

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.1:553.061.12

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА

Ф.А. Летников

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

После расплавления Земли в условиях преобладания восстановленных флюидов произошло разделение элементов на две группы. 1. Легкие с плотностью ниже, чем у Fe, но с высоким сродством к кислороду, выше, чем у FeO. Эти элементы накапливались в существенно кислородной оболочке Земли, сложенной силикатами и оксидами. 2. Тяжелые элементы с низким сродством к кислороду и самородное Fe опускались к центру Земли и сформировали ее железное ядро. Таким образом произошло разделение протовещества Земли на две контрастные среды: простирающуюся почти на 3000 км существенно кислородную оболочку, в которой в слагающих ее минералах кислород занимает 75—80 % объема, и бескислородную центральную часть, где в жидком железе и сульфидах заключены громадные количества H₂, CO, CH₄, S, H₂S и других восстановленных газов. Подобное разделение элементов на этапе формирования Земли и предопределило на несколько миллиардов последующих лет всю специфику флюидного режима всех эндогенных процессов, в том числе и рудогенеза.

В ходе процессов самоорганизации верхних частей Земли за счет гранитизации сформировалась земная кора. Комплементарно выносу из мантии гранитизирующих компонентов происходил переход ее в твердую истощенную мантию, под которой формировался неистощенный астеносферный флюидизированный слой. Рудообразующая способность флюидных систем подстилающих астеносферных слоев определяется зрелостью литосферных блоков, что аппроксимируется с *T* и *P* рудообразующих флюидных систем. Таким образом, в процессах эндогенного рудообразования принимали участие две питающие флюидные мегасистемы: земное ядро и астеносферные слои, когда каждая из них характеризовалась набором типоморфных элементов и на их базе формировались однотипные месторождения, состав которых был детерминирован породившими их флюидными системами.

Флюид, астеносфера, Земля, ядро, плюм, руда, литосфера.

FLUIDS IN ENDOGENIC PROCESSES AND PROBLEMS OF METALLOGENY

F.A. Letnikov

After the Earth had melted in the conditions of mostly reduced fluids, its chemistry included two distinct groups of light and heavy elements with high and low oxygen affinity, respectively. Light elements, with their density lower than in Fe but oxygen affinity higher than in FeO, accumulated in the essentially oxygenic sphere composed of silicates and oxides. Heavy elements with low oxygen affinity and native Fe sank to the Earth's center and formed the iron core. Thus the Earth's protomaterial partitioned to make an oxygen-free core where liquid iron stores enormous amounts of H₂, CO, CH₄, S, H₂S, and other reduced gases surrounded by an almost 3000 km thick mantle in which the constituent minerals contain 75-80% oxygen. This division of elements at the beginning of the Earth's history predetermined the specific behavior of fluids in all deep processes, including metallogeny, for the following billions of years.

Self-organization of the Earth's upper layers by means of granite formation produced the crust. Having lost its granite-forming components, the mantle graded into solid depleted mantle underlain by non-depleted asthenosphere impregnated with fluids. The mineralizer capacity of asthenospheric fluid systems correlates with their *T* and *P* conditions and the related maturity of lithospheric blocks. Therefore, the deep-seated origin of mineral deposits stems from two feeding fluid super-systems — the core and the asthenosphere, — each with its typical chemistry. The two sources produced the respective metallogenic provinces with the chemistry of deposits controlled by the causative mineralizer systems.

Fluid, asthenosphere, Earth, core, plume, ore, lithosphere.

ПРОТОГЕОХИМИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ.
ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОГО ЯДРА

После своего образования из протопланетного облака планета Земля представляла собой механическую смесь из твердых частиц различного размера и застывших газов, включая CO₂, H₂O, CH₄, H₂ и другие соединения. Затем произошло расплавление этой смеси, когда в основе механизма плавления большое

значение имело проявление адиабатического эффекта при сжатии газов в недрах планеты [Летников, 2004а]. Именно после расплавления этого субстрата начался процесс дифференциации вещества Земли по зонам. В ходе такой дифференциации и возникли тяжелое металлическое ядро и более легкая силикатная оболочка, которую мы называем мантией. В разделении химических элементов по зонам главную роль играли два фактора: гравитационный и термодинамический [Летников, 2004б]. Современная граница в 2900 км отделяет кислородную мантию, где все силикаты и другие минералы построены на базе кислорода, который по объему занимает 70—80 %. Скачок плотности на границе ядро—мантия позволяет с достаточной долей уверенности полагать, что жидкое и тем более твердое ядро преимущественно сложено самородным железом или его соединениями, в которых при огромных давлениях (>1 млн бар) растворено большое количество Н, С, S и других газов.

Сравнение более 30 000 газовых хроматографических анализов горных пород и руд в возрастном интервале от архея до кайнозоя позволило сделать вывод о том, что в данном возрастном диапазоне во всех эндогенных системах Земли происходило уменьшение С/Н во флюидах, а на рубеже раннего и позднего архея, в некоторых системах архея и раннего протерозоя произошла инверсия флюидного режима от восстановленного к окисленному [Летников, 1982]. Иными словами, был подтвержден вывод о том, что на самых ранних этапах формирования Земли в своей подавляющей части эндогенные флюидные системы были восстановлены, в равной мере восстановленной была и атмосфера. Именно поэтому прорыв первых водородных плюмов к поверхности Земли привел к их взаимодействию с кислородсодержащей литосферой и в итоге к образованию H_2O . Из-за нарастания такого процесса во времени и произошла инверсия флюидного режима эндогенных процессов с восстановительного на окислительный.

Во всех моделях Протоземли обсуждается вопрос о времени формирования металлического ядра Земли. При этом из вида упускается один важнейший аспект, а именно то, что на самых ранних этапах формирования Земли все эндогенные процессы протекали в восстановительных условиях, чему отвечала и восстановленная атмосфера Земли с очень малым содержанием кислорода и H_2O . Именно это обстоятельство и сыграло главную роль в разделении в объеме планеты элементов и концентрировании их в двух контрастных средах: существенно кислородной силикатной и оксидной оболочкой протяженностью ~3000 км и восстановленным металлическим или сульфидно-металлическим ядром протяженностью ~3500 км. Если учесть, что мантия Земли сложена преимущественно силикатами и оксидами, то это будет кислородная оболочка, в которой и была заключена изначально основная масса кислорода нашей планеты. Трансформация и преобразование этой кислородной оболочки привели в дальнейшем к формированию существенно окисленных С- и Н-систем и на этой основе образовалась кислородно-водно-азотная атмосфера Земли [Летников, Сизых, 2002]. При реализации такого сценария все химические элементы разделялись на четыре четкие группы (рис. 1). I — сравнительно легкие (с плотностью ниже, чем у Fe) элементы с большим сродством к кислороду (больше, чем у Fe) — Ca, Mg, Be, Y, P, Al, Ba, Ce, Ti, Si, B, Mn, V, Cr, Zn, Li; II — с высоким сродством к кислороду, но тяжелее железа — это Th, U, Ta, Nb. III — элементы легче Fe и со сродством к кислороду ниже, чем у Fe — Na, K, Sn, As, Sb; IV — элементы с плотностью выше, чем у Fe, и со сродством к кислороду меньше, чем у Fe — Mo, W, Cd, Ni, Pb, Bi, Cu, Pd, Ag, Hg, Os, Re, Au, Pt, Ru, Ir, Rh. Даже в первом приближении очевидна генетическая направленность такого разбиения, когда петрогенные компоненты легче железа, это Ca, Mg, Al, Si, Ti, Na, K слагают силикатную оболочку Земли, а халькофильные элементы четвертой группы породообразующих минералов горных пород не образуют. При рассмотрении рудных элементов в координатах сродство к кислороду—плотность в первом приближении выделяются элементы, которые должны под действием силы тяжести проходить через „кис-

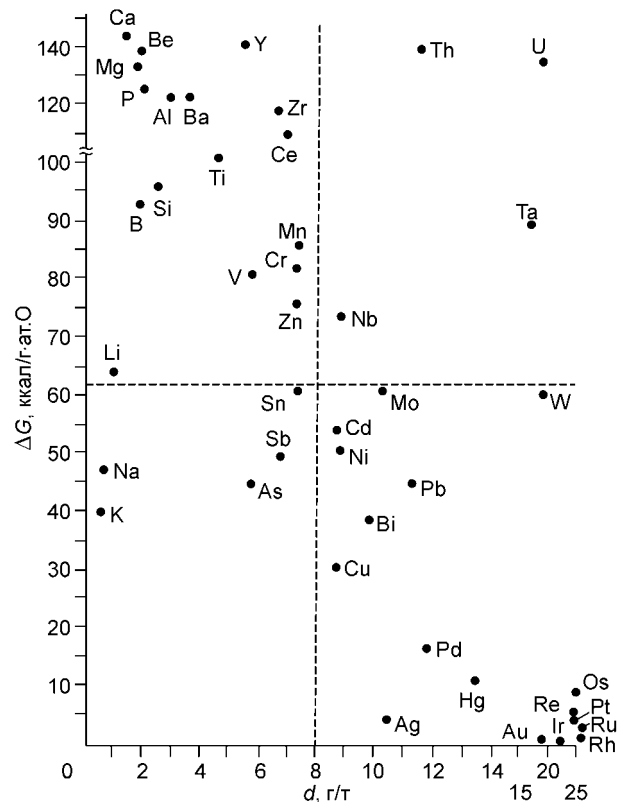


Рис. 1. Распределение элементов в координатах сродство к кислороду (ΔG)—плотность (d).

лородное сито“ литосферы и накапливаться в железном ядре: Cd, Ni, Pb, Bi, Cu, Pd, Ag, Hg, Os, Re, Ru, Au, Pt, Ir. Пограничное положение на границе II, III и IV групп занимают Mo, W, Sn, Sb, As. Имевшие высокое сродство к кислороду Th, U и отчасти Ta и Nb более вероятны в силикатной оболочке Земли, чем в железном ядре. В первой группе в основном представлены оксифильные элементы Y, P, Be, Ba, Ti, Li, V, Cr, Ce, Zr, V, которые или не образуют сульфидов вообще, или образуют в очень редких случаях. Элементы второй группы Th, U, Ta и Nb слагают минералы только на базе кислорода. И если в пограничной зоне Sn и W образуют преимущественно минералы на базе кислорода, а сульфиды их довольно редки, то все остальные рудные элементы III и IV групп распространены исключительно в самородном виде или в виде сульфидов. Исходя из полученного разделения элементов на 4 группы, когда границей между ними служит с одной стороны, величина плотности Fe, а с другой — величина сродства ($\Delta G_{T,P}$) Fe к кислороду, можно представить такой сценарий протогохимического разделения элементов на самых ранних стадиях существования расплавленной Земли.

Уже в магматическом расплаве, представленном в разной степени полимеризованными силикатными соединениями, в обстановке преобладания во флюидной фазе восстановленных газов и сульфидной серы под действием центробежных сил происходило осаждение по направлению к центру Земли самородного железа и сульфидов тяжелых металлов. Через „кислородное сито“ формирующейся жидкой литосферы не могли пройти хотя и тяжелые элементы, но с большим сродством к кислороду Th, U, Ta, Nb, отчасти они могли и опускаться в железное ядро. Таким путем преимущественно на базе самородного железа формировалось железное ядро Земли, включающее сульфиды широкого спектра тяжелых металлов и самородные элементы. За счет способности Fe растворять в себе большие количества водорода, углерода, серы и восстановленных газов в металлическое ядро Земли переместились огромные массы этих элементов.

Судя по геофизическим данным, скачок плотностей на границе литосферы и металлического ядра подчеркивает резкое вещественное различие существенно кислородной силикатной оболочки и металлической восстановленной.

Учитывая длительность и многообразие процессов, приведших к формированию континентальной земной коры, среди которых гранитизация занимает ведущее место, а воздействие плюмов приводит к вторжению в земную кору мантийного вещества, следует признать геохимическое разделение элементов на литофильные, сидерофильные, халькофильные довольно условным. Действительно, как можно признавать атмосферным элементом кислород, на базе которого построена силикатно-оксидная литосфера протяженностью по радиусу Земли более чем на 2900 км. В равной мере это относится к углероду и водороду, значительные массы которых заключены в железном ядре, а карбонаты в составе карбонатитов и других мантийных пород распространены в литосфере. Например, судя по термодинамическим расчетам, магнезит устойчив до границы с ядром. Более корректно проводить геохимическую классификацию применительно к процессам формирования горных пород и руд по степени их сродства к кислороду и сере [Летников, 1965; Маракушев, 1987]. Очевидно (см. рис. 1), что разделение элементов по четырем квадратам отвечает приближенному разделению их на две группы — с высоким и низким сродством к кислороду, и это имеет вполне четкий геохимический и петрохимический смысл по сравнению с предложенной геохимической классификацией элементов [Donough, Sun, 1995].

Исходя из генетических представлений об этапах формирования Земли как самоорганизующегося тела, вряд ли целесообразно в полной мере опираться на составы метеоритов, когда состав хондритов лишь в первом приближении отражает состав усредненной мантийной матрицы, на которую накладывались флюидные потоки, исходящие от ядра Земли, а процессы накопления многих некогерентных элементов в астеносферных слоях существенно осложняют эту идеализированную картину.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕГО РУДОНОСНОГО АСТЕНОСФЕРНОГО СЛОЯ

В соответствии с моделью формирования континентальной земной коры и прилегающей к земной коре мантии, подстилающий мантию астеносферный слой является частью неистощенной или частично истощенной по флюидным и некогерентным компонентам частью мантии [Летников, Леви, 1985]. Триада земная кора—истощенная мантия и подстилающая астеносфера являются результатом процесса самоорганизации верхних частей литосферы [Летников, 1992]. Суть явления заключается в том, что с начальных моментов кристаллизации верхней оболочки Земли протекали два разнонаправленных процесса. С одной стороны, дегазация самых верхних частей кристаллизующейся магматической оболочки Земли и выделение преимущественно восстановленных газов в атмосферу. С другой — перед фронтом кристаллизующейся магмы происходило „отжимание“ в глубь флюидных и сверхстехиометрических компонентов и обогащение ими прилегающей к фронту кристаллизации мантии. Так формировался астеносферный слой континентальной литосферы. Именно этот слой, обогащенный флюидными компонентами и сверхстехиометрическими по отношению к перидотитовой мантии компонентами (Si, K, Na, отчасти Al), явился источником гранитизирующих флюидов, которые по зонам глубинных разломов проникали в земную кору и производили гранитизацию преимущественно меланократового слоя коры. Длительность (возраст) этого

процесса и определяет „зрелость“ отдельных блоков континентальной литосферы. И чем длительнее этот процесс во времени, тем толще гранитогнейсовый слой коры, мощнее истощенная мантия, глубже захоронен подстилающий астеносферный слой и меньше его мощность [Летников, 1985]. Иными словами, под архейскими кратонами, обладающими мощным гранитогнейсовым слоем и наиболее глубоко залегающей первичной астеносферой, погребены наиболее древние астеносферные системы. А поскольку глубина залегания астеносферных слоев предопределяет P и T входящих в их состав флюидов, то уже в силу этого обстоятельства правомерна постановка вопроса о флюидных фациях континентальной литосферы, отличающихся по T , P , геохимии и составу флюидной фазы. Отсюда следует вывод об их различной рудной и металлогенической специализации.

Подтверждением предложенной нами ранее модели истощения верхней мантии флюидными и петрогенными так называемыми некогерентными элементами в ходе формирования континентальной земной коры являются сейсмографические разрезы верхней мантии через континенты и океаны. По этим данным [Jordan, 1979; Dziewonski, Anderson, 1984; Gordienko, Pavlenkova, 1985; Gosser, Kind, 1996] очевидно, что под континентами существуют протяженные положительные аномалии сейсмических скоростей, которые простираются по всей верхней мантии до глубины 400 км. Наиболее четкие аномалии наблюдаются под древними платформами, составляющими ядра всех континентов [Павленкова, 2002]. Иными словами, это области истощенной перидотитовой мантии, из которой в земную кору вместе с флюидами мигрировали сверхстехиометрические по отношению к перидотитовой матрице компоненты — Si, K, Na, Al, т. е. слагаемые глубинных гранитизирующих флюидных систем, под действием которых и сформировался гранитогнейсовый слой зрелой континентальной литосферы. Судя по сейсмографическим разрезам [Gosser, Kind, 1996], под океанами на сравнительно малых глубинах (<100 км) располагается астеносферный слой мощностью в несколько десятков километров.

Исходя из принятой нами концепции о роли астеносферного слоя в формировании гранитогнейсового слоя земной коры, очевидно, что в океане этот слой является питающей средой для флюидных систем, на базе которых формируются магматические серии среднего и кислого составов островных дуг и океанических островов. При такой позиции все производные магматизма можно рассматривать как результат гранитизации (в большей мере плагиогранитизация) океанической базитовой коры. Производными этого процесса являются характерные базит-плагиогранитные массивы, более экзотические бонинитовые серии пород и как наиболее зрелые комплексы дацит-липаритового состава с гранодиорит-гранитными глубинными комагматами. В данную схему хорошо укладываются и рудные формации островных дуг с характерным набором малоглубинных месторождений сульфидных руд и благородных металлов.

Анализ сейсмических разрезов земной коры и верхней мантии, пересекающих древние кратоны, однозначно указывает на расслоенность литосферы под древними кратонами, особенно в тех случаях, когда на эти кратоны в недавнее по геологическим меркам время (несколько сот миллионов лет) воздействовали высокоэнергетичные глубинные глобальные флюидные системы [Павленкова, 2002].

Если рассматривать сейсмический разрез, приведенный Н.И. Павленковой, пересекающий западную часть Сибирской платформы, то ниже поверхности Мохо на протяжении от 10—30 км и до глубины 100 км фиксируется астеносферный слой, в котором скорость прохождения продольных волн снижается с 8,4—8,5 до 8,1—8,2 км/с. Примерно через 100—120 км на глубинах от 200 и до 300 и более километров астеносферный слой менее выраженный, но достаточно мощный, в котором по латерали скорость прохождения продольных волн изменяется всего лишь на 0,1—0,2 км/с, но этот слой устойчиво прослеживается по вертикали почти на 100 км и по сути подстилает Сибирскую платформу. Исходя из рассматриваемой нами модели эволюционного развития континентальной литосферы с формированием триады земная кора—истощенная мантия—астеносфера, наиболее глубоко погруженную астеносферу по аналогии с другими древними кратонами можно рассматривать как результат процесса самоорганизации верхней мантии с характерным отступлением со временем неистощенного (или частично истощенного) слоя флюидизированной мантии на глубину. Более контрастный астеносферный малоглубинный слой своим происхождением, вероятно, обязан внедрением в пермотриасе в Сибирскую платформу глубинного суперплюма, с которым связано аномальное проявление траппового магматизма [Добрецов, 1997]. Анализ геологических данных свидетельствует, что рудообразующие эндогенные системы на платформе и ее протерозойском и фанерозойском складчатом обрамлении, связаны именно с глубинным подстилающим астеносферным слоем и с ним связано формирование редкометалльных карбонатитов, кимберлитов и лампроитов, редкометалльных пегматитов и метасоматитов, и части месторождений благородных и цветных металлов. Если бы Сибирская платформа не была перекрыта мощным чехлом осадочных пород, то по аналогии с Австралией и Канадой в породах кристаллического основания были бы доступны изучению многочисленные рудные месторождения, где флюидные рудообразующие системы, на базе которых они сформировались, генетически связаны именно с этим астеносферным слоем.

Реализация механизма „отжатия“ избыточных флюидных компонентов, слагающих индивидуальные выделения в виде газовых пузырьков, перед фронтом кристаллизации истощенной мантии сопровождается перераспределением рудных и части петрогенных компонентов между породой (расплавом) и

флюидной фазой. Проблема такого перераспределения в системе расплав—флюид многократно обсуждалась в петрологии и геохимии применительно к процессам формирования рудоносных флюидных систем в объеме кристаллизующегося магматического расплава.

В данном случае мы рассматриваем проявление общей тенденции в перераспределении рудной компоненты в глобальном масштабе перед отступлением в глубь мантии фронта кристаллизации истощенной мантии и формированием флюидизированной мантии, соотносимой с астеносферой.

При этом, при прочих равных условиях, решающее значение приобретают T и P во флюидной фазе. Исходя из многочисленных экспериментальных данных следует один весьма важный вывод, а именно — рост T и P флюида способствует переходу во флюидную фазу рудных элементов с нарастающим сродством к главному аниону силикатной матрицы — кислороду. Это правило реализуется в громадных масштабах в общепланетарном плане. Иными словами, чем глубже астеносфера, тем в большей мере заключенная в ней флюидная фаза обогащена элементами с высоким сродством к кислороду: Ta, Nb, Zr, TR, U, Th, Be. Как правило, эти системы обогащены F и V, ибо, как следует из экспериментальных данных, равновесная растворимость F в силикатных расплавах имеет экстремум, который с ростом T и P смещается в пользу флюида [Коваленко, Коваленко, 1976]. По такому механизму в глобальном масштабе формировались рудоносные флюидные фации различных по глубинности и степени зрелости астеносфер [Летников, 1986]. И действительно, астеносферы под архейскими кратонами, залегающими на глубинах более 120—150 км, характеризуются отчетливой редкометалльной специализацией, проявленной в верхних горизонтах таких литосферных блоков в виде широкого спектра редкометалльных месторождений. И наоборот, малоглубинные астеносферы, включая и островные дуги, характеризуются высокими концентрациями халькофильных элементов и благородных металлов с характерным низким сродством к кислороду [Летников, 1965]. Промежуточное положение занимают мезоглубинные астеносферные системы с характерным набором элементов W, Sn, Mo, Be, Bi. Таким образом, соотносятся возраст и зрелость континентальных литосферных блоков и их потенциальная рудоносность, аппроксимируемая с глубиной залегания астеносферного слоя.

ПРОЦЕССЫ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА

В основе всех эндогенных процессов, сопровождавшихся изменением фазового состояния вещества горных пород, лежит воздействие высокотемпературных флюидов. Это аксиома, не требующая доказательств. Дискретные во времени процессы флюидизации литосферы хорошо распознаются по проявлению процессов преобразования вещества коры и верхней мантии.

Уникальность флюидных систем литосферы заключается в функциональном многообразии их свойств: флюиды концентрируют различные элементы в широком диапазоне изменения физико-химических параметров систем, переносят их на значительные расстояния, являются той средой, в которой происходит смена форм переноса, в определенных условиях активно взаимодействуют с горными породами и изменяют их. И самое главное — огромное число рудных месторождений образуются только за счет выделения минералов из флюидов. Метаморфизм также протекает при активном участии флюидов, физико-химические свойства которых зачастую определяют и составы минеральных парагенезисов.

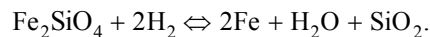
Поскольку существование собственно водных растворов возможно только в самых верхних горизонтах земной коры, то в своей преобладающей массе флюиды представляют собой не растворы, а газовые смеси, где H_2O находится в газообразном состоянии. Поэтому все явления флюидного тепло- и массопереноса по разрезу литосферы протекают в существенно газовых средах. Одной из особенностей газовых смесей является их сжимаемость. С глубиной происходит одновременный рост T и P . Увеличение температуры приводит к росту объема газа, а рост давления — к его снижению. Противоборство этих двух тенденций учитывается по соответствующим уравнениям состояния, по которым происходит расчет объема газа и его термодинамических свойств при фиксированных T и P . Водно-газовый или чисто газовый флюид является универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах планеты и перенося ее к поверхности Земли. И если жидкий водный флюид практически несжимаем, то газовые смеси могут быть сжаты до высоких плотностей, когда в небольшом объеме сжатого газа будет заключено значительное количество тепловой энергии. Поэтому наиболее глубинные флюиды переносят к поверхности планеты наибольшее количество тепловой энергии. В силу этого обстоятельства именно глубинные флюиды являются хранителями эндогенной тепловой энергии Земли, которая многократно превосходит суммарную энергию радиоактивного распада [Летников, 2001].

Как нами было показано ранее, существенно газовые плюмы, отделяющиеся от жидкого ядра Земли, продвигаются сквозь мантию по механизму ее сублимации, ибо изначально газовая компонента плюма обладает огромной энергией: $T > 4000$ К и $P \approx 1000$ кбар. Процесс сублимации мантийного вещества протекает за счет реакции взаимодействия восстановленных газов, преимущественно H_2 , CH_4 и CO , с силикатной матрицей, состоящей по объему на 75—80 % из кислорода. Убыль тепловой энергии, затрачиваемой на сублимацию, восполняется за счет экзотермических реакций взаимодействия восстанов-

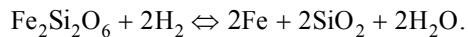
ленных газов с кислородом силикатной матрицы [Летников, 2001]. Поскольку T газов плюма выше, чем T пород нижней мантии, и по мере удаления от ядра эта разница все больше нарастает, то это обстоятельство будет стимулировать дальнейшее развитие экзотермических реакций взаимодействия восстановленных газов и кислородной матрицы, слагающей силикатные или оксидные породы мантии. В силу проявления закона Клаузиуса—Клапейрона не плавление, а сублимация является основным механизмом взаимодействия вещества плюмов с породами нижней и средней мантии, вплоть до верхних горизонтов литосферы, где P снижается до некоторой критической величины, ниже которой $\Delta P/\Delta V$ приобретает значение, при котором плавление становится возможным [Летников, 2001]. Таким образом, на протяжении более 2000 км от границы ядра процесс взаимодействия вещества плюма с минералами мантии протекает в системе газ—порода без объемного плавления породы. Движущей силой восходящего плюма является градиент давления, направленный от границы ядра к поверхности Земли и подъемная сила газового потока, когда на глубине 2900 км плотность H_2 колеблется $\sim 0,5$ г/см³, $CH_4 \sim 2,0$ г/см³ [Летников, Дорогокупец, 2001]. Процесс прохождения существенно водородного плюма через литосферу будет сопровождаться восстановлением части Fe^{2+} и Fe^{3+} до Fe^0 , что должно сопровождаться увеличением плотности пород. И действительно, по данным сейсмической томографии продвигающиеся от ядра потоки восстановленных флюидов трассируются как восходящая от границы ядра неоднородность. В ней выделяется центральная более плотная часть. Это зона, где H_2 восстанавливает 7—8 % закисного Fe^{2+} из породы до металлического состояния. Комплементарно этому процессу происходит окисление H_2 до H_2O с переходом чисто водородного флюида в водородно-водный, водно-водородный или чисто водный [Летников, 2003].

Поэтому верхняя часть плюмов, доходящих во многих случаях до поверхности Мохо, или окаймляющая зоны повышенной плотности, представлена породами с пониженными значениями V_p — это результат воздействия на породы мантии трансформированного глубинного флюидного потока, в котором почти весь H_2 окислен до H_2O . Проникновение такого флюида в приповерхностную зону приводит к частичному плавлению субстрата и снижению его плотности. При этом конфигурация таких зон имеет самые причудливые очертания, где участки с разными скоростями V_p зачастую располагаются зонально и комплементарны друг другу. Наиболее типичной является зона так называемой „аномальной мантии“ под Байкалом и Северной Монголией [Мордвинова и др., 2000].

Рассмотрим элементарные реакции взаимодействия H_2 с силикатами Fe:



При 100 кбар и T — 800—2000 °C ΔG этой реакции колеблется от 1886 до 8281 кал, с ростом T она отчетливо сдвигается вправо.



Эта реакция сдвигается вправо, начиная с температуры 1000 °C, и вероятность ее реализации возрастает с увеличением T : ΔG при T — 1000—2000 °C изменяется от 184,8 до 4680,9 кал.

Выделяющийся в ходе реакции SiO_2 в восстановительных условиях переходит в газовую фазу в виде соединений типа SiH_4 , SiO и т. д. По такому механизму, как это не парадоксально, из перидотитовой мантии, наряду с восстановлением Fe до самородного состояния, одновременно происходит перевод в газовую фазу кремния, который в зонах выплавления базальтов будет участвовать в процессах раскисления ультраосновной мантии и в формировании золотоносных кварцевых жил в составе габбро-диоритовых массивов (Степняк, Бестюбе и т. д.)

Учитывая высокое общее давление в мантии по траектории подъема плюма, восходящий поток газа проникает через толщу мантии по мельчайшим недолго живущим каналам, но пронизывающему на микро- и наноуровнях огромные объемы пород. Судя по геофизическим данным, в сечении их размеры достигают десятков и сотен, а иногда и тысяч километров. Объемное проникновение вещества плюма обуславливает глубокую переработку вещества мантии газовыми компонентами, слагающими плюм, и полноту протекания экзотермических реакций взаимодействия между восстановленными компонентами плюма (H_2 , CO , CH_4) и кислородом мантийных пород, что восполняет тепловые потери, затраченные на сублимацию вещества мантии. Именно объемное проникновение гипербарических газов по механизму сублимации через толщу мантийных пород создает в итоге достаточно крупные по размерам тела, фиксируемые геофизическими методами. В случае же щелевого или узкоканального подъема плюма от ядра земной коры последующая его фиксация геофизическими методами из-за малых размеров была бы затруднена или невозможна.

В плане распознавания механизмов подъема от границ жидкого металлического ядра к поверхности Земли восстановленных сверхкритических флюидных систем является морфология наклонных зон повышенных скоростей, которые фиксируются на границах континентов, где они падают не под континентальную кору, а под океаническую в океанах и на континентах [Павленкова, 2002]. По принятой нами

модели, это следы прохождения восстановленных сверхглубинных сверхкритических флюидных систем от границы ядра к земной коре.

Внешние и внутренние зоны Земли, с одной стороны, жидкое ядро, а с другой — кора и верхняя мантия, разделенные расстоянием почти в 2500 км, развиваются автономно. Но более энергоемкие внутренние системы воздействуют на внешние зоны через перенос вещества и энергии в составе восходящих плюмов.

Учитывая сублимационный механизм переноса флюидов от жидкого ядра к верхним горизонтам литосферы, очевидно, что в земную кору эти флюиды приносят вещество, изначально поступившее в состав сверхкритического флюида, отделившегося от жидкого ядра, и элементы, заимствованные таким флюидом из пород мантии. Более того, в случае активного взаимодействия такого флюида с веществом астеносферы, он обогащается флюидными компонентами, петрогенными и рудными элементами из астеносферных слоев. Выявить такие флюидные системы „чистой линии“ в коре очень трудно, а пожалуй, и невозможно. Но опыт изучения элементов таких флюидных потоков в коре, даже с учетом инверсии флюидного режима, позволяет распознать их сверхглубинную природу. Как нами подчеркивалось ранее [Летников, 2001], аномально высокая способность железных расплавов к растворению в них С, S и H обусловила транзитный перенос и накопление в железном ядре в первую очередь именно этих элементов. Восстановленный характер сверхглубинных флюидов позволяет части этих анионов достигать земной коры и верхней мантии, сере отлагаться в составе сульфидов, а углероду — графита, рентгеноаморфного углерода, в виде битумоидов [Данилова, Данилов, 2001; Савельева и др., 2004; Савельева, 2005]. Результатом взаимодействия суперглубинных флюидов с силикатами является их частичное и даже полное окисление, что приводит к инверсии флюидного режима с восстановленного на слабовосстановленный или окисленный с сохранением первоначальной элементной основы. Например, окисление С до CO_2 приводит к формированию карбонатов, окрашенных углистым веществом в черный цвет [Летников и др., 2005].

Локализация компонентов, приносимых глубинными и сверхглубинными флюидами, происходит в коре и мантии по двум сценариям. Если температура этих флюидов выше или равна T солидуса силикатной матрицы, на которую они воздействуют, то происходит плавление породы, и приносимое флюидом вещество отлагается в новообразованной породе при ее кристаллизации. Таким путем сформировались шашево выделения графита в малослюдистых гранитах, переходящих в пегматиты, описанные в Ильменских горах [Вернадский, 1954]. В равной мере это относится и к скоплениям графита в сиенитах Ботагольского месторождения [Солоненко, 1951]. В том случае, если T флюидов ниже солидуса силикатной матрицы, то на базе приносимых компонентов развивается Mg-Са метасоматоз с отложением в метасоматитах графита и рентгеноаморфного самородного углерода [Данилова, Данилов, 2001]. В некоторых случаях эти процессы в зонах глубинных разломов сопряжены, когда имеет место образование графитоносных гранитов и пегматитов и одновременно Mg-Са метасоматитов с графитом [Савельева, 2005].

В равной мере это относится и к флюидным системам астеносферных слоев, погребенных под архейскими кратонами, состав которых по набору флюидных и редких элементов наиболее близок к кимберлитам. Из анализа мирового материала очевидно, что по количеству Li, B, Cl, V, Cu, Rb, Y, Nb, Cs, Ba, Ce, Th, Be, F, Sc, Co, Zn, Sr, Zr, Ta, La, Pb, U кимберлиты значительно превышают таковые не только в перидотитах истощенной мантии, но и в редкометалльных гранитах [Летников, 1999]. Сравнение средних минимальных и максимальных содержаний редких элементов в кимберлитах и редкометалльных гранитах обнаруживает их удивительную сходимость [Летников, 1999], что является одним из подтверждений тезиса об астеносферной природе глубинных флюидных систем, под воздействием которых происходило плавление кислой апогранитной матрицы. Поэтому в случае проникновения таких глубинных астеносферных флюидных систем в континентальную земную кору на их базе могут формироваться расплавы будущих редкометалльных гранитов или редкометалльных метасоматитов катугинского типа, где наряду с редкометалльными высокофтористыми метасоматитами присутствуют тела редкометалльных гранитов и пегматитов [Архангельская и др., 1993].

Наш опыт изучения высокоуглеродистых метасоматитов в зонах глубинных разломов привел нас к выводу о том, что они являются производными сверхглубинных высокоуглеродистых слабодифференцированных восстановленных систем. Для них характерна высокая потенциальная способность к мобилизации из алюмосиликатных горных пород широкого спектра петрогенных элементов — Si, Al, K, Na [Савельева и др., 2002]. Окисление таких высокоуглеродистых систем приводит к инверсии флюидного режима, что приводит к преобразованию их в верхних горизонтах коры в окисленные CO_2 -системы, под действием которых протекают процессы карбонатизации [Летников и др., 2005]. Для собственно восстановленных систем характерен набор „несовместимых“ элементов и широкое развитие тонкодисперсных выделений самородных элементов и сульфидов. В карбонатно-углистых метасоматитах отмечаются микроминералы урана и тория (таблица). Из сделанного сопоставления очевидна различная геохимическая специализация углистых метасоматитов и возможна различная потенциальная рудоносность. Все

Характеристика высокоуглеродистых метасоматитов

Местонахождение	<i>P-T</i> условия процесса	Форма выделения самородного углерода	Метасоматический процесс	Привносимый элемент	
				Главные	Второстепенные
Прибайкалье (Приольхонье), Чернорудско-Баракчинская зона разлома	6—8 кбар, 650—790 °С	Графит	Ca-Mg метасоматоз	Zn, Cu, Au, Pt, Pd, S, Nb, Zr, Rb, Nd	Ni, Cr, Ti, Pb, Mo, Y, Th, Ag
Главный Саянский разлом (Южное Прибайкалье)	4—6 кбар, 600—700 °С	»	»	V, Au, Pt, Pd, S, Cu	Sc, Ni, Co, Zn
Оспинско-Китойский массив (Бурятия)	1—3 кбар, 400—500 °С	Рентгеноаморфный углерод	»	Zn, Cu, Nb, Zr, Rb, Sr, Nd, Au, Pt, Pd, S	Ba, As
Кокчетавская глыба (Сев. Казахстан), Щучинский карьер	0,5—1,5 кбар, 200—300 °С	»	Ca-Mg карбонатно-углистый метасоматоз	Li, Sc, Sb, As, Pr, Nd, B	Be, F, Ti, V, Cu, Zn, Ge, Se, Br, Rb, Sr, Y, Mo, Sn, Tl, Pb, Th, U, TR _{Ce}

многообразии ситуаций формирования флюидизированных систем в земной коре и верхней мантии сводится к простой формуле: исходная матрица (порода) + флюид = новообразованная матрица (порода или руда).

Набор матриц, в которых протекали (и, возможно, протекают сейчас) процессы метасоматоза, метаморфизма, плавления и зарождения собственно флюидных систем, невелик и в общем виде сводится к следующему (элементы даны в порядке убывания):

ультраосновная — Si, Mg, Ca, Fe, Al (\pm K и Na);

основная — Si, Ca, Mg, Fe, Al, Na (\pm K);

средняя — Si, Ca, Na, Fe, Al (\pm K);

кислая — Si, Al, K, Na, Fe, Ca;

карбонатная — Ca, Mg \pm Fe;

алюмосиликатная (осадочная или метаморфическая) — Si, Al, K, Na, Fe, Ca.

Набор флюидных систем более обширен и в значительной мере определяется глубиной их зарождения, а отсюда и *P-T* параметрами состояния, предысторией таких флюидных систем, их составом и формами нахождения анионов и катионов в таких системах. Суммируя данные по анионному составу эндогенных флюидных систем, когда на базе этих анионов протекают процессы минералообразования, при *T* выше 400 °С можно выделить две четкие группы флюидов.

Восстановленные — Н- и С-системы, основные носители физико-химического состояния флюидов: H₂, CO, CH₄ и другие производные метана, C, H₂S, S⁰, восстановленные формы N.

Окисленные — Н- и С-системы: H₂O, CO₂, Cl₂, O₂, F₂, HCl, HF, широкий спектр оксихлоридов и оксифторидов, окисленные формы N.

При переходе к собственно водно-газовым системам, которые характеризуют флюидные системы при *T* < 400 °С, ситуация усложняется, ибо это гетерогенные неравновесные системы, в которых в составе газовых пузырьков могут одновременно присутствовать как окисленные, так и восстановленные формы, например H₂S и CO₂, H₂ и HF и т. д., что и находит свое отражение в минеральной гетерогенности руд, сформировавшихся из сложных по составу гетерогенных флюидных систем. Хотя следует признать, что в большинстве случаев преобладают минеральные скопления, сформировавшиеся на базе окисленных — магнетит, уранинит, карбонаты или восстановленных систем — сульфиды, сульфосоли, самородные благородные элементы, графит и т. д. Ситуация усложняется за счет явлений инверсии флюидного режима в стационарных или квазистационарных условиях [Летников, 2005].

Резюмируя все вышесказанное, очевидно, что в глобальном плане рудообразующие системы, на базе которых в земной коре формируются рудные месторождения, генетически могут быть связаны с двумя главными массеями и высокоэнергетическими источниками. Это или жидкое металлическое ядро Земли, или подстилающие истощенную мантию астеносферы. При этом энергетический потенциал, массеемость и металлогеническая специализация астеносферных флюидных систем определяются зрелостью континентальной литосферы, ее возрастом и глубиной залегания [Летников, 1986]. Иными словами, следует различать три ситуации активной флюидизации земной коры и, отчасти, верхних уровней мантии ниже поверхности Мохо.

1. Истощение верхней мантии по гранитизирующим компонентам, поступление их в составе флюидных систем в земную кору, гранитизация пород коры, рост гранитогнейсовых куполов, на базе которых затем формируются крупные гранитные массивы („батолиты“). Флюидные системы этого типа не являются рудообразующими, а для всего процесса свойственно рассеяние рудного вещества в огромных

объемах гранитоидов в виде гранодиорит-гранитных серий, где граниты представлены биотитовыми или реже биотит-роговообманковыми разностями.

2. Поступление в земную кору вдоль глубинных постгранитных разломов, рассекающих истощенную мантию и достигающих неистощенных астеносферных слоев, специфических потенциально рудоносных флюидных систем. В том случае, если эти флюидные системы имеют температуру выше 670—700 °С, то в гранитной матрице под их воздействием происходило выплавление в сравнительно меньших размерах низкоплавких специфических лейкократовых гранитов, часто пересыщенных SiO_2 с повышенными содержаниями К и Na. Таким путем формировались специфические рудоносные гранитные магматические системы — основа будущих рудоносных гранитов, объединенных общим термином „малые интрузии“. Обычно с этими массивами связаны месторождения и рудопроявления Sn, W, Be, Ta, Nb, Zr, Li и реже TR.

3. Многофункциональные и разнообразные по составу высокоэнергетичные флюидные системы жидкого земного ядра. Под их воздействием могут происходить процессы выплавления магм как на основе ультрабазит-базитовой, так и кислой алюмосиликатной матриц. При этом, учитывая высокоэнергетический потенциал таких флюидных систем [Летников, Дорогокупец, 2001], под их воздействием в мантии могут выплавляться ультраосновные, основные, щелочные и карбонатитовые магмы. В равной мере это относится и к земной коре, где в случае сохранения высокой T таких сверхглубинных флюидных систем под их воздействием могут выплавляться магмы широкого петрохимического спектра — от основных до кислых. Но в любом случае они несут на себе черты родоначальных флюидных систем: повышенную магнезиальность, обогащенность S, Ni, Co, Au, Ag, Cu, Mo, элементами платиновой группы и другими халькофильными элементами.

Вопрос о том, в какой мере с суперглубинными флюидными потоками могут быть связаны флюидные системы, под воздействием которых образуются кимберлитовые, карбонатитовые, щелочные и ультраосновные — щелочные магмы, остается открытым.

Принцип наследования генетических черт от всех предыдущих уровней развития геологических систем является определяющим и лег в основу формационного анализа, когда конкретным структурно-вещественным комплексам присущи вполне конкретные рудные месторождения. Более того, предыстория данного литосферного блока, выраженная в терминах зрелости литосферы, и определяет в значительной мере спектр залегающих в нем месторождений. В первую очередь это относится к флюидным системам неистощенной или частично истощенной мантии, фиксируемым в объеме подстилающих континентальную литосферу астеносферных слоев.

Физическая эволюция флюидизированных потенциально рудоносных магм протекает на фоне снижения их энергетического потенциала ($\Delta G_{T,P}, T$), что характеризуется ступенчатым переходом стабильных стационарных систем и в итоге распадом последней системы на ряд более мелких стационарных подсистем, что подчиняется принципу эволюции Пригожина—Гленсдорфа. Схематически такая ситуация отражена на рис. 2, где показан путь флюидизированной гранитоидной системы. 1. Выплавление в гранитогнейсовом слое континентальной литосферы. Длительное формирование единой стационарной магматической системы с высоким энергетическим потенциалом. 2. Диссипация тепловой энергии, образование ореола метаморфических пород, кристаллизация эндоконтактовых фаций. 3. Внедрение остаточной магмы в верхние горизонты коры, формирование „малых интрузий“, распад на подсистемы (4, 5, 6, 7) онгонитов, пегматит-аплитов, пегматитов, грейзенов, гидротермалитов. При этом в рамках каждой из стационарных систем и подсистем могут проявляться процессы распада на ряд более мелких подсистем со своими параметрами состояния.



Распад однородных флюидных систем в зонах их консервации в скопление минерализованных жил особенно характерен для апикальных зон магматических тел или их выклинивания, где их роль как флюидопроводников (в терминологии Г.Л. Поспелова) заканчивается. Так, на золоторудном место-

Рис. 2. Смена стационарных состояний гранитной системы в координатах $\Delta G_{T,P}-T$.

Пояснение в тексте.

рождении Бестюбе рудные столбы с ураганными содержаниями золота, судя по данным газовой хроматографической анализе рудных кварцев, окаймляются струями восстановленных газов H_2 , CO , CH_4 , подчеркивая их роль в создании восстановленного режима, благоприятного для отложения золота [Нарсеев, 1996].

С позиций энергетики течения геологических процессов каждый очаг плавления является своеобразной тепловой ловушкой, поскольку образование магмы требует затрат тепловой энергии и процесс носит эндотермический характер. Лимитирующими являются три фактора: состав породной матрицы, что аппроксимируется с ее температурой плавления; температура и состав флюида, ибо, как установлено экспериментально, рост P_{H_2O} и P_{H_2} приводит к снижению T солидуса соответствующих магм; и наконец, величина общего давления, так как при прочих равных условиях рост общего давления, соотносимого с глубиной очага плавления, увеличивает T солидуса силикатных расплавов. После возникновения магматического тела оно может подпитываться флюидом, поступающим из глубинного источника, что обусловит снижение T солидуса магм и обеспечит длительное „выживание“ такого магматического тела. Следует подчеркнуть, что именно магматического тела, поскольку в условиях замкнутого объема лишенный текучести силикатный расплав ведет себя как квазитвердое тело, когда его прочность примерно равна 2/3 прочности той породы, из которой он выплавился, а все коэффициенты Пуассона отрицательны [Летников, 1992]. В силу этого обстоятельства такие магматические тела проницаемы для более глубоких даек, пронизывающих магматические камеры. Такие дайки в рудообразующем процессе иногда играют решающую роль.

Так, на Кокчетавской глыбе, где процессы гранитообразования завершились на уровне 390—410 млн лет [Летников, 2005], вдоль Южной зоны глубинного разлома на сотни километров прослеживается дайковый пояс, в котором преобладают породы основного состава толеитового ряда с подчиненными телами лампроитов и щелочных основных пород. Эти дайки пересекают тела онгонитов и грейзенов в пределах лейкократовых колумбитоносных гранитов [Letnikov, 2000], и к ним зачастую приурочены рудопроявления и месторождения контрастных урановых руд с возрастом 240—260 млн лет, т. е. на 140—160 млн лет моложе редкометалльных гранитов.

Анализ такой геологической ситуации дает основание для следующих выводов.

1. После завершения регионального гранитообразующего цикла (460—390 млн лет) прошло 140—160 млн лет. В этом временном интервале значимых по масштабам процессов флюидизации коры не установлено.

2. Дальнейшее воздействие флюидных глубинных систем локализовалось вдоль зон глубинных разломов, дренирующих мантию ниже поверхности Мохо. Это были высокотемпературные системы с $T > 950—1000$ °С, что обусловило локальное выплавление в пределах зоны разлома из мантийных пород преимущественно толеитовых базальтов, внедрившихся в земную кору вдоль зоны Южного глубинного разлома.

3. Пути внедрения даек были затем использованы глубинными аномально ураноносными окисленными флюидами, из которых и отложились очень богатые урановые руды (рис. 3). Характерно, что в дайках содержания урана находятся на кларковом уровне и слегка повышены в лампрофирах и трахитоидных диабазовых порфиритах. Этот факт однозначно указывает на автономность ураноносных глубинных флюидных систем, зарождавшихся в мантии и пространственно, а возможно, и генетически связанных с линейными очагами в мантии вдоль зон глубинных разломов. Необходимо подчеркнуть, что для протяженных и долгоживущих зон глубинных разломов характерно проявление разнотипных рудообразующих флюидных систем, автономность которых несомненна. Применительно к вышеописанным урановым месторождениям поразительным является, с одной стороны, высокая глубинность породивших их флюидных систем, а с другой — их высокий кислородный потенциал, что выражается в окисном составе урановых руд и ореолах гематитизации („покраснения“) вмещающих пород вокруг

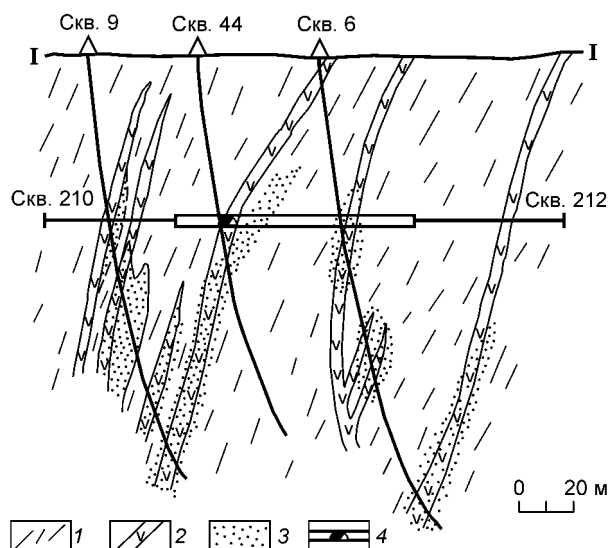


Рис. 3. Месторождение Аккан-Бурлук. Разрез по профилю I.

1 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 2 — дайки диабазовых и диоритовых порфиритов; 3 — урановые (смолковые) руды; 4 — горные выработки.

урановых тел. Возможно, это связано с процессами полимеризации кремнекислородных анионов, сопровождавшейся отщеплением кислорода.

Поскольку значительное число месторождений благородных и цветных металлов сформировались на базе флюидных систем при температуре ниже 400 °С, то они рассматривались как производные собственно гидротермальных систем, в которых H₂O присутствовала как фаза, в отличие от закритической области, где H₂O являлась компонентом газообразного флюида. Поэтому при синергетическом анализе процессов, протекающих при участии этих двух практически изохимических систем, но находящихся в разном физическом состоянии, подобное различие имеет принципиальное значение. И если в закритической области флюидная система — это детерминированный газовый хаос, то в гидротермальной — это существенно водная среда с переменным количеством растворенных в ней компонентов и газов, при этом газы могут быть растворены в воде, а также присутствовать в виде самостоятельной фазы. Иными словами, учитывая способность флюидных систем к переносу твердых микрофаз, в обоих случаях можно говорить о том, что это гетерофазные системы, причем ниже 400 °С степень гетерофазности таких флюидных систем возрастает. Именно такая гетерофазность играет большую роль в формировании рудного базиса будущего месторождения. Поскольку существенно водные гидротермальные растворы разобщенные в системах трещин и порового пространства являются в целом квазистационарными системами, то в рамках существования такой стационарной мега- или мезосистемы могут возникать и функционировать автономные квазистационарные системы со своим набором анионов, газовых обособлений и концентрацией рудных компонентов. Нарушение стационарности системы, разобщение ее на подсистемы в объеме трещинных зон приводит в итоге при отмирании таких систем к формированию рудных жил, отличающихся по набору и концентрациям рудных компонентов. Так, на редкометалльном месторождении Кара-Оба в Центральном Казахстане самые ранние пологие кварц-молибденитовые жилы, в которых содержание MoS₂ доходит до 30—40 %, локализованы в гранитах в апикальной части массива. Они пересекаются протяженными вертикальными жилами с вольфрамитом, висмутином и самородным висмутом. В некотором отдалении от них в гранитах залегают кварц-касситеритовые жилы. Налицо существование на площади менее 1 км² трех типов рудоносных систем: молибденитовой, висмутин-вольфрамитовой и касситеритовой. Что это? Распад единой рудоносной системы или проявление трех автономных флюидных систем, зарождавшихся в корневой глубинной части массива или имевших более глубинную природу?

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64243) и программы Поддержки научных школ (грант НШ-4496.2006.5)

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr месторождения // Геология рудных месторождений, 1993, № 2, с. 115—131.

Вернадский В.И. О шаровых выделениях графита из Ильменских гор // Труды по минералогии. М., Наука, 1954, с. 563—564.

Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Об инверсии флюидного режима при формировании углеродистых метасоматитов // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 811—813.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. М., Наука, 1976, 124 с.

Летников Ф.А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М., Недра, 1965, 118 с.

Летников Ф.А. Об инверсии флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли // Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1440.

Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М., Наука, 1986, с. 16—24.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск, Наука, 1992, 228 с.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, с. 63—98.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов // Проблемы глобальной геодинамики. М., GEOS, 2000, с. 204—224.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, с. 291—307.

Летников Ф.А. К вопросу о природе изменения скоростей продольных волн (V_p) в мантии, соотносимых с воздействием плюмов // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 5, с. 673—675.

- Летников Ф.А.** Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов Земли // Докл. РАН, 2004 а, т. 398, № 6, с. 792—794.
- Летников Ф.А.** Некоторые синергетические аспекты эволюционного развития Земли // Материалы 37-го тектонического совещания, Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004 б, с. 290—292.
- Летников Ф.А.** Геохимия гранитоидных комплексов полихронного Зерендинского массива (Сев. Казахстан) // Геохимия, 2005, № 7, с. 691—711.
- Летников Ф.А., Леви К.Г.** Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 5, с. 1201—1203.
- Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.** К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН, 2001, т. 378, № 4, с. 535—537.
- Летников Ф.А., Сизых Н.В.** Роль процессов гранитизации в формировании кислородной атмосферы Земли // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 4, с. 941—943.
- Летников Ф.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В.** Геохимия углисто-карбонатных метасоматитов из зоны глубинного разлома // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 6, с. 807—809.
- Маракушев А.А.** Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М., Наука, 1987, 206 с.
- Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Треусов А.В.** Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 248—252.
- Нарсеев В.А.** Промышленная геология золота. М., Научный мир, 1996, 243 с.
- Павленкова Н.И.** Структура земной коры, верхней мантии и глобальная тектоника // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., Ин-т физики Земли, 2002, с. 64—72.
- Савельева В.Б.** Геохимия углеродистого метасоматоза в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 4, с. 524—528.
- Савельева В.Б., Зырянов А.С., Данилова Ю.В., Данилов Б.С.** Графитсодержащие метасоматиты и пегматиты Главного Саянского разлома // Докл. РАН, 2002, т. 383, № 5, с. 680—683.
- Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С., Маркова В.В., Пантеева С.В.** Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1436—1442.
- Солоненко В.П.** Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолиздат, 1951, 384 с.
- Donough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Seismic tomography on the Earth's interior // Phys. Earth Planet. Inter., 1984, v. 72, p. 483—494.
- Gordienko V.V., Pavlenkova N.I.** Combined geothermal-geophysic models of the Earth's crust and upper mantle for the European continent // J. Geodynamics, 1985, v. 5, p. 75—90.
- Gosser J., Kind R.** Seismic evidence for very deep roots of continents // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v. 138, p. 1—13.
- Jordan T.H.** The deep structure of the continents // Sci. Amer., 1979, v. 240, p. 70—82.
- Letnikov F.A.** Rare-metal granites of Kokshetau Block, Northern Kazakhstan // Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. IMGRE, 2000, p. 177—192.

*Поступила в редакцию
25 мая 2006 г.*