

УДК 553.491.8:550.34.06(57)

ПОЗИЦИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ПЛАТИНОНОСНЫХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОКА РОССИИ В РАКУРСЕ ДАННЫХ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

© 2012 г. В. Г. Хомич, Н. Г. Борискина

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 12.03.2012 г.

Поступило 15.03.2012 г.

В юго-восточной части Северо-Азиатского кратона, на Центрально-Алданском и Омнинско-Батомгском поднятиях находится несколько платиноносных базит-гипербазитовых плутонов, наиболее известными из которых являются Инаглинский, Кондерский и Чадский (рис. 1). Они обладают дунитовыми ядрами, окруженными пироксенитами, габброидами и более кислыми разновидностями пород повышенной щелочности [1–6]. Поэтому их часто называют гетерогенными, зональными, кольцевыми. С ними ассоциируют промышленные россыпи минералов платиновой группы (МПГ), а иногда и золота. Еще один зональный массив – Феклистовский с шлиховыми ореолами, россыпями МПГ и Au выявлен в Шантарском архипелаге (Охотское море) среди терригенно-кремнистых пород среднего палеозоя [7]. Наличие группы однотипных массивов послужило основанием к выделению Кондер-Феклистовского среднеюрско-раннемелового (175–136 млн лет) металлогенического пояса и сопоставлению его с одновозрастным, но расположенным южнее (в Приморье) Ариадненским поясом [8, рис. 8.7]. На площади последнего выявлено несколько Ti-Fe(+V)-месторождений вкрапленных и массивных руд в габбро и пироксенитах. Формирование соответствующих плутонов соотносят с процессами подвига океанической плиты Кула. По петрохимическим признакам и минеральному составу массивы пироксенитов и габбро сходны с теми, что детально изучены на месторождении Кондер [2, 3, 8].

К настоящему времени в основном изучены физико-химические условия формирования гетерогенных массивов, эволюционная направленность развития и геохронология становления в них разных магматических ассоциаций, исследованы типоморфные особенности акцессорных и рудных минералов из россыпей и коренных про-

явлений благородных металлов, определены вероятные источники рудообразующих веществ, возможные уровни размещения протоматматических очагов и многие другие характеристики рассматриваемых платиноносных рудно-магматических систем. Вместе с тем еще одна важная научная проблема – определение геологических и геодинамических закономерностей размещения зональных мафит-ультрамафитовых плутонов решена не полностью. Обзор публикаций по этой проблеме показал значительное разнообразие мнений: от приоритета унаследованности формирования плутонов (под влиянием процессов автономной активизации локальных архей-протерозойских купольных и куполообразных сооружений) и приуроченности к пересечениям разноориентированных глубинных разломов до размещения в протяженных надсубдукционных тектонических, магматических и металлогенических поясах или в связи с локальными внутриплитными плюмами верхне- или нижнемантийного заложения. Поэтому выявление факторов, предопределивших размещение рудоносных (хром-PGE) плутонов, по мнению авторов, остается приоритетным направлением специализированных металлогенических исследований.

Из петролого-геохимических и геологических данных, характеризующих очаговый магматизм Центрально-Алданского и Омнинско-Батомгского поднятий, известно, что на их площади кроме крупных кольцевых плутонов обнаружено значительное число малых тел гипербазитов, содержащих хромит, хромдиопсид, повышенные содержания Cr [1, 3]. Здесь же на поднятиях широко распространены ареалы магматитов щелочноземельного ряда в виде вулканоплутонов центрального типа и более простых интрузивных, субвулканических тел, даек, трубок взрыва. Некоторые из позднемеловых кимберлитовых трубок междуречья Тобука-Хатыстыра (Алданский район) были отнесены к пироповой субфации пикритовой фации [9].

Примечательно размещение платиноносных щелочно-ультраосновных массивов у границ под-

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток*

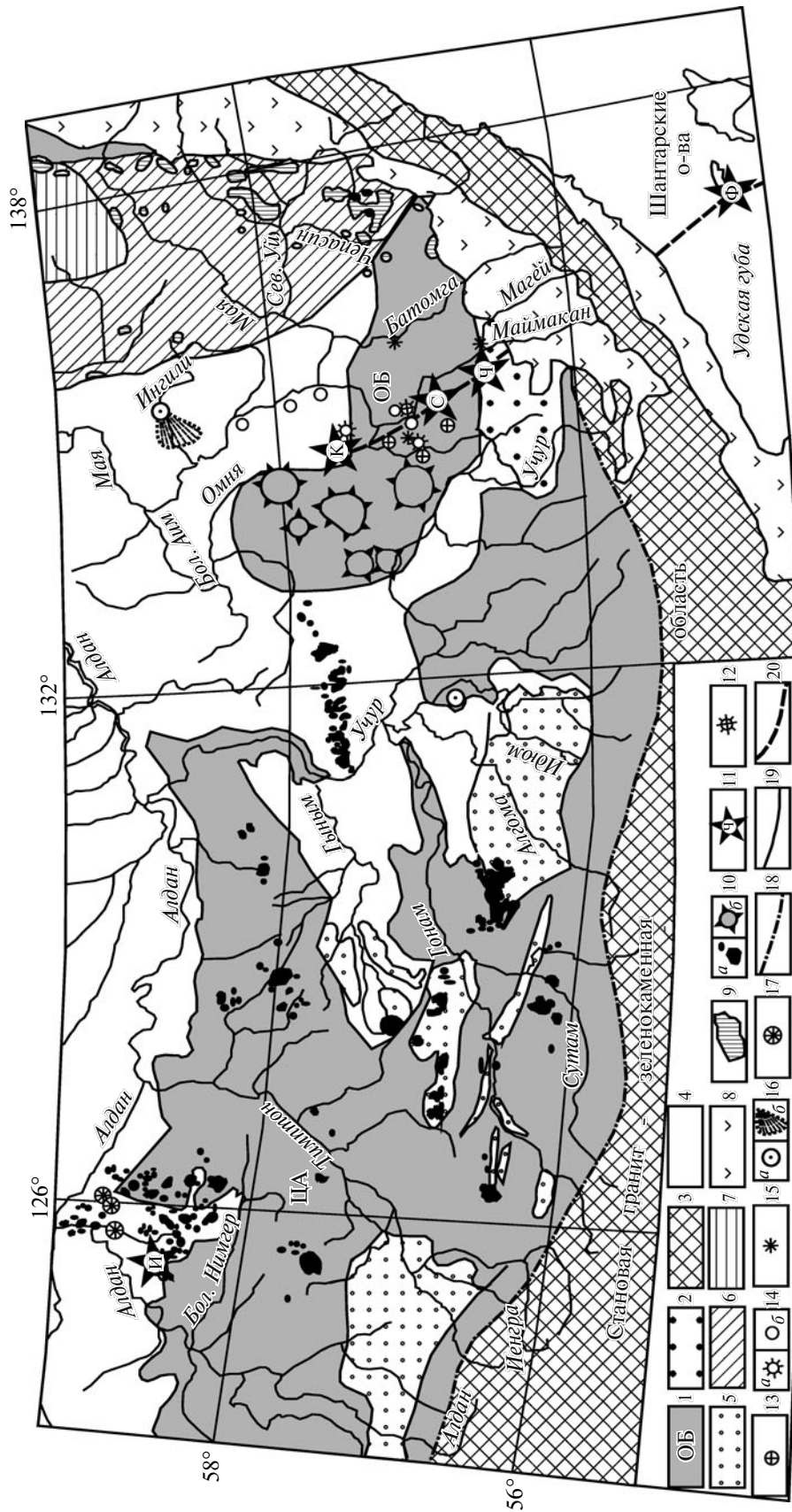


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-восточного фланга Северо-Азиатского кратона (по [1, 3] с некоторыми изменениями). 1 – Алданская гранулит-гнейсовая область; 2 – Центральная-Алданское и ОБ – Оминско-Батомское поднятия; 3 – Становая гранито-зеленокаменная область; 4 – протерозойские и кембрийские отложения платформенного чехла; 5 – отложения мезозойских наложенных впадин; 6, 7 – покровно-складчатые сооружения Южно-Верхоянского орогенного пояса; 6 – Юдомо-Майское красное поднятие; 7 – Аллах-Юньский синклинорий; 8 – Охотское и Удское звенья Охотско-Чукотского и Удско-Мургайского вулканических поясов; 9 – юрско-меловые границы периферической зоны ОЧВП; Джугджурский комплекс; 10 – юрско-меловые щелочные, субщелочные и щелочно-земельные магматические образования (лакколиты, штоки, силлы) (а) и местные тектономагматические поднятия (б); 11 – крупные концентрически зональные (гетерогенные) массивы с дунитовым ядром (И – Инагли, К – Кондер, С – Сыбах, Ч – Чад, Ф – Феклистов); 12, 13 – интрузии ультраабазитов; 12 – имеющие по электромагнитным данным концентрически зональное строение, 13 – прочие тела; 14 – не вскрытые эрозией массивы центрального типа, выделенные по аэромагнитным данным; а – заверенные буровыми скважинами, б – не заверенные; 15 – мелкие тела ультрамафитов; 16 – карбонатитовые массивы; 17 – крупно- и мелкозернистые породы; 18 – разломы; 19 – глубокие, 20 – осевая зона Кондер-Феклистовского металлогенического пояса.

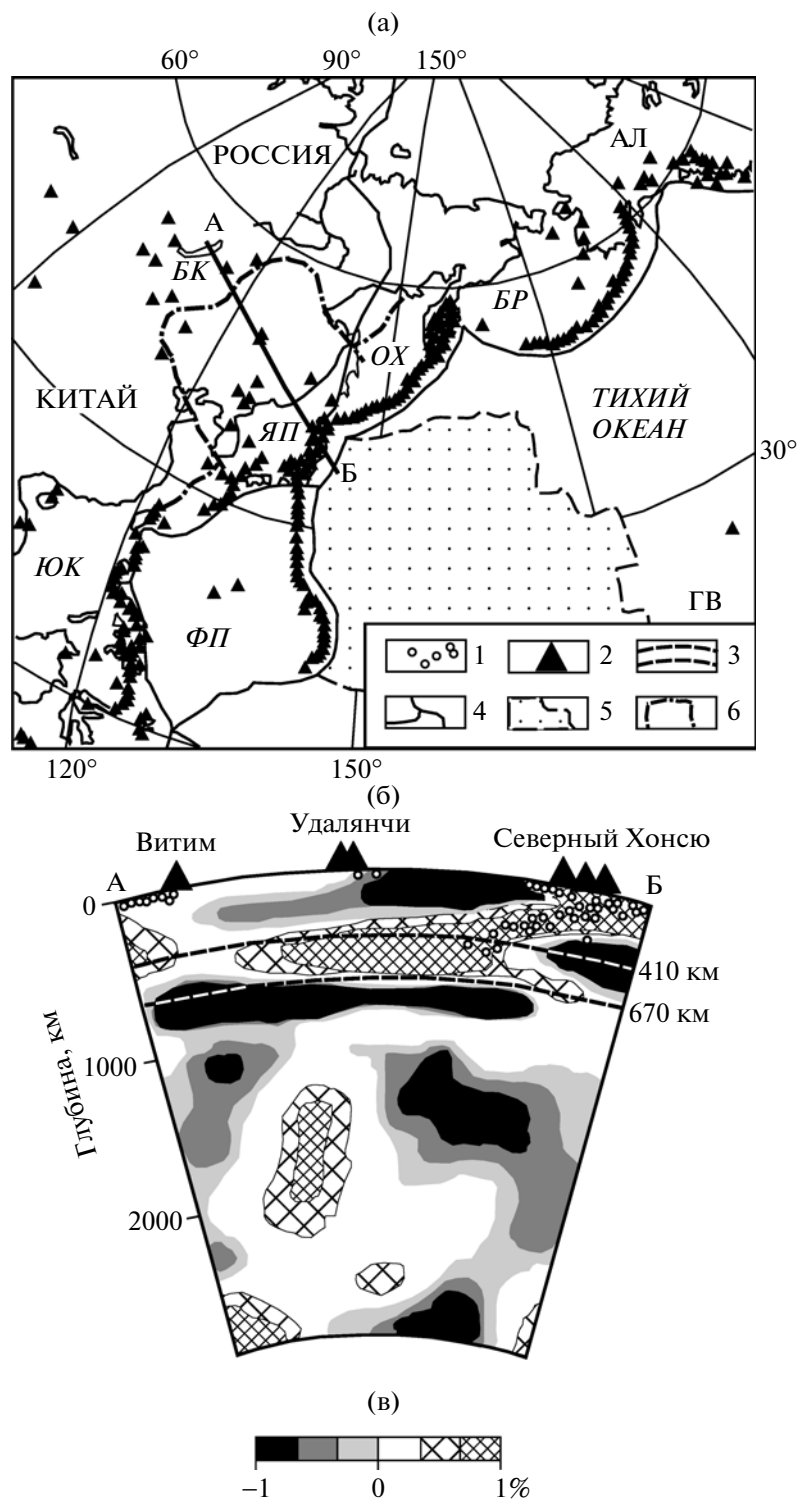


Рис. 2. Схема Азиатско-Тихоокеанской мегазоны конвергенции (а), разрез мантии вдоль профиля АБ (б) и шкала скоростей распространения продольных сейсмических волн (в) в виде томограмм (по [12, 13] с некоторыми изменениями и дополнениями). Черный, серый, светло-серый цвета и штриховка разной густоты – соответственно низкие и высокие скорости распространения сейсмических волн. Другие условные обозначения: 1 – гипоцентры землетрясений (в зоне ± 100 км от профиля), 2 – активные вулканы, 3 – интервал скачкообразного изменения сейсмических свойств на глубинах 410 и 670 км (транзитная зона), 4 – границы плит, 5 – древняя часть океанической плиты (возраст > 95 млн лет) [15], 6 – контуры стагнированного Приморского слэба на глубине 550 км [12, 13]. *АЛ* – Аляска, *БК* – оз. Байкал, *БР* – Берингово, *ЯП* – Японское, *ФП* – Филиппинское, *ЮК* – Южно-Китайское, *ОХ* – Охотское моря, *ГВ* – Гавайские острова.

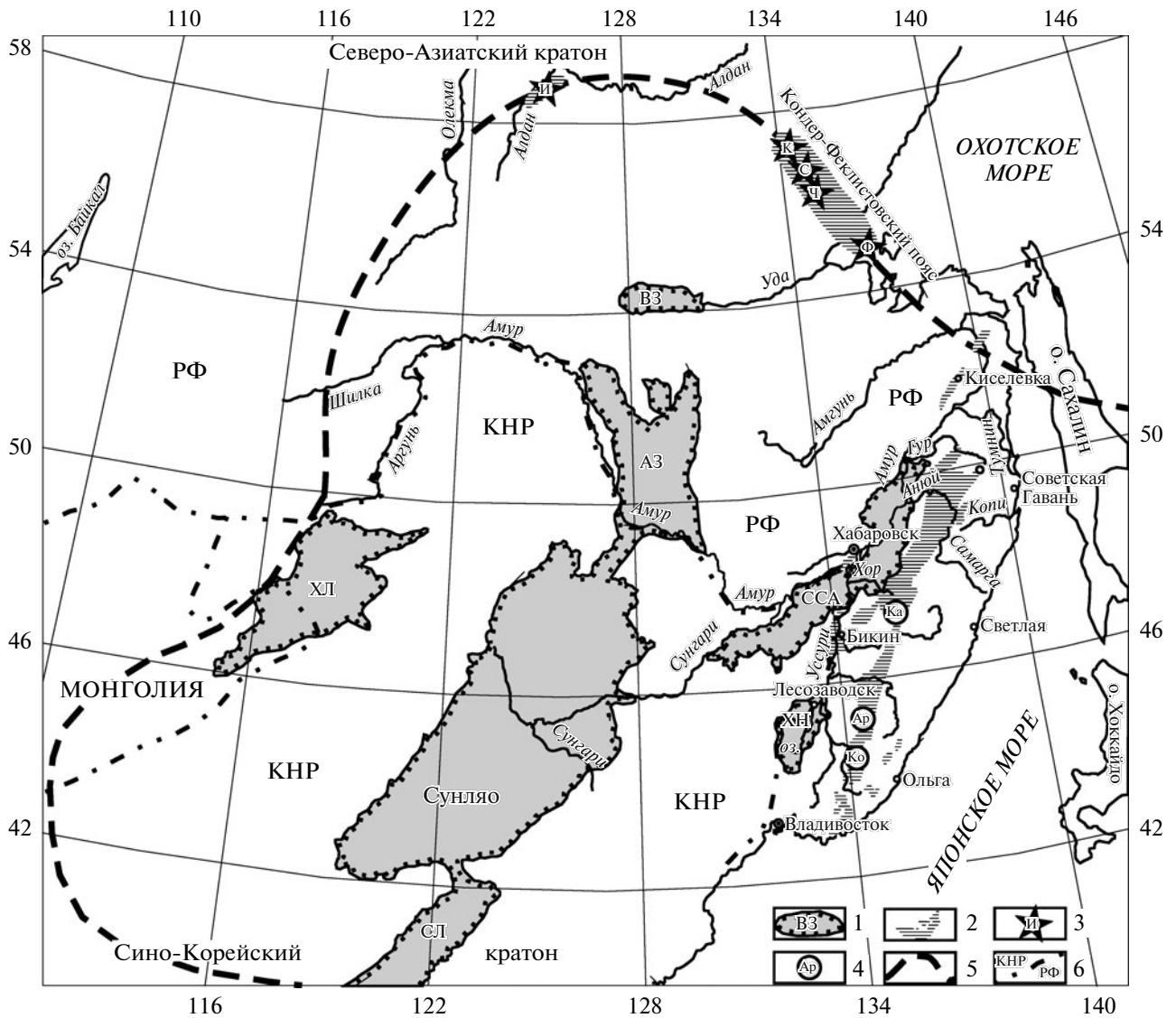


Рис. 3. Схема размещения Ариадненского и Инагли-Кондер-Феклистовского металлогенических поясов на юго-востоке России. 1 – позднемезозойско-кайнозойские эпирифтогенные бассейны, депрессии, впадины: АЗ – Амуро-Зейская, ВЗ – Верхнезейская, ССА – Саныцзян-Среднеамурская, СЛ – Силахоэ, ХЛ – Тамцаг-Хайларская, ХН – Ханкайская; 2 – контуры металлогенических поясов; 3 – известные зональные платиноносные массивы: И – Инаглинский, К – Кондерский, С – Сыбахский, Ф – Феклистовский; 4 – известные Ti-Fe(+V)-месторождения: Ар – Ариадное, Ка – Катэнское, Ко – Кокшаровское; 5 – проекция границ стагнированного океанического слэба; 6 – государственные границы.

нятий (из архейских метаморфических комплексов) с прогибами, выполненными осадочными толщами протерозоя и кембрия. На обоих поднятиях, но особенно отчетливо на Омнинско-Батомгском, имеются признаки зонального размещения всех позднемезозойских магматических образований. По отношению к “мафитовой” зоне (СЗ-простираия), в которой размещены крупные гетерогенные, в разной степени эродированные массивы (Кондер, Сыбах, Чад), а также мелкие тела ультрамафитов, имеются еще две. В той, что расположена к ЗЮЗ от мафитовой, выявлено несколько локальных изометричных поднятий, в

которых сосредоточены магматические образования щелочноземельного ряда (рис. 1). В другой зоне, к ВСВ от мафитовой, предполагается по аэромагнитным данным [3] существование еще нескольких не вскрытых эрозией кольцевых массивов под осадочными отложениями чехла. Общая протяженность мафитовой зоны (на Омнинско-Батомгском поднятии и Шантарском архипелаге), выделенной ранее в качестве Кондер-Феклистовского металлогенического пояса [8], превышает 350 км. Если учесть наличие признаков платинометалло-магматических систем в

Учуро-Майском междуречье [10], то общая длина пояса окажется более 400 км.

На Центрально-Алданском поднятии также проявлены признаки зонального размещения позднемезозойских магматических образований относительно Инаглинского гетерогенного массива и кимберлитовых трубок междуречья Тобука-Хатыстыра. К ЮЮВ от местной мафитовой зоны преобладают щелочноземельные магматические образования алданского комплекса, в том числе крупные вулcano-плутоны центрального типа [1, 4], а к ССЗ – осадочные толщи чехла Сибирской платформы, под которыми возможно присутствие скрытых гетерогенных массивов.

Существование неявных признаков зонального размещения позднемезозойских внутриплитных магматитов на обоих поднятиях позволяет предполагать, что возникновение поднятий и размещение на их площади платинометаллических массивов обусловлено влиянием однотипных процессов и возможной их принадлежностью единой структуре. Чтобы получить ответ на это предположение, проведен анализ известных геодинамических моделей формирования региона и опубликованных материалов сейсмической томографии [11–13]. Из тех и других следует, что с позднего мезозоя в Азиатско-Тихоокеанской мегазоне конвергенции развивались процессы субдукции Тихоокеанской мегаплиты (ТМП) под перекрывающий ее Евразийский континент, в котором к этому времени существовали Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны и заключенная между ними Амурская литосферная плита [11, 13]. Под них субдуцировали плиты Кула, Изанаги и Японское звено ТМП [8]. Они, полого погружаясь в мантию, в транзитной (переходной) зоне последней (на глубинах 410–670 км) превратились в стагнированный по глубине слэб, сохранивший связь с современной зоной субдукции (рис. 2). На соседних (Охотском и Филиппинском) участках конвергенции ТМП и Евразийского континента методами сейсмической томографии документируется крутое падение зон субдукции. Современная фронтальная (западная) граница слэба (названного нами Приморским) проецируется на левобережье р. Алдан (от почти 59° с.ш.), долину р. Олекма до ее верховий, Северное, Восточное Забайкалье, Восточную Монголию и Северный Китай. Северо-восток-северное и юго-юго-западное ограничения слэба совпадают, по-видимому, с трансформными разломами субширотной и северо-западной ориентировки, имеющими продолжение и под континентом. Выше слэба находится низкоскоростная аномалия, названная Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [11] горячим полем мантии, Д. Жао [12] – крупным мантийным клином (КМК), а В.В. Ярмолюком с соавторами [14] – Северо-Азиатским суперплюмом. Примечательно, что и непосредственно под слэбом в нижней

мантии также фиксируется низкоскоростная аномалия.

Проекция трансформного разлома, ограничивающего с СВС стагнированный по глубине Приморский слэб, совмещается с Кондер-Феклистовским металлогеническим поясом и его Алданским (Инаглинским) звеном (рис. 3).

В современных моделях горячего поля мантии и КМК [11, 12] предполагается, что глубинная дегидратация океанского слэба в переходной зоне мантии могла приводить к апвеллингу горячего астеносферного материала. Апвеллинг вызывал деформации литосферы (по ранее заложенным тектоническим зонам), реактивацию краевых частей континента (в том числе кратонов), формирование осадочных бассейнов (типа Сунляо, Санцзян-Среднеамурского и др.), развитие магматизма, рудообразующих процессов и формирование месторождений полезных ископаемых.

Именно в такой обстановке (выше слэба) генерировались, по нашему мнению, месторождения Ариадненского металлогенического пояса, редко содержащие МПГ. Весьма важно подчеркнуть, что согласно модели КМК [12] у СВ- и ЮЗ-ограничений слэба (соответствующих, вероятно, трансформным разломам) могли существовать возвратные потоки, в которых горячий мантийный материал из нижней мантии (!) достигал верхней и они совместно вовлекались в последующие преобразования.

О реальности такого взаимодействия можно судить на основании интерпретации петрогеохимических данных не только мафит-ультрамафитовых, но и щелочноземельных комплексов, обладающих признаками “гибридности” и генетического родства с латитовым геохимическим типом магматических образований [8]. Этот тип, как известно, относят к внутриплитным, характерным для стабильных зон с континентальной корой, считая его “надсубдукционным” дифференциатом мантийных базальтовых и щелочно-базальтовых магм надплюмовой природы [8].

В свете изложенного предполагавшееся ранее [3] воздействие восходящих мантийных плюмов на разрушение окраины Северо-Азиатского кратона и формирование кольцевых интрузий находит определенное подтверждение в материалах интерпретации данных сейсмической томографии. Тем самым представляется возможность объяснить разную степень насыщенности МПГ мафитов Ариадненского пояса – производных только верхней мантии и Инагли-Кондер-Феклистовского пояса, в формировании ультрамафитов которого было задействовано и вещество нижней мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ельянов А.А., Андреев Г.В.* Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
2. *Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И.* Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
3. *Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др.* Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
4. *Корчагин А.М.* Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 157 с.
5. *Додин Д.А., Поляков Г.В., Дюжиков О.А. и др.* // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1619–1634.
6. *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579–598.
7. *Останчук В.И.* // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 113–119.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
9. *Максимов Е.П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.
10. *Ялынычев Е.В., Мирзаханов Г.С.* // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 84–87.
11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
12. *Жао Дапэнг, Пирайно Франко, Лиу Люси* // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
13. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др.* // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1060–1074.
14. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
15. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск: Изд-во СО РАН; филиал Гео, 2001. 409 с.