. 533–540.
12. *Поляк Б.Г.* Тепломассоперенос из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
13. *Jones A.G.* // J. Geophys. 1985. V. 49. P. 226–233.
14. Флюидные потоки в земной коре и мантии. Материалы Всероссийского симпозиума 26–28 февраля 2002 г. М., 2002. 208 с.
15. *Летников Ф.А.* В сб.: Проблемы глобальной геодинамики М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.