ОБОСНОВАНИЕ МАГМО-ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

А.И. Гусев
ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Опыт составления карт масштаба 1:200000 - 1:1000 000 показывает, что эмпирические связи магматизма и оруденения в большинстве случаев исчерпали свои возможности и в подавляющей части конкретных ситуаций не приближают к руде и не помогают выделению металлогенических таксонов разного ранга. Рудообразование несёт в себе черты не только коровых процессов, но и мантийных. Следовательно, в прогнозно-поисковом комплексе без привлечения данных о процессах в глубоких геосферах Земли не обойтись. Объективный прогноз эндогенного оруденения может быть осуществлён на петрологической базе и генетических связях магмогенерирующих систем, имеющих мантийную природу, с расшифровкой особенностей их флюидного режима.

В последнее время особенно активно разрабатываются концепции магмо- и рудообразования в связи с плюмтектоникой [8, 21, 31]. Многочисленные признаки плюмтектоники в становлении магматизма и золотого, редкометального, титан-ванадиевого и других типов оруденения устанавливаются для Алтайского региона [2. 3].

Петролого- геофизический базис концепции.

Исследованиями российских (7, 11, 17, 18] и зарубежных геофизиков [25, 27, 28, 32] комплексом методов (в том числе сейсмической томографией) получены новые данные о неоднородности литосферы для континентальных, островодужных и океанических обстановок в интервалах глубин от 50 до 2900 км. Разработана новая парадигма геотектоники, увязывающая в единое целое процессы, протекающие в разных геосферах: коре, верхней мантии (тектоника плит), нижней мантии (плюмтектоника) и внешнем ядре (тектоника роста). Уточнена конвекционная модель химической дифференциации мантии. Границы фазовых переходов (410 и 660 км) связаны с изменением вязкости мантии. По данным анализа сейсмической томографии и гравиметрических данных установлено разуплотнение (дефицит масс) мантии на глубинах 550 км и под границей 670 км под Азиатским и, частично, другими континентами.

Конвекционная модель мантии исходит из отчётливого разделения её на две части: деплетированная в верхней и обогащённая несовместимыми элементами в нижней. Это заключение подтверждено также методом сейсмической томографии и основано на интесивности изменения релеевских чисел [32]. Переосмысливается значимость устоявшихся представлений на роль мантийных процессов и в минерагении земной коры. Указывается на значительную роль мантии в металлогении верхней литосферы [1]. Важное значение придаётся положению аномальной мантии под складчатыми сооружениями, оказывающими влияние на мантийный магматизм и оруденение. Для Горного Алтая глубина кровли аномальной мантии от подошвы земной коры превышает 600 км, но менее 660 км [14]. Указанная аномальная мантия на глубине 660 км связана с изохимическим фазовым переходом g-оливин- перовскит-магнезиовюстит. Согласно экспериментальным данным М. Акаоги, А. Танаки, Е. Ито [20] такое положение фазовой границы перехода соответствует температуре выше нормальной (около1600 ^{0}C) геотермы, указывая на аномальный мантийный тепловой поток под Алтаем. При этом повышение температуры в зоне фазового перехода на 100 ^{0}C ведёт к сокращению мощности между границами «410» и «660» примерно на 15 км [22]. Температура в зоне фазового перехода на отметке «660» активно влияет на окислительно-восстановительное состояние глубинного вещества, мерой которого может служить летучесть кислорода (fO_2). Наименьшим значениям fO_2 соответствуют флюиды с высокой долей CH_4 (до 90-97 мол.%), наибольшим – флюиды с высокой долей CO_2 и H_2O, а промежуточным (значения

fO_2 буферного равновесия ССО) – флюиды со свободным углеродом [11]. Алтайскому региону соответствуют флюиды магматогенного генезиса с максимальной величиной фугитивности кислорода, а следовательно, и с высокой долей CO_2 и H_2O [2].

Под Алтайским сооружением обнаруживается отрицательная аномалия скоростей сейсмических волн [18]. Формирование современной структуры Алтайского орогена произошло в позднем кайнозое путём скучивания пластичной литосферы под действием транспрессионных субгоризонтальных напряжений общего северо-восточного направления. Этот механизм обусловлен динамикой Индийского индентора. При этом происходит деформирование литосферы в виде «пластического» обтекания её вокруг жёсткого упора, представленного Хангайским сводом, расположенным восточнее Алтая. Кроме того, «пластическое» обтекание со сдиговой составляющей Телецко-Чулышманского и Шапшальского блоков наблюдается со стороны соседних Северо-Холзунского, Уймено-Лебедского и Верхне-Лебедского тектонических блоков в направлении с запада на восток. В тоже время на основании GPS-геодезии установлено поле геодинамических напряжений противоположного направления в пределах Рудного Алтая, Кузбасса, Западной Тувы, где преобладают северо-западные векторы перемещений [29]. Такая высокая пластичность и реологическая ослабленность верхней литосферы в районе Алтая и прилегающих территорий связана с повышенным тепловым полем, а также повышенной гидратированностью мантии. На основании расчёта 3 компонент тензора сейсмотектонической деформации - широтной, меридиональной и вертикальной - для Алтае-Саянской области получены структуры выжиманий горных масс (структуры II типа) [14]. Причина образования структур вертикального раздавливания, или выжиманий горных масс (II тип) обусловлена сильной обводнённостью пород, что, видимо, определяет их повышенную способность к деформированию. Высокая обводнённость горных масс определяется по высокому поглощению поперечных волн. Аномально высокая обводнённость горных масс региона, вероятно, обусловлена затягиванием воды в процессе заложения и функционирования активной континентальной окраины и суперплюма (на этапе O-P_1). Следовательно, мантийный магматизм в регионе должен характеризоваться обилием флюидов, в том числе и мантийного генезиса, обогащённых такими компонентами, как CO_2 и H_2O.

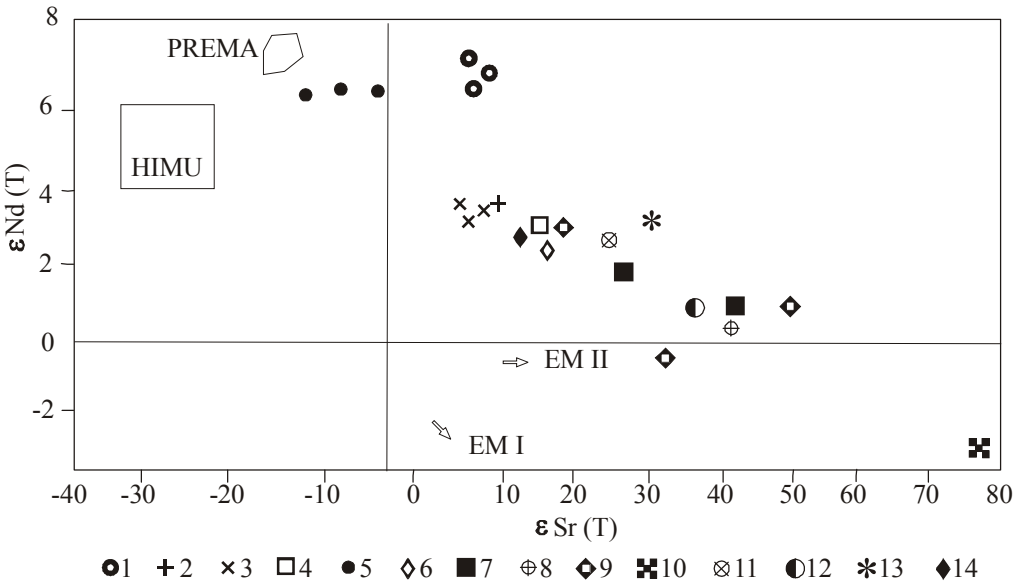

Рис. 1. Диаграмма ε(Sr)t – ε(Nd)t по Зиндлеру и Харту [33] для интрузивных пород Горного Алтая (составлена автором с учётом авторских данных и данных [26, 30]).

Плагиограниты Саракокшинского массива ($Є_3$); 2- гранодиолриты каракудюрского комплекса (D); 3- тоналиты Синюхинского массива (D_{1-2}); 4- лейкограниты Турочакского массива (D_2); 5- пироксениты, сиениты, карбонатиты комплекса эдельвейс; 6- гранодиориты усть-беловского комплекса (D_3); 7- граниты Белокурихинского массива (P_2-T_1); 8- лейкограниты Бабырганского массива (T_1); 9- гранодиориты змеиногорского комплекса (D_3); 10- сподуменовые граниты Алахинского массива (J_1); 11- граниты Киндерлинского массива (D_3);12- граниты боровлянского комлекса (D_3-C_1); 13- граниты кубадринского комплекса (D_1); 14- гранодиориты каракудюрского комплекса (D_1).

Базитовые и гранитоидные магматические образования региона в фанерозое имели мантийный источник. Становление некоторых фельзических образований происходило при участии корового материала. Соотношение изотопов стронция ($\varepsilon(Sr)_т$=12,0) и неодима (ε(Nd)=6.74) в гранитоидах саракокшинского комплекса ($Є_3$) свидетельствуют об образовании их из мантийного источника, близкого по составу к умеренно-деплетированной мантии (PREMA) (рис.1). Этот компонент мантии был выделен исходя из допущения о смешении различных конечных компонентов в истории Земли, что в конечном итоге привело к появлению компонента в виде преобладающей мантии (PREMA) [33]. Отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в плагиогранитах составляют 18,3. Для гранодиоритов каракудюрского комплекса (D_{1-2}) соотношения тех же изотопов ($\varepsilon(Sr)_т$=13,16; ε(Nd)т=3,53) указывает на промежуточное положение мантийно-

го источника между PREMA и EM II. Материал мантии EM II понимается как компонент обогащённой мантии и смешения компонентов мантии и нижней коры в случае промежуточного положения между PREMA и EM II. Компонент EM II, характеризуясь высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, низкими значениями eNd и относительным обогащением радиогенным свинцом, связывется с затягиванием в мантию терригенных осадков [23]. Близкие характеристики имеют тоналиты синюхинского комплекса (D_{1-2}). Для пироксенитов, сиенитов и карбонатитов комплекса эдельвейс (I_1) приводится также материал мантии типа PREMA [30]. Редкометальные ранне-среднепалеозойские гранитоиды региона показывают материал мантии типа DM (деплетированной мантии), HIMU (умеренно-деплетированной), а также EM II, как компонент обогащённой мантии в смешении с материалом верхней коры [12]. Таким образом, магматизм региона на основании изотопии стронция и неодима показывает различные компоненты мантии (деплетированной, умеренно деплетированной, обогащённой, смешанной), которые отразились на изначальной металлогенической специализации магм с мантийной составляющей. Вариации состава оруденения, вероятно, обязаны флюидному режиму конкретных магматических очагов, а также определяющей роли насыщенности и активности летучих компонентов в магматогенных флюидах, рассматриваемых нами ниже.

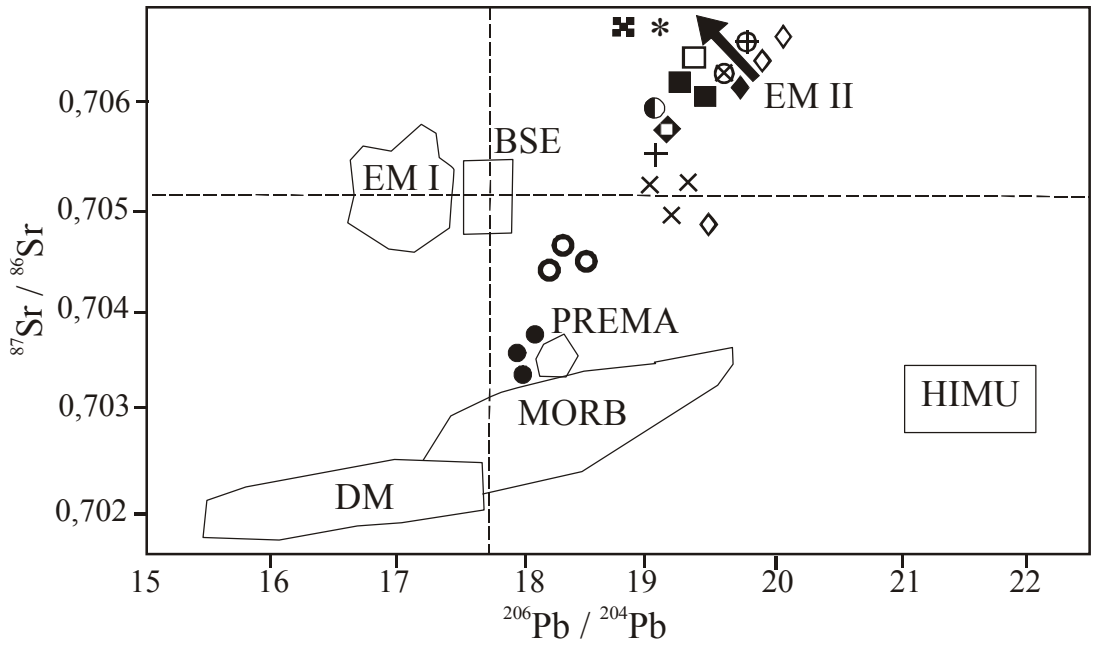

Рис. 2. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ по[33] для интрузивных пород Горного Алтая

Типы мантии по Зиндлеру и Харту: DM- деплетированная мантия, EM I и EM II- обогащённая мантия типов I и II, PREMA – примитивная мантия, HIMU- мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением, BSE- общий силикатный состав Земли; MORB- поле базальтов океанического дна. Остальные условные обозначения на рис. 1.

Приведенные данные однозначно указывают на значительное участие в верхней литосфере магматических образований, имеющих мантийный генезис. Это особенно важно для палеозойского этапа формирования литосферных тектонических блоков. В последние годы установлено, что в раннем палеозое регион развивался по схеме трансформной континентальной окраины. Однако, широко проявленный интрузивный магматизм этого периода (синюхинский, топольнинский, усть-беловский, каракудюрский комплексы) имеет мантийные характеристики. Наши данные, а также опубликованные материалы по АССО, касающиеся соотношений стабильных изотопов Sr, Pb и Nd в магматитах [12, 26], реставрируют первичный мантийный протолит (источники EM II, PREMA), претерпевший частичное плавление. Генерирование этих магм происходило в результате возникновения на границе ядра и нижней мантии суперплюма в раннем-среднем ордовике [8], или в девоне [12]. Мантийные магмы формировались по воздействием суперплюма в верхней мантии, а затем поднимались к подошве континетальной литосферы, где испытывали частичное плавление [7, 8]. Результатом частичного плавления первичного мантийного протолита и явились магматические образования указанных комплексов, имеющих мантийные характеристики. Эти данные указывают на то, что палезойская трансформная континентальная окраина испытывала активное влияние со стороны нижней мантии при активном влиянии суперплюма. Мантийные характеристики имеют также изотопные соотношения серы в сульфидах рудных образований Синюхинского, Майского и других месторождений.

Влияние плюма подтверждается и при формировании магматизма и оруденения в ранний рифей-кембрийский этап. Соотношение изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в магматитах ульменского комплекса ($Є_2$) составляют 0,703-0,706, а содержание тяжёлого изотопа серы ($d^{34}S$) в сульфидах Ульменского золото-медно-скарнового проявления варьирует от +1,2 до +3,2, указывая на неконтаминированный магматический мантийный источник серы. Формиро-

вание медно-никелевого оруденения с платиноидами и золотом в островодужных офиолитах Сеглебирского массива ($Є_1$) также осуществлялось при активной роли плюмтектоники. Становление наиболее высоких концентраций золота, никеля и обогащение ЭПГ в рудных телах происходило при участии высоковосстановленных трансмагматических флюидов из более глубоких горизонтов мантии, преобразующих альпинотипные гипербазиты и несущих помимо калия, натрия, кремнекислоты, серы, также и платиноиды, никель, медь, хром [5].

Магмо-флюидодинамические системы.

Флюидодинамическая концепция для образования рудных и нефтяных месторождений предложена Б.А. Соколовым и В.И Старостиным [16]. По мнению авторов такие системы возникают в верхней мантии в результате возникновения зон разуплотнения и дефлюидизации в мантийном веществе. Определяющими факторами, способствующими зарождению и функционированию флюидных систем и формированию минеральных скоплений на различных уровнях, является наличие высокоградиентного тектонического поля напряжения в верхней литосфере, проницаемость среды. А.Ф. Коробейниковым в развитие этой концепции обосновывается ведущая роль плюмтектоники, рифтогенеза, тектоно-магматической активизации в формировании всех составляющих крупных магмо-флюидных систем (магматизма, метасоматитов, региональных геохимических полей, геофизических неоднородностей на всех уровнях литосферы [13]).

Всестороннее рассмотрение крупных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС) Горного Алтая и Горной Шории (Синюхинской, Ульменской, Майской, Новофирсовской и других) позволил выявить признаки мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований [2]. Их возникновение связано с процессами плюмтектоники, как результатом теплофизической модели нижнемантийной конвекции, генерировавшим крупные мантийные диапиры, в процессе поднятия которых формировались магмо-флюидодинамические системы. Распад последних в верхней литосфере приводил к формированию всех составляющих ингредиентов мантийного вещества, фиксируемых мантийными значениями изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматитах и серы в сульфидах рудных тел. На основе анализа эволюции воды в мантийных магматических образованиях Дж. Диксон [24] пришёл к выводу об обогащении водой производных мантийных плюмов при взаимодействии с рециклинговой литосферой с образованием компонентов мантии типа EM I, EM II, LOMU, HIMU. Нашими данными показано, что такое обогащение водой имеет место при формировании сложных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС), образующихся в верхней литосфере при распаде мантийных магмо-флюидодинамических систем, генерирующих различный металлогенический профиль: титан, ванадий, платиноиды (Харловский расслоенный базитовый интрузив), золото, медь, платиноиды (Синюхинская МРМС), тантал, ниобий, литий, рубидий (Алахинская МРМС), медь, никель, хром, платиноиды (Сеглебирская офиолитовая МРМС), медь, молибден, золото (Кульбичская медно-молибден-золото-порфировая МРМС) и другие. Таким образом, в глубинных магматических очагах и на путях движения магмо-флюидодинамических систем происходило взаимодействие мантийного вещества, генерированного плюмом, с коровым материалом. Магматические образования таких систем характеризуются специфическими параметрами флюидного режима, имеющими восстановленный режим, а также несут признаки трансмагматических флюидов.

Покажем особенности и роль флюидного режима в становлении редкометального оруденения на примере Горного Алтая и соседних регионов. Наиболее продуктивными в отношении редкометального оруденения являются анорогенные гранитоиды А-типа. Они формировались при сравнительно низких общих давлениях в интервале 0,6-1 кбар и варьирующих значениях температур кристаллизации.

Анорогенные гранитоиды А-типа на юге Сибири и в Монголии получили широкое распространение. Их генерация связана с активизацией кратонных областей в обстановке внутриконтинентального рифтинга в рифее и функционированием суперплюма, охватившего громадную территорию на этапе ордовик - юра. Анорогенные гранитоиды включают разнородные интрузивные образования: двуполевошпатовые субсольвусные умеренно-щелочные (A_1-тип), моношпатовые гиперсольвусные (агпаитовые) щелочные (A_2- тип), граниты рапакиви (A_3- тип), а также плюмазитовые редкометальные гранитоиды. Наряду с петрогеохимическими отличиями пород, указанные типы различаются и особенностями химического состава биотитов (рис. 3).

Обширное семейство гранитоидов A_1- типа обнаруживает несколько групп кислых интрузивов, различающихся петрологическими особенностями их формирования и сопровождающихся специфическими типами оруденения. Группа гранитоидов A_1- типа, генерация которых осуществлялась при очень высоких температурах кристаллизации (880-930 ^{0}C), близких к котектическим с очень низкой закристаллизованностью, в своём составе содержит умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, редко кварцевые сиениты и сопровождалась формированием молибден-вольфрамового шеелит-гюбнеритового оруденения (Калгазанская МРМС) Горного Алтая. От ранних фаз внедрения дериватов Турочакского массива к поздним происходило закономерное снижение температур кристаллизации на фоне снижения кислотности и повышения основности среды, фугитивности кислорода, железистотсти расплавов и биотита, восстановленности среды и глинозёмистости магмы.

Другая группа гранитоидов A_1- типа кристаллизовалась при весьма низких температурах (710-560^{0}C), близких к эвтектическим с весьма высокой закристаллизованностью магм (30% и более). В парагенетической связи с гранитоидами этой группы формировалось грейзеновое шеелит- вольфрамитовое (Синюшинская, Колыванская МРМС), золото-редкометальное скарновое оруденение (Атуркольская, Тавдушинская, Карагу МРМС) Горного Алтая. Следует отметить, что от ранних фаз к поздним в этой группе магматитов происходит закономерное снижение температур кристаллизации пород, а также летучести кислорода, фугитивностей воды, парциальных давлений воды

и углекислоты в магматогенных флюидах. Сами флюиды становятся всё более восстановленными и в них происходит резкое увеличение концентраций плавиковой кислоты. В биотитах гранитоидов от ранней фазы к заключительной отмечается увеличение концентраций большинства редких элементов. В отличие от предыдущей группы, в биотитах рудопродуктивных поздних фаз внедрения наблюдается увеличение железистости и глинозёмистости расплавов и одновременное повышение роли и тетраэдрической, и октаэдрической фаз алюминия в минерале. В золото-редкометальных МРМС с комплексным оруденением вольфрама, молибдена, олова, золота, помимо плавиковой кислоты, в магматогенных и гидротермальных флюидах существенную роль играли комплексы хлора и бора.

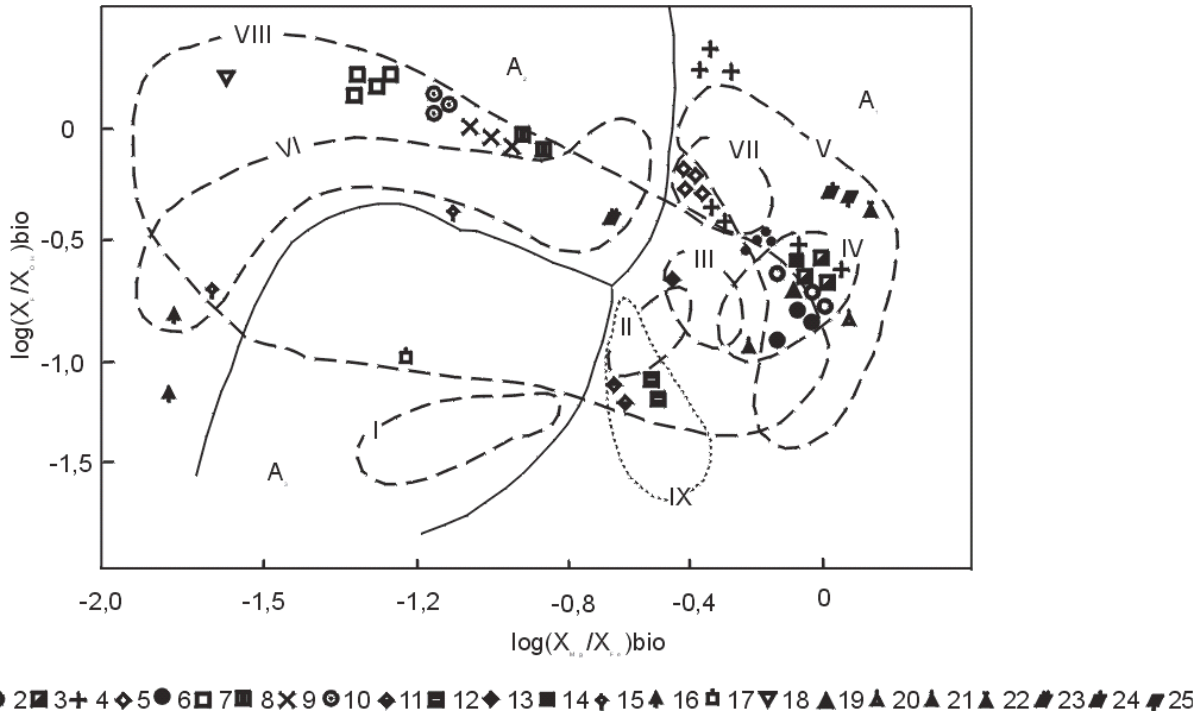

Рис.3. Диаграмма Log (X_F/X_{OH}) – Log (X_{Mg}/X_{Fe}) в биотитах анорогенных гранитоидов

Поля гранитоидов: A_1- внутриконтинентальных рифтов, активных и трансформных континентальных окраин, горячих точек и мантийных плюмажей; A_2- постколлизионных обстановок; A_3- активизации кратонных стадий древних платформ в режиме внутриконтинентального рифтинга. Поля биотитов рудоносных гранитоидов, выделенные авторм: I- оловянных, II- олово-вольфрамовых, III- вольфрамовых, IV- вольфрам-молибденовых, V- молибденовых, VI- тантал-ниобиевых, VII- свинцово-цинковых жильных, VIII- литий-тантал-ниобиевых (литий-фтористых гранитов), IX- золото-редкометальных. Гранитоидные массивы Алтая: 1- Калгутинский, 2- Осокинский, 3- Колыванский, 4- Турочакский, 5- Цыганский, 6- Бабырганский, 7- Алахинский, 8- Каракольский, 9- Джулалю, 10- Чиндагатуйский, 11- Атуркольский, 12- Тавдушинский. Гранитоидные комплексы Северного Кавказа: 13- аксаутский, 14- тырныаузский. Гранитоидные массивы Монголии: 15- Бага-Хэнтэй, 16- Бургун-Богдинский. Гранитоидные массивы Забайкалья: 17- Соктуйский, 18- Ары-Булакский, 19- Орекитканский, 20- Амананский, 21- Бом-Горхонский, 22- Гуджирский, 23-Адун-Челонский. Гранитодиные массивы США (штат Колорадо): 24- Гендерсон, 25- Клаймакс.

Агпаитовые гранитоиды A_2- типа содержат, помимо биотита, щелочные минералы (рибекит, арфведсонит, эгирин, озанит) и также образуют две контрастные группы гранитоидов, различающиеся особенностями петрологии и оруденения. К первой высокотемпературной группе (880-950 ^{0}C) относятся Бичурская, Куналейская, Хоринская МРМС Забайкалья с оруденением тантала, ниобия, бериллия, вольфрама. От ранних к поздним фазам внедрения на фоне снижения температур кристаллизации и кислотности среды происходит резкое снижение железистости и глинозёмистости расплавов, уменьшение тетраэдрической и октаэдрической координации алюминия в биотите, общей железистости и глинозёмистости слюды.

Во второй, низкотемпературной группе (550-530 ^{0}C) агпаитовых гранитоидов (Казандинская, Бутачихинская, Елиновская МРМС Горного Алтая, Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС Монголии), отмечается несколько иной спектр оруденения: редкоземельное, оловянное, тантал-ниобиевое. В рибекитовых гранитах Елиновского массива отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0,70413-0,70429, указывающие на мантийный источник магмы, породы характеризуются низкими температурами кристаллизации и умеренными общими давлениями (1-1,5 кбар). От ранних к поздним фазам внедрения наблюдается значительное снижение фугитивности кислорода и воды, заметное увеличение активности и летучести плавиковой кислоты. В биотитах лейкогранитов отмечается самое высокое содержание ниобия, а также повышенные концентрации тантала, циркония, цезия, олова. Среди массивов агпаитовых гранитоидов локализуются проявления олова и ниобий-редкоземельная минерализация. В экзоконтакте Аскатинского массива Горного Алтая известны скарны с касситеритом и полиметаллами, а в метасоматически изменённых (альбититы) гранитах Елиновского массива установлено одноименное проявление редкоземельной минерализации с флюори-

том. В последнем случае отмечены поликраз, фергусонит, малакон, иттриалит. Наиболее продуктивные гранитоиды (Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС) характеризуются максимальными значениями коэффициента агпаитности, низкой глинозёмистостью и предельно высокой общей железистостью биотита (97-98%) при значительном дефиците октаэдрического алюминия в кристаллохимической формуле слюды (до (–0,40) - (-0,50).

Гранитоиды рапакиви (A_3- тип) наибольшее распространение получили в Прибайкалье (Ольхонская, Каларская, Катугинская, Прибайкальская МРМС протерозойского возраста) и единственным массивом в Горном Алтае (Богутинская МРМС нижнекарбонового возраста), в парагенетической связи с которыми обнаруживается грейзеновое оруденение олова, редко – вольфрама, бериллия. Во всех МРМС отмечаются близкие петрологические особенности становления и сопровождающее оруденение. Их кристаллизация протекала в условиях низких температур (600-530 ^{0}C), близких к эвтектике гранитного расплава. Им свойственны высокие и очень высокие восстановленности магматогенных флюидов. Соотношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах варьирует от 0,7051 до 0,7065. От ранних фаз гранитоидов к поздним происходит незначительное снижение температур кристаллизации, повышение кислотности среды, снижение восстановленности флюидов. Формирование заключительных фаз гранитов рапакиви, с которыми наблюдаются тесные пространственно-временные парагенетические связи оруденения, происходило при значительном участии метасоматических процессов.

Многочисленные примеры участия мантийных процессов и мантийно-корового взаимодействия при формировании золотого и других типов оруденения отмечены для рудогенерирующих гранитоидов различных регионов [2, 6, 13]. На рис. 4 показаны поля рудогенерирующих гранитоидов мантийной природы России и зарубежья с различной степенью контаминации корового материала, определённые по составу биотитов и скоррелированные по соотношениям изотопов стронция и неодима в магматитах.

Степень участия мантийного и корового материала для большинства золотогенерирующих гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья обсуждалась нами ранее [4, 6]. Остановимся на *супергигантской МРМС Мурунтау.* Зоны разломов в рудном поле Мурунтау контролируют размещение магматических пород, представленных дайками, сгруппированными в 5 пучков и ориентированными в СВ и субширотном направлениях. Состав даек: сферолит-порфиры, монцонит- и сиенит-порфиры, диоритовые порфириты, керсантиты, спессартиты, гранодиорит-порфиры, микродиориты. Доминирующую часть даек большинство исследователей связывают со становлением сардаринского гранитоидного комплекса (C_3-P_1). Сверхглубокой скважиной СГ-10 вскрыты гранитоиды этого же комплекса на глубинах свыше 3,4 км. Ореол ороговикования во вмещающих породах бесапанской свиты обязан интрузии «скрытого» массива.

1. Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов МРМС Мурунтау

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Сардаринского массива	Дайки	
		Сиенит-порфиров	Гранодиорит--порфиров
T?C	900	890	900
fO_2	-12,4	-13,6	-14,3
fH_2O	3225	3116	3872
pH_2O	2820	2610	3550
pCO_2	2950	2390	3728
lgfHF/lgfHCl	-2,25	-2,14	-1,55
$K_{вос}$	0,71	0,77	0,85
y	186,3	188,4	190,8

П р и м е ч а н и е. T- температуры кристаллизации гранитоидов, ^{0}C; lg fO_2- логарифм фугитивности кислорода; fH_2O – фугитивность воды; pH_2O, PCO_2- парциальные давления воды и углекислоты, соответственно; lgFHF / lgfHCl –логарифм отношений фугитивности плавиковой и соляной кислот; $K_{вост}$- коэффициент восстановленности флюидов; y – потенциал ионизации биотитов, по В.А. Жарикову [9]; фугитивности и парциальные давления приведены в 10^2 кПа.

По нашим определениям гранодиориты Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями (9-6 МПа, по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890-900 ^{0}C) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений HCl, H_2O и CO_2. Флюиды характеризовались высокой восстановленностью ($K_{вос}$ более 0,7). Магматогенные флюиды имеют низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно обогащены водой, углекислотой и хлором (табл.1). Гранитоиды Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров классифицируются I-типом сильно контаминированным и редуцированным (рис.4).

Обсуждение результатов и выводы.

Приведенные нами результаты показывают, что во многих случаях плитотектонические обстановки формирования магматических и рудных образований инициируются, управляются и усложняются более глубинными процессами плюмтектоники, возникающими в нижней мантии и на границе с ядром. В процессе возникновения плюма и формирования диапира он представляет собой сложную магмо-флюидную смесь с рассеянными рудными

компонентами, обогащённую некогерентными элементами. Флюидная составная часть имеет весьма восстановленное состояние. В ходе подъёма мантийного диапира, длящегося десятки и сотни миллионов лет, вещество его, попадая в новые термодинамические условия, начинает дифференцироваться. И только по достижении твёрдой литосферы, где возникают глубинные магматические очаги, происходит его распад и дифференциация сложного по составу компонента плюма, происходит контаминация корового материала и разделение на магматический и флюидный ингредиенты. Взаимодействие с литосферой сопровождается обогащением дифференциатов магмо-флюидодинамических систем водой. Флюиды адсорбируют и захватывают с собой рудные компоненты и переносят их в рудолокализующие коровые структуры. Вероятно, повторные порции плюмового вещества, достигающие глубинных магматических очагов, были многократными, о чём свидетельствуют многофазные массивы рудогенерирующих магматитов и мультифазные дайковые серии (до-, син- и пострудные), включающие долериты, лампрофиры, гранитоиды, которые, как правило, характеризуются более высоко восстановленным характером флюидов и повышенными концентрациями летучих компонентов (углекислоты, фтора, хлора, бора и других), рассматриваемых как трансмагматические мантийные флюиды.

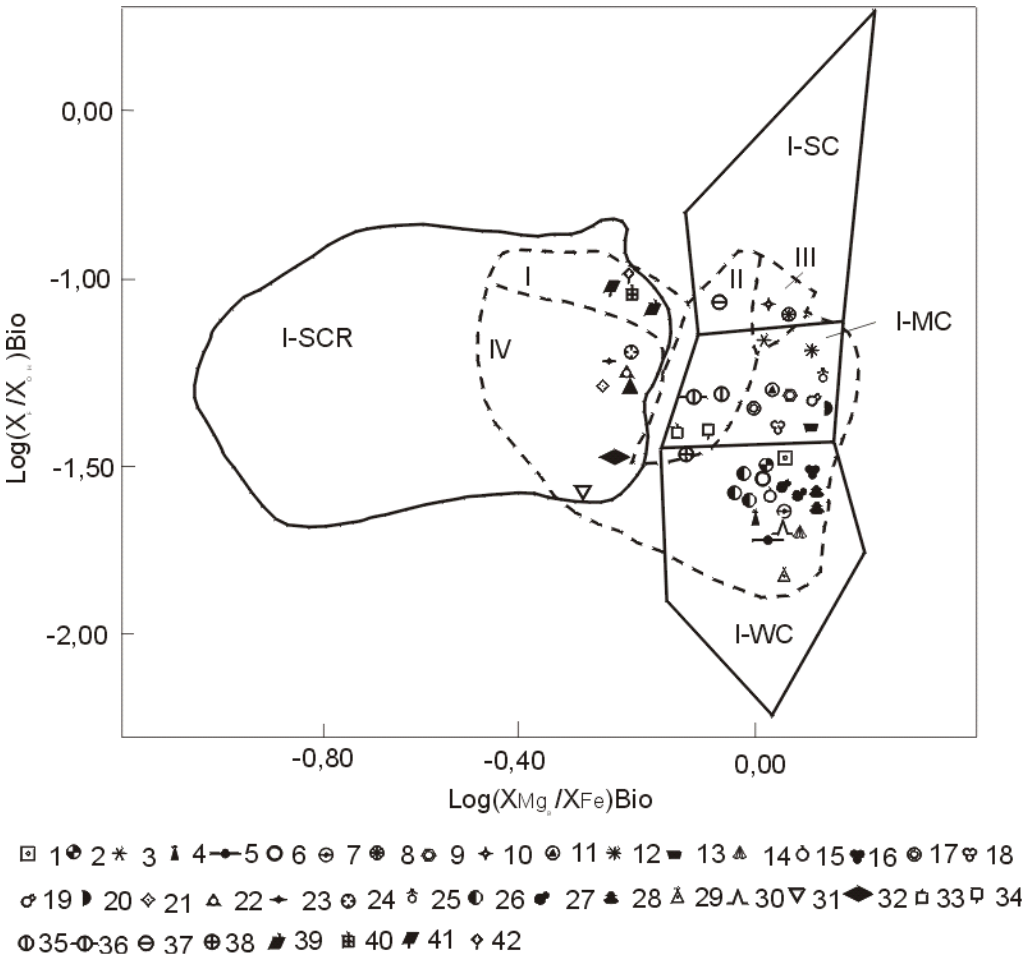

Рис.4. Диаграмма Log (X_{Mg}/X_{Fe}) – Log (X_F/X_{OH}) в биотитах гранитоидов, генерирующих различные типы оруденения. Петрогенетические типы гранитоидов по [19]: I-WC – I тип слабо контаминированный; I-MC- I тип умеренно контаминированный; I-SC- I тип сильно контаминированный; I-SCR –I тип сильно контаминированный и редуцированный. Поля гранитоидов, с которыми связано оруденение (выделены авторами):I- медно-порфировое и медно-золото-порфировое; II- скарновое железорудное; III- золоторудное (мелкие месторождения и проявления); IV- золоторудное (средние, крупные и уникальные месторождения), золото-медно-скарновое, золото-платинометалльное. Гранодиориты магмо-рудно-метасоматических систем: 1- Берикульской, 2- Фёдоровской, 3- Натальевской, 4- Центральнинской (Кузнецкий Алатау); 6- Кварцитовой Сопки (Салаир); 9- Тарданской (Тува); 13- Ольховской (Восточный Саян); 14- Синюхинской, 15- Даек Синюхинской, 16- Арганакской, 21- Чойской, 24- даек Караминской (Горный Алтай); 31- Сухого Лога (Забайкалье); 30- Олимпиадинской (Енисейский Кряж); 32- Мурунтау (Узбекистан); 33- Тельбесской, 35- Таштагольской (Горная Шория); 34- Саксырской (Кузнецкий Алатау); 37- Моджейв Дисот (Калифорния, США); кварцевые диориты: 5- даек Центральнинской (Кузнецкий Алатау); 36- Ванкувер Айленд (Канада); 38- Сарбайской (Казахстан); тоналиты:7- Майской (Горная Шория); 11- Зун-Холбинской (Восточный Саян); монцониты: 8- даек Майской (Горная Шория); 19- Югалинской (Горный Алтай); монцодиориты: 10- Зубовской (Тува); 39- Санта Рита (Нью Мексика, США); 40- Чукикамата, 41- Эль-Сальвадор (Чилийские Анды); 42- Лоун Стар (Аризона, США); гранит-порфиры: 12- даек Зун-Холбинской (Восточный Саян); кварцевые монцониты: 18- Ульменской, 20- Югалинской, 25- Караминской (Горный Алтай); плагиограниты: 26- Дарасунской (Забайкалье); 27- Бакырчикской (Казахстан); 28- Пластовской , 29- Воронцовской (Урал).

В коровых МРМС в магматогенной части фиксируется различная степень контаминации корового материала мантийными магмами. Рудогенерирующий потенциал магматитов определяется различной степенью окисленности-восстановленности флюидов, повышенными концентрациями летучих компонентов. Соотношение различных летучих компонентов в магматогенных флюидах определяет металлогенический профиль оруденения. Для редкометального оруденения характерны повышенные концентрации и активность фтора, бора, воды, для золотого – хлора, углекислоты, бора.

Магматиты гигантских и супергигантских месторождений (Тырныауз, Мурунтау) показывают признаки абиссальной фации глубинности становления.

Литература

1. Блюман Б.А. Пространственно-временные особенности корово-мантийного взаимодействия в условиях Тувино-Монгольского срединного массива //Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: тезисы докл. Международной конф. Новосибирск, 2002, с. 66-67.
2. Гусев А.И. Геодинамика и металлогения мезозойского этапа Горного Алтая // Проблемы геодинамики и минерагении Южной Сибири. Томск, 2000, с. 53-61.
3. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск, Изд-во STT, 2003, 308 с.
4. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области. //Руды и металлы, 2000, №5, с. 25-32.
5. Гусев А.И., Чернышов А.И., Гринёв Р.О. Петрология и рудоносность Сеглебирской офиолитовой ассоциации (Северо-Восточная часть Горного Алтая и юг Горной Шории) // Вестник Томского государственного университета Томск, 2004, с. 45-48
6. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золото-генерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы, - 1998. - №2, - С.67-78.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика, 1993, №1, с.3-26.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001, 409 с.
9. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геол. рудных месторождений, 1967, №5, с.75-89.
10. Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродонасыщенных флюидов в верхней мантии Земли // Проблемы глобальной геодинамики. М., ГЕОС, 000. С.225-238.
11. Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л. Моделирование двухслойной мантийной конвекции //Докл. АН СССР, 1991, т.318, с.946-949.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология, 2002, т. 10, №3, с.227-253.
13. Коробейников А.Ф. Крупные и гигантские золоторудные месторождения: условия образования и размещения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ, 2004, с. 111-113.
14. Кузнецова К.И., Кучай О.А., Лукина Н.В. Сейсмотектоническая деформация и глубинное строение Алтае-Саянской области и Западного Прибайкалья //Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН НИЦ ОГГМ, 1996, с.27-31.
15. Маракушев А.А. Природа и металлогеническая роль глубинных флюидов // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14, М., Наука, 1985, с.211-221.
16. Соколов Б.А., Старостин В.И. Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых (металлических и углеводородных) // Смирновский сборник, 1997, с.100-130.
17. Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдуцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразиатской коллизии // Докл. РАН, 1997, т.354, №2, с. 238-241.
18. Тычков С.А., Кулаков И.Ю., Бушенкова Н.А., Василевский А.Н. Неоднородности литосферы Центральной Азии по комплексу геофизических данных // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: тезисы докл. Международной конф. Новосибирск, 2002, с.145-147.
19. Ague I.I., Brimhall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // Bull. Geol. Sci. Amer., 1988, v.100, №6, p. 891-911.
20. Akaogi M., Tanaka A., Ito E. Garnet-ilmenite-perovskite transitions in the system $Mg_4Si_4O_{12}$-$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ at high pressures and high temperatures^ phase equilibria, calorimetry and implications for mantle structure // Phys. Earth Planet. Inter. 2002. P. 303-324.
21. Bayanova T. Archaean to Paleozoic mantle plumes in the N-E Baltic shield // Geophys. Research Abstracts, 2003, v.5, p. 02728.
22. Bina G.R., Helffrich G.R. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. №B8. P. 15853-15860.
23. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1995, 490 p.
24. Dixon J. temporal evolution of water in the mantle. Geophys. Research Abstracts, 2003, v.5, p. 04395.

25. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // The Joumai of Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100, №1, p.4-23.
26. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region / Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Novosibirsk. 2001, p. 68-72.
27. Kumazova M., Maruyama S. Whole Earth tectjnics // The Joumai of Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. №1, p.81-101.
28. Maruyama S. Plate tectonics //The Joumai of Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. №1. P.24-29.
29. Timofeev V. Yu., Ardukov D.G., Zapreeva E.A. et al. Altai GPS and gravity network for geodynamic studies // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5-10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P.106-115.
30. Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z. Sr-Nd system evolution and geochronology of carbonatite-bearing complexes from the western part of Altai-Sayan folded region and the Enisei Ridge // Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Third Workshop Abstracts. Novosibirsk, 2001, p.119-122.
31. White R.S., McKenzie D.P. Mantle plumes and flood basalts // J. Geophys. Res., 1995, v.100. p.17543-17585.
32. Wolzer U., Hendel R., Baumgardner J. Distinct chemical reservoirs in spite of whole mantle convection // Geophys. Research Abstracs, vol.5, 2003, p. 01181.
33. Zindler A., Hart. Chemical geodinamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V.14. P.493-571.