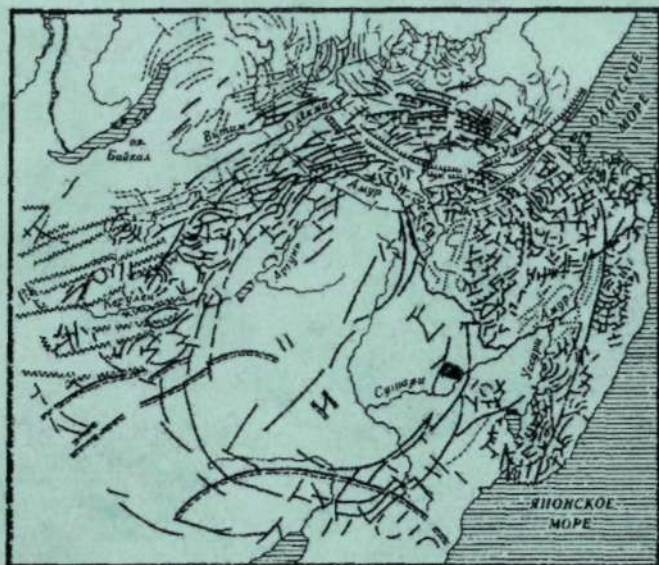


В. Г. Моисеенко, В. Г. Сахно



**ПЛЮМОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И
МИНЕРАГЕНИЯ АМУРСКОЙ
МЕГАСТРУКТУРЫ**

**Дальневосточное отделение
Российской Академии Наук
Амурский научный центр,
ДВ Геологический институт**

В.Г. Моисеенко, В.Г. Сахио

**Плюмовый вулканизм и
минералогия Амурской мегаструктуры**

глав. редактор, академик

А.А. Маракушев

г. Благовещенск-г. Владивосток

2000

В.Г. Моиссенков, В.Г. Сахно. Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры. Благовещенск: АмурКНИИ. 2000. 160 с.

Дано монографическое описание плюмового вулканизма Амурской мегаструктуры центрального типа Дальнего Востока. Проведены петрохимические и изотопные данные по кимберлитам и лампроитам. Охарактеризованы рудно-магматические системы, их флюидный режим и рудоносность. Книга рассчитана на широкий круг геологов, специалистов по вулканизму, петрологии и металлогении, будет полезна преподавателям, аспирантам и студентам.

Ил. 46, табл. 23, библи. 324.

Ответственный редактор: академик А.А. Маракушев

Издано по решению Ученого Совета АмурКНИИ АНЦ ДВО РАН

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 99-05-65313

Оглавление

| | |
|---|------------|
| Предисловие | 5 |
| Глава I. Плиумовый вулканизм | 7 |
| Введение | 7 |
| Амурская мегаструктура | 11 |
| Геологическое строение..... | 11 |
| Кимберлитовый вулканизм..... | 26 |
| Меймечитовый-пикритовый вулканизм рифтовых долин и трогов | 42 |
| Лампроитовый (пикрит-щелочно-базальтовый) вулканизм ... | 50 |
| Вулканизм высокомагнезиальных андезитов грабен рифтов и приразломных бассейнов | 53 |
| Щелочно-базальтовый вулканизм рифтов и центральных аппаратов..... | 61 |
| Изотопно-геохимическая характеристика вулканов Амурской мегаструктуры и мантийные источники плиумового вулканизма | 82 |
| Геодинамический режим Амурской мегаструктуры | 104 |
| Глава II. Рудно-магматические системы | 111 |
| Введение | 111 |
| Методика изучения флюидного режима | 114 |
| Режим галогенов | 122 |
| Система углеводородного профиля | 130 |
| Моногенные вулканы щелочных базальтов и золото-платиновая минерализация..... | 136 |
| Заключение | 141 |
| Литература | 144 |

ПРЕДИСЛОВИЕ

С момента появления концепции горячих точек Дж. Вильсона прошло около 40 лет. За это время наука и прежде всего сейсмология сделала величайшие достижения. С помощью глубинного сейсмического зондирования были подтверждены корни таких точек, уходящие глубоко в мантию. Более того, сейсмическим зондированием поверхности внешнего ядра были установлены поднятия, которые, как предполагают сейсмологи, провоцируют подъем разогретого материала в мантии, а на поверхности Земли извержения вулканов. Но это на островах океанического дна: Исландии, на Гавайях, Таити и т.д. Не является исключением и континентальная часть планеты. Обнаружены центры активного влияния таких плюмов на древних континентах. Петрологические исследования горячих точек (плюмов) на океанических островах и континентах выявили своеобразный комплекс петролого-геохимических особенностей. Первое – импульсный характер проявления плюмового вулканизма, связанного с периодами инверсий магнитного поля, приуроченность к этим инверсиям внедренных сверхглубинных кимберлитовых и лампроитовых трубок. И, как считают авторитетные петрологи (А.А. Маракушев, С. Хаггерти и др.), загрузка алмазами таких пород происходила в пограничной зоне D' внешнего ядра. Эксперименты показывают, что такое явление вполне возможно. Второе – проявление плюмового вулканизма сопровождается обогащением необычным комплексом некогерентных элементов. Третье – рост и продвижение плюма сопровождается высоким потоком восстановленных флюидов, главным образом водорода. В процессе продвижения в верхние горизонты его состав усложняется за счет реакции диспропорционирования (Маракушев, 1999), и появляются флюиды, способствующие плавлению пород мантии и появлению базальтовых расплавов.

Высокий поток восстановленных флюидов (водород, хлор, фтор, сера, метан), способствующий экстракции многих рудных компонентов и в дальнейшем при их инверсии формированию огромного комплекса рудных формаций, в том числе и газово-жидких углеводородных месторождений.

Мантийные струи (плюмажи), судя по вариациям изотопных характеристик, не однообразны. Их состав видоизменяется и зависит от субстрата, через которые они проходят: через зоны деплетирования мантии и метасоматизированных областей. А в континентальных блоках, где кора была сформирована 2-3 млрд. лет назад и была расслоена, происхождение такого плюма также имело определенные следствия. Активизация плюмовых точек сопряжена с общей эволюцией глубин и, как отмечалось выше, с

периодами инверсий магнитных полей и импульсами (взрывами) на поверхности внешнего ядра. Импульсивный характер и определяет время жизни таких плюмов. Безусловно, изучение таких областей, где плюмовый вулканизм проявлялся неоднократно, представляет теоретический интерес. В настоящее время инструментальная база вполне устраивает проведение таких исследований на территориях Дальнего Востока. В 70-е года были начаты такие исследования группой геологов под руководством академика Л.А. Богатикова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка в Центральной Азии. И первые результаты показали, что центры плюмового вулканизма развиты весьма широко и отличаются своеобразием развития вулканических комплексов. Это относится и к Восточной части окраины Азии. Даже первые исследования показали, что здесь имеется целый комплекс глубинных пород (кимберлиты, лампроиты, высококальцевые базальты, меймечиты и т.д.) и связанных с ними полезных ископаемых.

ГЛАВА I. ПЛОМОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Введение

Анализ вулканической деятельности в континентальной части Востока Азии и особенно в пределах древних блоков с возрастом коры архей - протерозой отмечает устойчивую приуроченность развития вулканизма в фанерозое и, в большей степени, в мезозое. Устойчивая связь вулканизма с определенными структурами отмечалась и для территории Центральной Азии, для которой на протяжении последних 150 млн. лет произошло не менее 13 фаз магматизма (Ярмолюк, Коваленко, 1995). Следует подчеркнуть, что как для Центральной Азии, так и ее Восточной части, площади как отдельных фаз и в целом для мезозоя-кайнозоя, могут быть описаны замкнутым овалом с центром или центрами глубинного вулканизма с внутриплитными характеристиками и извержением наиболее глубинных пород: кимберлитов, лампроитов и щелочных базальтов с включениями ультраосновных пород. Это дает основание считать, что вулканизм является проявлением подлитосферного активного источника, положение которого устойчиво и мало менялось на протяжении фанерозоя. Такое положение в современных представлениях связывается с деятельностью плюма, поднимающегося от границы внешнего ядра и нижней мантии (Haggerty, 1994; Ringwood et al., 1992; и др.), и подтверждается современными сейсмическими исследованиями (Wolfe et al., 1997; Helmbarger et al., 1997; и др.) под Гавайями, Исландией и др. районами Земли. Овалы таких площадей при детальном геоморфологических, геологических и палеовулканологических исследованиях приурочены к крупнейшим мегаструктурам центрального типа. Наряду с вулканизмом окраинно-континентального и внутриконтинентального типов, особенности которых рассматривались выше, плюмовый вулканизм Восточной окраины Азии проявлен также широко и многообразно.

Широкое применение дистанционных методов исследования поверхности Земли и особенно космических снимков в последние десятилетия позволили выявить кольцевые структуры, которые охватывают огромные территории. Диаметр таких структур достигает 1,5-2 тыс. км. и более. Наземное геологическое изучение мегаструктур центрального типа показало, что они отличаются конформным расположением геологических объектов различного ранга и соподчиненностью, т.е. закономерностью развития в пределах каждой мегаструктуры. Значение этих объектов огромно для решения многих процессов -

тектонических, магматических, металлогенических и, возможно, связано с общей эволюцией глубинных оболочек Земли и первичной ее неоднородностью.

В пределах восточной части Азии выделено несколько крупных мегаструктур центрального типа (МЦТ), перекрывающих всю континентальную окраину и прилегающие регионы (Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Кулаков, Сахно, 1982; Кулаков, 1986; и др.) (рис. 1).

Детальный анализ строения и геологической эволюции ряда таких МЦТ показал, что они охватывают крупные геоблоки, в пределах которых размещены кристаллические массивы, складчатые комплексы различного возраста, а также большое количество разноранговых кольцевых комплексов, представляющих долгоживущие магматические центры с рудными районами (РМС – рудно-магматические системы). Геоблоки представляют собой не только структурные тектонические таксоны, но и с позиции геолого-морфоструктурного анализа целостные системы, для которых характерны общие черты развития на различных уровнях геосфер. В строении геоблоков, как правило, выделяются архейско-протерозойские ядра – фрагменты древней сиалической коры – кратоны, обрамленные складчатыми образованиями различного возраста консолидации. Для каждого геоблока характерна определенная термальная история, условия развития и глубинная дифференциация, что позволило Л.И.Красному выделить геоблоки различного уровня стояния (Красный, 1984): Восточно-Чукотский, Омолонский, Кольмский, Охотский, Алданский, Амурский, Центрально-Китайский, Восточно-Китайский и др. В фанерозое они неоднократно были подвержены тектоно-магматической активизации, значительно “переработаны” магматическими процессами и разобщены на более мелкие кратоны.

Геофизические исследования геоблоков Африки с ядрами архейских пород показали, что они имеют глубинные “корни” (кили), которые опускаются вглубь мантии на сотни километров (Goodwin, 1985; Haggerty, 1994; и др.). Глубинные части блоков в разной степени затронуты процессами плавления и вещественной дифференциации. На основе геохимических и изотопных исследований магматических пород и ксенолитов в них можно проследить характер таких преобразований, эволюцию глубинных процессов во времени и вклад мантийных источников в изменение состава вышлавляемых глубинных магм (Wedepohl, 1995; Wedepohl, Baumann, 1999; Hofman, 1988; и др.).

На основе космических, морфометрических и геологических исследований МЦТ выделяются огромные (более 2-3 км в диаметре) мегаоводы центрального типа (Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Шило и др., 1979; Умитбаев и др., 1980; Таши, 1981; Кулаков, 1977, 1986; и др.) (рис. 1,2), омоложенные более мелкими структурами центрального типа. Одной из таких структур центрального типа является Амурская, которая охватывает территорию

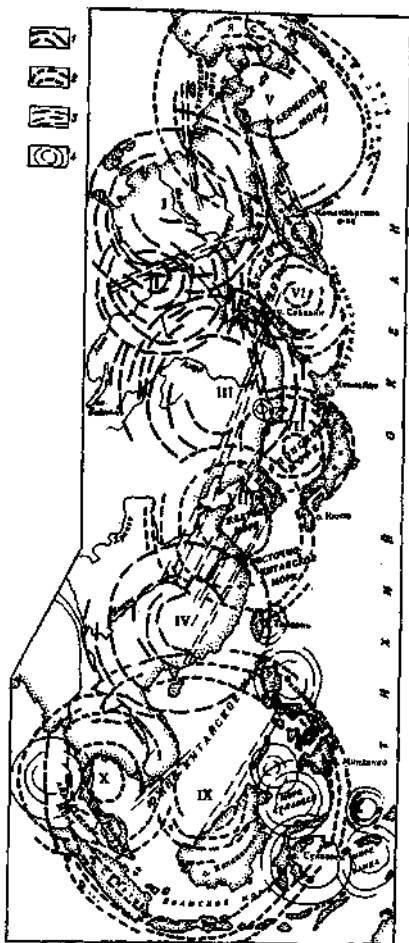


Рис. 1. Схема морфоструктур Востока Азии. Мегаструктуры центрального типа (Кулаков, 1986). - гигантские морфоструктуры 1-го порядка: I - Яно-Колымская, II - Алданская, III - Амурская, IV - Восточно-Китайская, V - Берингская, VI - Охотская, VII - Японо-морская, VIII - Корейская, IX - Малайская, X - Сиамская; 2 - морфоструктуры окраинно-морские; 3 - трансрегионные разломные системы; 4 - структуры 2-го и 3-го порядка (диаметром 300-1000 км).

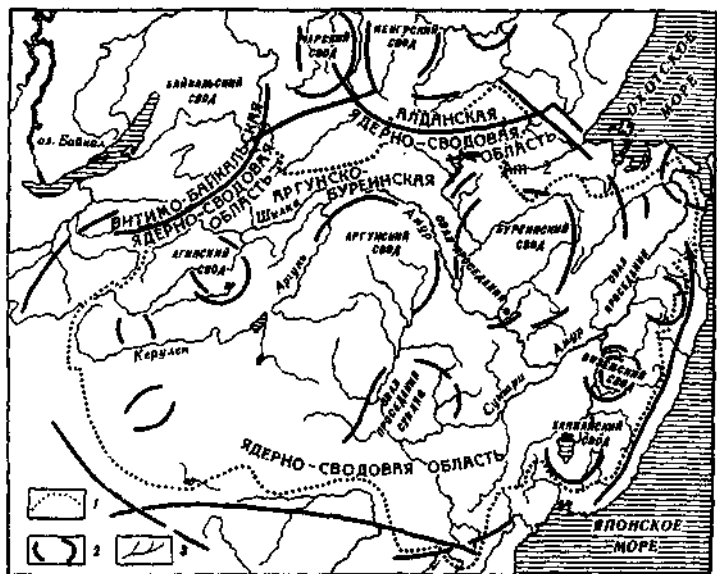


Рис. 2. Схема речной сети Амурской мегаструктуры (Золотов, 1976).
1 - контур Амурского бассейна; 2 - основные структуры центрального типа, речная сеть

бассейна Амура (рис. 2; Соловьев, 1978). Анализ геологического строения МЦТ Востока Азии, и особенно российской части (Амурской, Омолонской, Охотской и др.) на мезозойско-кайнозойском этапе тектоно-магматической активизации, наиболее масштабно проявившейся на всей Восточной окраине Азии, показал, что вулканизм охватил все структуры центрального типа. При этом в краевых частях МЦТ он выразился формированием линейных вулканических и вулканоплутонических поясов с извержением пород известково-щелочного типа и базитовой геохимической спецификой. Внутри МЦТ в большей степени проявлен вулканизм рифтогенного и ареального типов с внутриплитными характеристиками, свойственными плюмовому вулканизму. Более четко это отражено в вулканических комплексах (рифтовых зонах и аппаратах центрального типа - трубках, вулканах) на позднем кайнозойском этапе эволюции магматизма мегаструктур.

Если линейные пояса окраинно-континентального типа Восточной окраины Азии (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Юго-Восточно-Китайский и др.), а также внутриконтинентальные зоны (Огоджинско-Умлеканская, Баджальская и др.) изучены более детально, то по вулканизму плюмовых зон весьма мало данных.

Наиболее детально изучена Амурская мегаструктура, в пределах которой в последние годы выделены и описаны центры магматической активности (трубки, покровы, шлаковые конусы и т.д.), отличающиеся особенностями состава пород, геодинамическим режимом развития и формами проявления. Такие проявления известны и в других мегаструктурах центрального типа Азиатской окраины.

Амурская мегаструктура

Геологическое строение

Амурская мегаструктура, впервые выделенная М.Г.Золотовым (1976), В.В.Соловьевым (1978), более детально описана в работах А.П.Кулакова (1978,1982) и др., что позволило уточнить особенности строения (рис. 2,3). Более ранние работы по геологии в центральной части Амурской МЦТ (Китайский Малый Хинган, Большой Хинган, басс. р.Сунгари), проведенные китайскими и советскими учеными в конце пятидесятых годов, позволили ознакомиться с геологическим строением региона, выделить основные структурные элементы, дать петро-геохимическую характеристику магматических образований (Смирнов, 1963,1976; Нагибина, 1963; Сахно, 1976; и др.). Наиболее существенные данные были получены китайскими и российскими геологами при систематических исследованиях

66



Рис. 4. Схема расположения радиально-концентрических систем разломов вокруг

Рис. 3. Схема расположения радиально-концентрических систем разломов вокруг сдвигов и структур проседания Амурской мегаструктуры (по М. Золотову, 1976).

1-5 - разломы систем: 1 - Байкальской, 2 - Алданской, 3 - Аргуно-Бурейнской, 4 - Сино-Корейской, 5 - Восточного фланга Монгольской; 6 - разломы, скрытые под рыхлым чехлом (по геофизическим данным); 7 - разломы с установленным падением (бергтрих в сторону наклона).

геологии и магматизма китайских и российских регионов этой мегаструктуры. В последние годы опубликованы обобщающие работы по геологии Приморья и Дальнего Востока (Назаренко, Бажанов, 1987; Вулканические пояса ..., 1984; Тихоокеанская окраина ..., 1991; Романовский, 1986; Ханчук, Иванов, 1999; Кириллова и др., 1994, 1996; The Geology of China, 1986; Ma Li et al., 1989; Уткин, 1999; Глубинная ..., 1992; Геология СССР, 1964, 1970; и др.). Это позволило выявить главные черты строения и особенности магматизма Амурской МЦТ. Кольцевое строение МЦТ подчеркивается радиально-концентрической системой разломов вокруг сводов и структур проседания (Кулаков, 1986). Они определяют пространственное размещение складчатых зон и магматических поясов. Ядерная часть структуры представлена архейско-нижнепротерозойскими массивами, значительно переработанными и "расташенными" на отдельные блоки (Цзямусы, Ханкайский) некогда единого кратона. Центральная часть Амурского мегасвода представлена овалом проседания (впадина Суньяо), в основании которой бурением доказано присутствие палеозойских гранитов и докембрийских метаморфических пород (Ma et al., 1989), а в соседней впадине Сузбин, в ее фундаменте, обнаружены кристаллические породы свиты машань (архей-протерозой ?) (Лю Чжаоцзюнь и др., 1997).

Важными элементами мегаструктуры являются протяженные разломы северо-восточного и субширотного направлений. К северо-восточному направлению следует отнести систему Таньлу и серию более мелких разломов, сопровождающих эту систему (Xu et al., 1987; Уткин, 1999; Сахю, 1994; и др.). Формирование протяженных систем разломов Тихоокеанского направления по окраине Азиатского континента составляет одну из особенностей мезозойского этапа активизации этой части земли. Они расчленяют гетерогенные континентальные структуры на серию протяженных блоков. Геофизические данные подтверждают, что они имеют глубинную природу. Большая часть разломов достигает мантии и проникает в астеносферу. Часть разломов представляет собой левосторонние сдвиги с элементами поперечного растяжения. К ним относятся Илань-Итун, Дун-Ми, Куканский, Цзэцзигуанский, Дээрбуганский, Алчанский. Они пересекают центральную часть Амурского свода, вдоль них происходит формирование грабенов и рифтов, в пределах которых на протяжении мезозоя накапливались континентальные осадки озерных, озерно-болотных фаций, частично угленосных. Основные угленосные бассейны располагаются в грабеновых структурах, приуроченных к рифтовой системе Таньлу-Думнин, Илань-Итун и т.д. Осадконакопление сопровождалось вулканическими процессами, но, как правило, это проходило в форме эксплозивных извержений. Пирокластические толщи формируются в бассейнах угленакопления. Покровные эффузивные фации приурочены к бортам впадин, реже в виде даек пересекают угленосные

пласты (впадина Шуаньяшань, Шуаньгуа, Цзиси и др. (Сахно, 1976). По периферии Амурского мегасвода разломы северо-восточного простирания в большинстве являются магмовыводящими. Вдоль них формируются протяженные вулканические пояса. Вулканический прогиб Б.Хингана и Таяншунский прогиб, разделенные Верхне-Гоиньхинским поднятием, формировались под контролем разлома Даэрбугоу (Таюнь-Сигуйтуци) - на западе, а разлома Хэйхе - на востоке (Нагибина, 1963; Лю Чжаоцзюнь и др., 1997). Геофизическими работами под прогибом Б.Хингана установлена протяженная зона повышенного градиента аномалии силы тяжести (Лю и др. 1997). (рис. 4.5)

Очень важную роль играет разлом Илань-Итун, в пределах которого располагаются угленосные впадины на юго-западе, а к северо-востоку он контролирует развитие позднемезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов Суэбик, Саньцзын (Средне-Амурский). К северо-востоку вдоль этого разлома, а также его северного продолжения - Куанского разлома, располагаются Бирофальский грабен, Кур-Урмийский и т.д. Он отделяет серию поднятий - Фуцзинь, Ульдур-Чуркинское и т.д. (Кириллова и др., 1996; Сахно, 1976, 1994 ; и др.). В центральной части разлом Илань-Итун является ограничением впадины Суньяо с востока.

Более мелкие разломы Тихоокеанского направления развиты как в центральной части мегасвода, так и по его периферии. Если на мезозойском этапе вдоль разломов формировались угленосные грабены с малой долей вулканических пород, главным образом, пирокластических, то на кайнозойском этапе - это покровы базальтоидов, занимающие рифтовые долины; а в плиоцене и голоцене вулканизм проявился как в рифтах, так и по периферии впадины Суньяо.

Внешние контуры Амурской МЦТ принимаются весьма условно (Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.). Восточным ограничением свода является серия дуговых разломов, проходящих по шельфу и подводной части континентального склона (Кулаков, 1986). Дуговые разломы, относимые к формированию Амурского мегасвода, обнаружены на побережье Сихотэ-Алиня и о-ва Сахалина (Геология СССР, 1964, 1970; Кулинич и др., 1974; Глубинное ..., 1976; и др.). Юго-восточным ограничением служит серия субширотных разломов Иншань-Яньшаньской системы (Сахно, 1994) или ее аналог - Краевой разлом Северо-Китайской плиты (Лю и др., 1997).

Северо-восточный внешний контур Амурского мегасвода срезается Южно-Тукуринградской системой разломов субширотного направления, а также Монголо-Охотско-Становой и Гилойско-Майской системой, которые принадлежат Алданской МЦТ (Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.). Сопряжение двух мегаструктур отражается развитием системы дуговых разломов, вдоль которых заложены грабены и впадины,

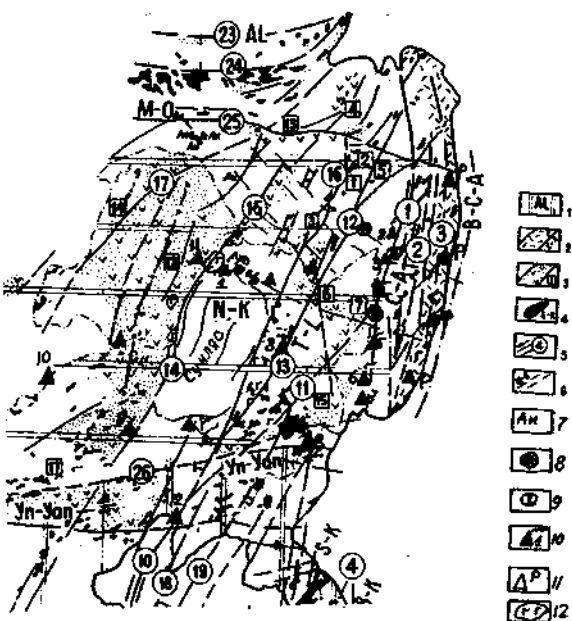


Рис. 4 Схема геологического строения Амурской мегаструктуры (Xu et al., 1987; Сахно, 1991, 1994).

- 1 - геоблоки Амурской МЦТ; 2 - окраинные пояса (Восточно-Сихотэ-Алиньский); 3 - внутриконтинентальные пояса; 4 - гранитоидные комплексы; 5 - основные глубинные разломы и рифтовые системы; 6 - породы шломового вулканизма: а - трубки кимберлитов, лампроитов; б - базальты (покровы, центры); 6 - основные глубинные разломы, структурные швы и направление горизонтального движения по ним. Разломы окраинно-континентальных поясов: Центрально-Сихотэ-Алиньский (1), Восточный (2), Прибрежный (3), Чжэньаньский (4), Чэнлэ-Наньао (5), Лишуй-Хайфэнский (6),

Шаоу-Хэюаньский (7), Сыньфэв-Эпинский (8), Сыхой-Учуаньский (9). Разломы внутриконтинентальных поясов и зон: Таньлу (10), Дуньхуа (11), Куканский (12), Илань-Итунский (13), Цзэцзигуаньский (14), Западно-Туранский (15), Тастахский (16), Дазрбуганский (17), Чжуахэ-Чжэяньский (18), Юлуцзян-Циндао (19), Лишуйшань-Дунсинский (20), Бэйлю-Хелу (21), Тайдунский (22). Разломы широтных структурных швов: Монголо-Охотского - Становой (23), Гиллой-Майский (24), Южно-Тукурингский (25); Иньшань-Яньшаньского - Чжанцзякоу-Бэйняоский (26); Циньлинского - Фэйчжуньский (27); 7 - гранитные массивы с золотым оруденением; 8 - трубки кимберлитов и лампроитов; 9 - трубки меймечитов и пикритов; 10 - кайнозойские и современные вулканы: 1- голоценовые вулканы группы Удаляичи ($N_1 - Q_4$), 2- Болонь (N_1), 3- Бабушка и Дедушка (N_1), 4- Сальский и Медвежий (N_1), 5- Свягинский (N_1), 6- Сибирцевский (N_1), 7- Борисовский и Барановский (N_1), 8- вулкан разлома Таньлу ($Q_{1-3,4} - N_1$), 9 - вулкан к западу от Сунляо, 10- группа вулканов Дариганга, 11- вулканы плато Нэнихэ, 12- Байтоушань ($N-Q_4$), 13- вулканы депрессий Люхэ (Бохайский трог); 11 - вулканы Приморской зоны Амурской мегаструктуры; 12 - покровы базальтов ($N-Q_{1,3}$).

Шаоу-Хэюаньский (7), Сыньфэв-Эпинский (8), Сыхой-Учуаньский (9). Разломы внутриконтинентальных поясов и зон: Таньлу (10), Дуньхуа (11), Куканский (12), Илань-Итунский (13), Цзэцзигуаньский (14), Западно-Туранский (15), Тастахский (16), Дазрбуганский (17), Чжуахэ-Чжэяньский (18), Юлуцзян-Циндао (19), Лишуйшань-Дунсинский (20), Бэйлю-Хелу (21), Тайдунский (22). Разломы широтных структурных швов: Монголо-Охотского - Становой (23), Гиллой-Майский (24), Южно-Тукурингский (25); Иньшань-Яньшаньского - Чжанцзякоу-Бэйняоский (26); Циньлинского - Фэйчжуньский (27); 7 - гранитные массивы с золотым оруденением; 8 - трубки кимберлитов и лампроитов; 9 - трубки меймечитов и пикритов; 10 - кайнозойские и современные вулканы: 1- голоценовые вулканы группы Удаляичи ($N_1 - Q_4$), 2- Болонь (N_1), 3- Бабушка и Дедушка (N_1), 4- Сальский и Медвежий (N_1), 5- Свягинский (N_1), 6- Сибирцевский (N_1), 7- Борисовский и Барановский (N_1), 8- вулкан разлома Таньлу ($Q_{1-3,4} - N_1$), 9 - вулкан к западу от Сунляо, 10- группа вулканов Дариганга, 11- вулканы плато Нэнихэ, 12- Байтоушань ($N-Q_4$), 13- вулканы депрессий Люхэ (Бохайский трог); 11 - вулканы Приморской зоны Амурской мегаструктуры; 12 - покровы базальтов ($N-Q_{1,3}$).

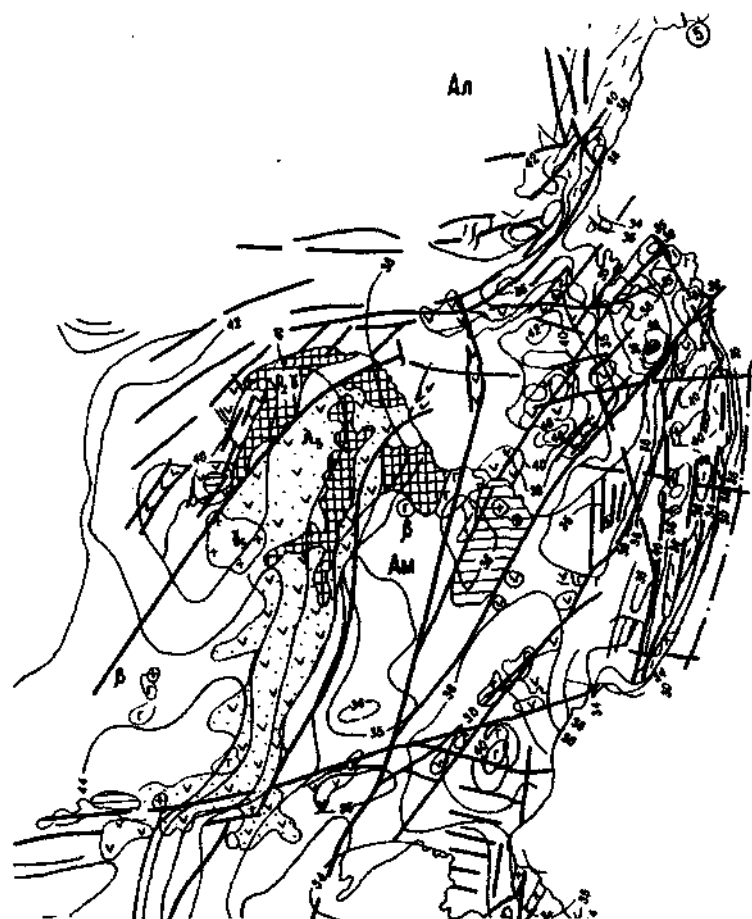


Рис. 5. Схема мощности коры и мантии (в изопахитах, км) (Ма et al, 1989; Сахно, 1994; Брянский, 1985; Глубинное ... 1992 и др.).

образующие Удско-Зейскую рифтовую зону, протяженностью более 600 км. В зоне взаимодействия Алданской и Амурской МЦТ по дуговым глубинным разломам противоположных направлений (поскольку они наклонены к центру каждой) отмечаются горизонтальные и вертикальные блоковые перемещения и надвиги (зона Токинских блоков и др.) (Годзевич, 1971).

Западная граница охватывает структуры Аргунского поднятия и по серии дуговых разломов она сочленяется с Витимо-Байкальской ядерно-сдвиговой областью (Соловьев, 1976; Кулаков, 1986), для которой как и для Амурской МЦТ свойственна неоднократная тектоно-магматическая активизация в фанерозе, интенсивные восходящие движения по периферии и развитие внутриплитного магматизма Центральной Азии (Яромлюк, Коваленко, 1991, 1995).

Следует подчеркнуть, что если во внутреннем контуре Амурской мегаструктуры, который охватывает активизированные блоки центральной части с формированием рифтогенных грабенов, то по ее периферии, вдоль внешнего контура, где развиты складчатые комплексы и где происходит сочленение с разнородными и разновозрастными структурами, активность тектонических процессов наиболее высокая. Мезозойский магматизм здесь проявлен наиболее мощно. С запада, севера и востока вдоль внешнего контура, но в пределах его внутренних границ, были сформированы линейно-дуговые континентальные вулканические пояса: Больше-Хинганский - на западе, Огоджинско-Умлеканский - на севере, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алиньский - на востоке, Иншань-Яньшаньский - на юге. Последний в большей степени плутонический.

Данные о глубинном строении основаны на немногочисленных исследованиях по российской части Дальнего Востока, главным образом, по Приморскому региону, а также южной части Хабаровского края. В последние годы появились результаты исследований китайских геофизиков по трансекту Маньчжурия - Суйфэнхэ (Лю и др., 1997). Это дает возможность дать характеристику особенностям глубинного строения Амурской мегаструктуры, ее центральной части (басс. Сунляо) и частично периферии.

Под центральной частью Амурской мегаструктуры располагается огромный мантийный диапир Восточной Азии (Ma et al., 1989). Мощность коры составляет около 30 км (рис. 6, 7), а во впадине Сунляо она сокращается до ≈ 3 км. Поднятие поверхности Мохо отмечается в рифтовых трогах впадины Сунляо, вдоль разломов, которые определяли на всем протяжении мезозоя и в кайнозойское развитие грабенов и рифтовых долин. Наиболее показательным в этом отношении является разлом Илань-Итун, ограничивающий с востока впадину Сунляо, а севернее вдоль него заложены наиболее глубокие приразломные бассейны Изямусы-Итун, а южнее уже на краю Амурской мегаструктуры вдоль разлома

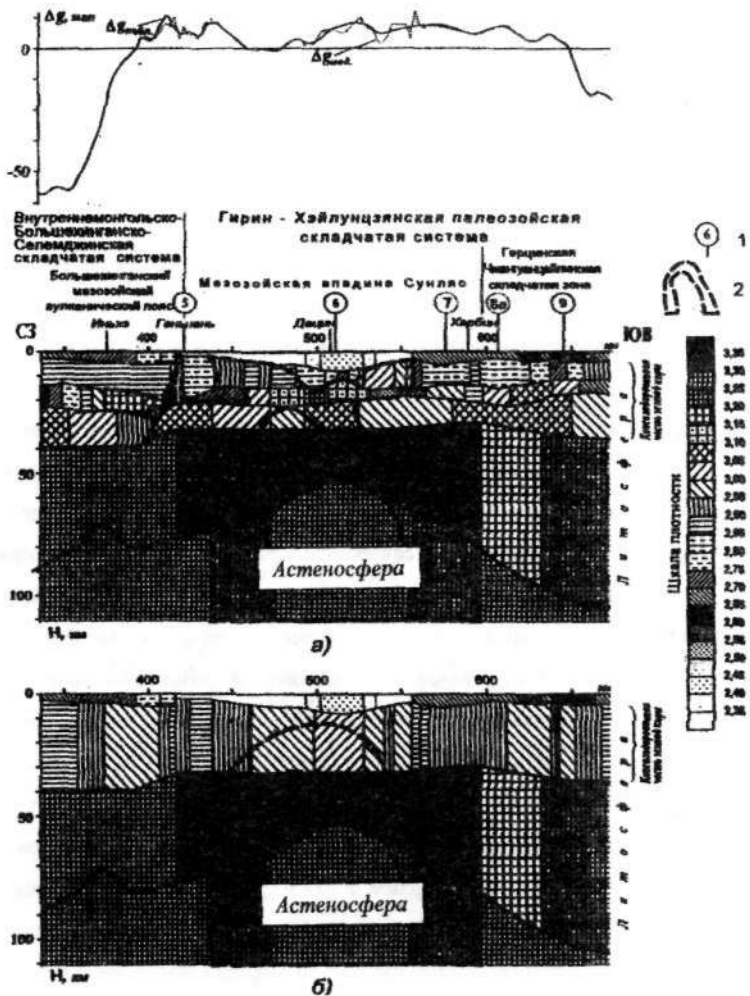


Рис. 6. Схема интерпретации литосферы впадины Сунлюо по результатам плотностного моделирования: а – консолидированная земная кора трехслойная, б – однослойная: 1 – разломы (цифры в кружках - индексы разломов: 5 – Чанчжи-Нэньцзянь, 6 – Бэйянь-Даань, 7 – Чжаодун, 8а – Чанчунь, 9 – Илань-Итун); 2 – диапироподобная структура, выделенная по результатам плотностного моделирования (Ma et al, 1989; Подгорный, 1999; и др.)

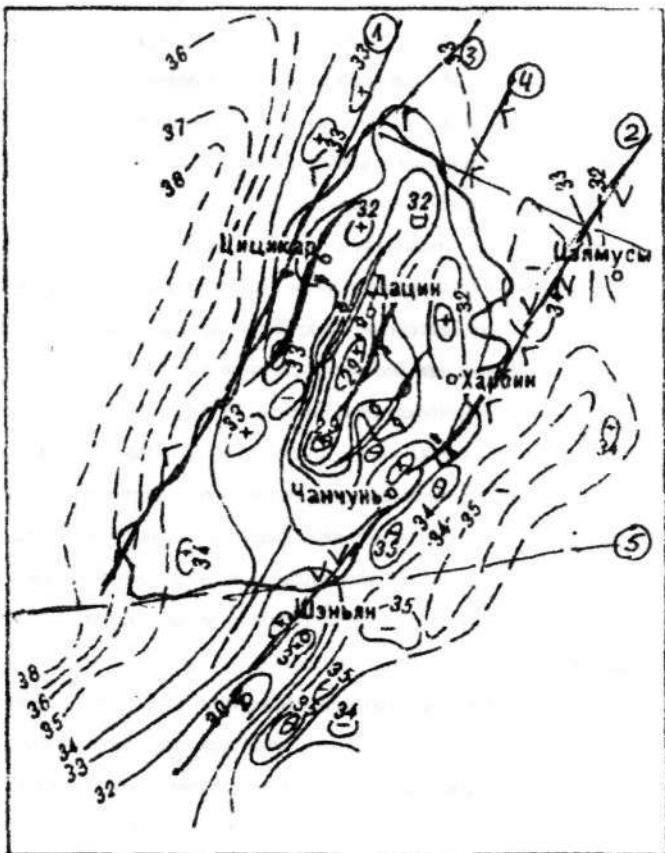


Рис. 7. Схема глубинного строения бассейна Сунлюя (Ma et al, 1989) с добавлением авторов.

1 - граница бассейна; 2 - изопахиты поверхности Мохо (в км.); 3 - трогги (рифты) в основании бассейна; 4 - основные разломы: 1 - Нэньцзенский, 2 - Илань-Итун, 3 - Хэйхэ, 4 - Сунь-У-Шуаньсо, 5 - Иншунь-ншаньский (краевой разлом Северо-Китайской плиты); 5 - Вулканогенные образования мезозоя; 6 - позднекайнозойские (поздне миоцен - плиоцен) и плейстоцен - современные покровы базальтов и вулканы.

Тадлу располагается бассейн Люхэ с нефтенгазоносными осадками и вулканогенными формациями общей мощностью более 4 км, в котором базальты (покровы) составляют около половины разреза (Chen et al., 1999). Для таких бассейнов характерна минимальная мощность коры, подъем поверхности Мохо и высокий тепловой поток.

Севернее располагается Амуро-Зейский бассейн, где выделяются пять рифтогенных впадин северо-восточного простирания, разделенных поднятиями, рассеченных разломами северо-восточного и северо-западного направлений, что создает блоковую структуру, подчеркнутую дифференцированным магнитным полем и региональными максимумами силы тяжести, уменьшением мощности коры до 30-34 км, что создает картину, близкую к геофизическому полю провинции Бассейнов и хребтов Запада (Милаковский, 1976; Шестков и др., 1984). Также как и для бассейнов Люхэ и Сунляо для них характерен повышенный температурный градиент (Мальцев, Линина, 1994).

Западная и восточная периферия мегаструктуры (Б.Хинган и Сихотэ-Алинь, соответственно) со складчатым обрамлением характеризуются возрастанием мощности коры до 40 км. Вдоль восточной границы, где располагается окраинно-континентальный пояс, отмечается уступ мощности коры, ее сокращение, подъем мантии и увеличение в основании пояса "базальтового" слоя. Восточная граница, проходящая вдоль материкового склона обрезана Береговым разломом (рис. 4, 5).

Западная периферия мегаструктуры геофизически изучена слабо. Вулканический пояс Большого Хингана располагается на древних породах Аргунского выступа, а в его основании фиксируется зона повышенного градиента аномальной силы тяжести (градиентная зона) северо-восточного простирания (Лю и др., 1997), интерпретировать происхождение которой затруднительно.

Северная и южная граница Амурской мегаструктуры, как отмечалось выше, срезаны субширотными разломами, вдоль которых также сокращена мощность земной коры и располагаются субширотные мезозойские впадины, частично угленосные (впадины Тунтяньин, Ванцин и др. на юге), а на севере размещается Умлекано-Огоджянский вулканический пояс, заложение которого обусловлено серией субширотных разломов, возможно, связанных с наложением на окраину Амурской мегаструктуры Алданской (рис. 4, 5). Вдоль этого края четко прослеживается серия субширотных магнитных аномалий (Соловьев, 1978). Возможно, зона сопряжения двух гигантских мегаструктур и определила характер таких границ.

Вдоль периферийных границ мегаструктуры с участками повышенной мощности коры, которые часто имеют линейное расположение и конформны в целом простиранию МЦТ, отмечаются зоны разуплотнения, уходящие в мантию на глубину 80-100 км (Лишневский,

1980; Брянский, 1983; Глубинная ..., 1992; и др.) и, как правило, являющиеся гранитоидными системами, с которыми связаны рудные месторождения и рудопроявления (рудно-магматические системы – РМС, по Г.М.Власову, 1979; и др.). Более детальная их характеристика, особенности эволюции, и петрогеохимические модели будут рассмотрены ниже в разделе о рудных формациях.

Наиболее сложным и очень важным вопросом является корреляция вулканических и вулканоплутонических комплексов Амурской МЦТ. Учитывая редкие находки в вулканогенных толщах отпечатков растений и ограниченное количество абсолютных датировок, вопрос корреляции имеет условный характер. Но последние работы по осадочно-вулканогенным образованиям позволяют решать вопросы корреляции вулканических комплексов центральных и периферийных районов Амурской МЦТ, а также вопросы геодинамических режимов их формирования (Лю и др., 1997; Кириллова и др., 1996; Ma et al., 1989; и др.).

Наиболее существенными данными являются результаты бурения в нефтегазоносной впадине Сунляо, где получена хорошая стратификация меловых и кайнозойских осадков, а также данные по впадине Саньцзян и Суэбин. (рис. 7, 8).

Во впадине Сунляо общая мощность осадков определяется более чем 6 км. Палиностратиграфические, магнитометрические и радиометрические данные показали, что мезозойский комплекс осадков начинается поздней юрой и продолжается в мезозое вплоть до палеогена с небольшими перерывами. Следует отметить, что в составе мезозойских осадков присутствуют туфы среднего и кислого состава, что позволяет их коррелировать с соседними территориями МЦТ.

Авторами стратиграфических корреляций выделяются шесть тектоностратиграфических комплексов (ТСК). Первые два охватывают по времени от поздней перми до средней юры включительно, развиты, главным образом, по восточной периферии мегасвода в Приморье. От поздней юры до миоцена-четвертичного времени ТСК формировались как в центральной части, так и по периферии Амурской МЦТ. Состав и геодинамический режим формирования этих комплексов широко освещены в научных публикациях, что дает возможность сделать краткие выводы, главные из них:

а) позднеюрский-готеривский период формирует вулканический пояс Большого Хингана, заполняет серию рифтогенных впадин, в том числе Суньяо, Амуро-Зейскую, угленосные бассейны Цзиси и Мулин, а на юге субширотные приразломные впадины Ванцин, Тунтяньин и др. Восточнее, на континентальной окраине накапливались кремнисто-глинистые формации, турбидиты, в рифтовых трогах - вулканогенные образования базальт-щелочно-базальтового и меймечит-пикритового состава. На Большом

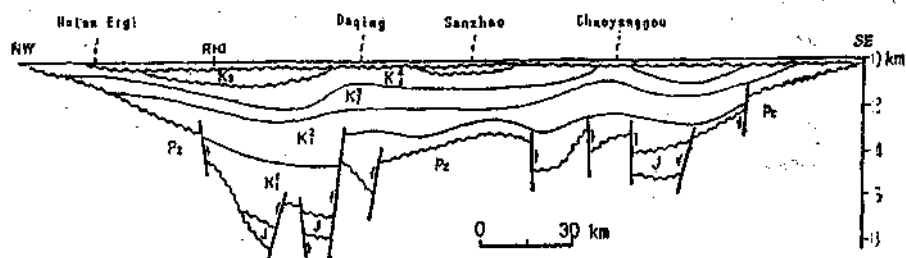


Рис. 8. Схематический разрез через бассейн Сунляо ((Ma et al., 1989), выполненного позднемезозойскими континентальными осадками.

Хингане этому комплексу соответствуют формация и свиты тануланьгоу и цзисьфэн; во впадине Суньяо - формация Дэнлоуку; в Амуро-Зейской - свиты итикутская и поярковская; во впадинах Мулин и Цзиси - свиты мулин, дидао, цзиси; в южных угленосных впадинах Ванши и др. - свита тунтяньи; в Бикинском прогибе - култухинская свита; и т.д.

б) нижнемеловой (послеготеривский)-верхнемеловой период заполняет верхнюю часть прогиба Б.Хингана (формации Шанкули и Иликадэ), во впадине Сунляо - мощная серия нефтегазосных пород (формации Цюаньтоу, Циньшанкоу, Нэньчзын и т.д.; во впадинах Мулин, Цзиси (в грабенах разлома Илнь-Итун) - формации Бомихэ, туфы и лавы андезитов (137,5 млн. лет); Дунталин - туфы кислого состава (118 млн. лет), Мулин; Дуньшань - вулканогенные брекчии среднего состава; Хоушигоу, Хайлан - туфогенные песчаники и туфы, возраст - коньяк; Чишинхэ - ранний маастрихт и формация Яньво; формации андезитов и дацитов (верхний маастрихт ?). Венчают разрез миоценовые и позднемиоценовые базальты, образующие как самостоятельные покровы, так и дрислои среди угленосных отложений (формация Фудзинь).

Во впадине северной части разлома Илань-Итун, в пределах разломов Тастахского-Куканского известны толщи андезитов (больше-чуркинская толща), риолитов (цзупиклоктойская) аптского возраста. Среди бирской угленосной толщи (поздний альб-ранний сеноман) известны туфы среднего и кислого состава.

Во впадинах Амуро-Зейского бассейна вулканиты известны среди верхней части поярковской свиты (нижней альб) и кислые лавы цагаянской свиты (маастрихт-даний). Здесь же известны покровы базальтов, которые условно относятся к миоцену.

Восточнее, в рифтовых бассейнах, вдоль разлома Дунмин и его восточного продолжения - разлома Алчанского (Алчанский прогиб) известны комплексы пород от поздней юры до позднего мела, среди которых в позднеюрских-раннемеловых комплексах распространены эффузивы основного состава (риолиты, меймечиты, толеитовые базальты); в меловых (альб) - базальты и игнимбриты кислого состава, а в кайнозойских - щелочные базальты, толеитовые, трахиты и т.д.

Еще восточнее, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в его фундаменте известны породы кемской толщи и ее аналогов, представленные от базальтов и трахибазальтов до андезитов и риолитов (лужкинская и др.).

Севернее, среди осадочных комплексов Нижнего Амура, распространены эффузивы основного, среднего и кислого состава, аналоги вулканогенных образований бассейна рр. Самарга-Кема.

По южной окраине Амурского мегасвода в приразломных впадинах и грабенах разломной Иншань-Яньшаньской системы среди угленосных отложений развиты базальт-андезито-базальтовые и риолит-лацитовые лавы и туфы, относимые к раннему мелу.

Анализируя основные данные по характеру распределения вулканических образований Амурской МЦТ следует подчеркнуть, что вулканизм в мезозойско-кайнозойский этап активизации Амурского мегасвода проявлялся неоднократно, на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, но его интенсивность была неодинаковой. Наиболее интенсивно вулканизм протекал по периферии мегаструктуры, где были сформированы вулканические пояса с огромной мощностью вулканогенных пород и ограниченными мощностями осадочных образований. В структурном плане вулканогенные образования формировались в приразломных и преддвиговых прогибах и грабенах, фундаментом которых были породы складчатого обрамления. По внешнему обрамлению мегасвода фиксируются зоны разуплотнения, уходящие в верхнюю мантию. К зонам разуплотнения приурочены пояса и массивы гранитоидов и связанные с ними рудно-магматические (РМС) системы, в пределах которых формировались разнопрофильные месторождения, часть из них может быть отнесена к большеобъемным месторождениям (Баджальская, Комсомольская и др. РМС).

В центральных частях Амурского мегасвода вулканизм проявился значительно слабее по бортам рифтовых впадин, но к периферии по простиранию рифтовых прогибов интенсивность возрастает (Верхне-Селемджинская зона, Селитканский пояс и т.д.).

В позднем мезозое и кайнозое на флангах мегасвода вулканизм был более активен, чем в ядерной части. Здесь он был сосредоточен в рифтах, где представлен, главным образом, базальт-щелочно-базальтовой серией. На флангах мегасвода, в Восточном Сихотэ-Алине, на юге вдоль Иншань-Яньшаньской разломной зоны формировались более мощные покровы, в которых преобладали толеитовые серии, но известны и промежуточные серии пород. Намечается общая тенденция омоложения базальтового вулканизма к центру мегасвода: четвертичный и древнечетвертичный вулканизм, его центры размещались по периферии впадины Сунляо. Наиболее молодые извержения с возрастом от 0,5 млн. лет до современных известны в северной части впадины Сунляо (вулканические группы Удалянчи-Эркэшань, Кэлю). Состав базальтоидов вместе с омоложением извержений приобретает все более калиевую специфику, вплоть до извержения высококальциевых фонолитов и трахитов извержения 1719-1721 гг. (вул. Хэйлушань из группы Удалянчи).

Широкий диапазон проявлений вулканизма во времени, разнообразных структурных форм и геодинамических режимов его проявления определяет и характер петрогеохимических типов и серии вулканических пород Амурской мегаструктуры. Как уже отмечалось ранее, среди большого разнообразия петрогеохимических типов выделяется

известково-щелочная серия, которая является преобладающей как внутри, так и во внешней частях мегаструктуры на этапе мезозойского вулканизма. В меньшей степени здесь проявлены толеитовые и щелочные серии. Но сопоставление этих серий из различных регионов мегаструктуры выявляет определенную закономерность: при общем доминировании пород известково-щелочной серии, возрастает доля щелочных комплексов во внутреннем контуре мегаструктуры. Характерна и другая тенденция - увеличение щелочности (кальеости, прежде всего) с омолождением вулканических проявлений. Ранее было отмечено, что вулканические породы континентальных структур по сравнению с окраинными (окраинно-континентальными поясами) отличаются по содержанию когерентных и некогерентных микроэлементов в средне-основных членах серий: высокие концентрации Cr и Ni , Nb , La , Sr , Ba , но низкие Rb , повышенные содержания калия, натрия и магния (Сахно, 1976, 1994; Мойсесенко, Сахно, 1982; Вулканические пояса ..., 1984; и др.).

Анализ характера распределения редкоземельных элементов в андезитах таких комплексов позволяет выделить их в особую группу, так называемых высокомагнезиальных андезитов, близких по петрогеохимическим признакам к вулканитам обстановок содвиговых разломов калифорнийского типа, при которых возникают мантийные окна (slab-window) (Ханчук, Иванов, 1999) или глубокие шелевидные содвиговые разломы, которые возникают при движении литосферных плит или отдельных блоков относительно друг друга (Уткин, 1980; Сахно, 1991; Tarronnier et al., 1986; и др.). Эти породы были обнаружены во многих рифтовых бассейнах во внутреннем контуре Амурской мегаструктуры. Гораздо реже они встречаются в периферийных частях мегаструктуры, в окраинно-континентальном Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, главным образом, в рифтогенных впадинах вдоль разломов.

Особое место в вулканизме этого региона занимают щелочные основные и ультраосновные породы. Среди них выделяются кимберлитовые алмазонасные трубки на Ханкайском массиве, предположительно девонского возраста; пикритовые базальты и меймечиты рифтогенных трогов по окраине Хаякайского массива (J_3-K_1); лампроитовые трубки Буреинского массива раннемелового возраста (115-117 млн. лет); позднемiocеновые базальтовые плато (Шкотовский, Борисовский и др.); моногенные вулканы и трубки щелочных базальтоидов (позднемiocен-плиоценового возраста, 8-11 млн. лет); плейстоцен-голоценовые вулканы высококальеых лав (фонолитов, трахитов и др.) (вулканическая группа Удалянчи, Эркэшан-Келюу и др.).

Таким образом, в Амурской мегаструктуре на различных этапах тектономагматической ее истории выделяется несколько периодов плюмового вулканизма:

1. Кимберлитовый (D_2 ?),

2. Меймечит-пикритовый рифтовых долин и трогов (J_3-K_1);
3. Лампронтовый (пикрит-щелочно-базальтовый) (K_1);
4. Высокотемпературных андезитов грабенных и приразломных бассейнов (K_1-K_2);
5. Щелочно-базальтовый рифтов и центральных аппаратов ($N-Q_4$).

Кимберлитовый вулканизм

Геофизические аномалии трубчатого типа (более ста штук) были выявлены при геофизических исследованиях на Ханкайском массиве геологами "Приморгеофизика" в 1992 г. Бурение двух таких аномалий подтвердило, что трубчатые тела сложены брекчиями с обломками ультраосновных пород. В пробах, отобранных из этих скважин, были обнаружены осколки алмазов, самый большой из которых достигал размера 1,2 мм (Гурулев и др., 1995; Сахно и др., 1997). Геологические, петрогеохимические и другие исследования района выявили особенности строения трубок и состава слагающих их пород.

Участок, на котором были обнаружены алмазы, расположен в северной части Ханкайского массива, на сочленении Матвеевского и Нахимовского блоков (микрократонов), сложенных архейскими-раннепротерозойскими гнейсами, гранито-гнейсами, мраморами, и в пределах разделяющей их Кабаргинской подвижной зоны с широко представленными здесь позднепротерозойскими формациями железистых кварцитов, известняков, доломитов в непосредственной близости и зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (рис. 9). Западнее Ханкайский массив и его микрократоны Матвеевский и Нахимовский отделены разломной зоной Дуньхуа, являющейся восточной ветвью системы Таньлу, от микрократонов массива Цзямусы, к северу от которых выделяются микрократоны восточной окраины Буреинского массива - Урмийский и др. Особенностью всех древних кристаллических образований юга Дальнего Востока является их раздробленность, где отдельные блоки (микрократоны) с архейско-нижепротерозойским фундаментом разделены складчатыми образованиями более молодого возраста в результате необратимых тектоно-магматических процессов палеозойского и мезозойского возраста.

Это же свойственно и Курханскому участку, в пределах которого были найдены взрывные трубки с алмазоносными породами (рис. 10). На этом участке известны верхнепротерозойские метаморфизованные и скарнированные известняки, доломиты, кремнистые и графитистые сланцы, железистые кварциты. Здесь же вскрыты покровы риолитов нижней перми, плутонические породы (граниты, габбро и габбро-диориты) среднего палеозоя.

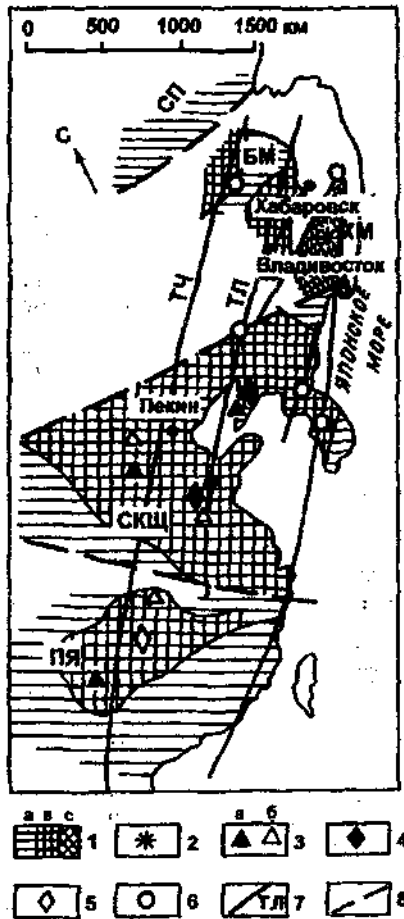


Рис. 9. Схема распространения алмазоносных кимберлитоподобных пород Востока Азии (по [30] с добавлениями авторов).

1 - кратоны; а) СП - Сибирская платформа, в) СКШ - Сино-Корейский щит. А) - Бурейнский массив, в) ПЯ - платформа Янзы, с) ХМ - Ханкайский массив 2 - трубки Ханкайского массива; 3 - трубки: а - кимберлитовые и б - лампроитовые; 4 - алмазоносные кимберлиты; 5 - аллювиальные отложения с находками алмазов; 6 - кимберлитоподобные и родственные им породы и базальтоиды с находками алмазов; 7 - трансрегиональные системы разломов: Тч - Танченский, Тл - таньлу; 8 - межблоковые и региональные разломы.

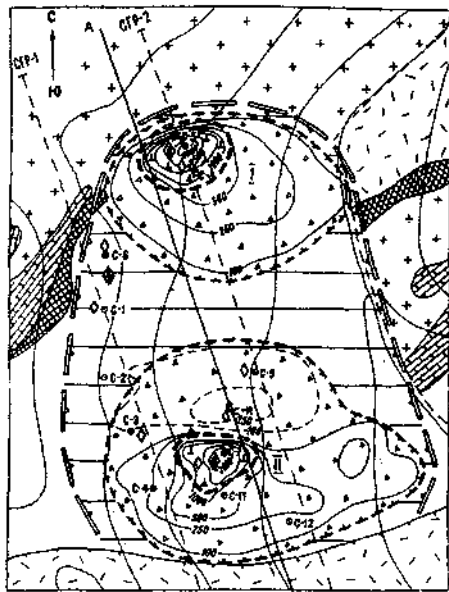


Рис. 10. Курханский участок проявления кимберлитоподобных алмазоносных пород ((Гурулев и др., 1995).

1 - нижняя пермь, риолиты; 2 -средний палеозой, граниты; 3 -верхний протерозой, метаморфизованные и скарнированные известняки и доломиты. Скарны с полиметаллической минерализацией; 4 - верхний протерозой. Толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов; 5 - минерализованные зоны дробления; 6 - тела брекчий, содержащих алмазы; 7 - трубки взрыва: I - Хан, II - Маяк; 8 - контур Курханской двойной диаатремы, выполненной до глубины 40-80 м ксенобрекчиями на песчано-глинистом цементе; 9 - ксенобрекчия кимберлитовая (?); 10 - алмазы и пирропы, обнаруженные при анализе: а - проб, б - шлихового опробования; 11 - аномалии магнитного поля Т (нТл): а - положительные, б - отрицательные; 12 - линии сейсмопрофисей; 13 -скважины колонкового бурения; 14 - изогипсы рельефа.

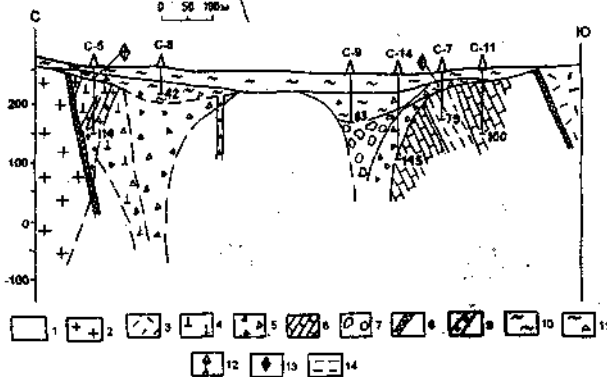


Рис. 11. Схематический разрез Курханской диаатремы

1 - верхний протерозой, толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов; 2 - средний палеозой, граниты; 3 - нижняя пермь, риолиты; 4 - габброиды (палеозой ?); 5 - ксенобрекчии трубок взрыва; 6 - верхний протерозой, метаморфизованные и скарнированные известняки и доломиты; 7 - крупноглыбовые брекчии; 8 - минерализованные зоны дробления; 9 - дайки гранит-порфиров (мел ?); 10 - современные отложения; 11 - разложенные и перемытые брекчии верхней части трубок; 12 - скважины и их глубина; 13 - места находок алмазов, 14 - гнейсы.

Западнее Курханского участка в Матвеевском блоке встречаются позднеархейские образования - гнейсы, гранито-гнейсы, мрамора. К северу и востоку находятся раннепалеозойские терригенные образования тамгинской серии.

Все эти породы в виде обломков различной размерности встречаются в ксенобрекчиях в керне скважин, пробуренных на Курханском участке (рис. 10). Поверхностные канавные работы, геофизические исследования (магнито-, электро- и сейсморазведка) и пробуренные скважины позволили оконтурить Курханскую диатрему, представляющую собой две сближенные трубки взрыва, сужающиеся, но не соединяющиеся на глубине. Как позволяют судить геологические и геофизические данные, трубки имеют воронкообразную форму, резко расширяясь у поверхности. Все тело трубок заполнено массивными брекчиями, обломки которых представлены вмещающими породами (гнейсами, мраморами, катаклазированным гранитом), а также и ультраосновными породами. Размер обломков ультраосновных пород колеблется в широких пределах - от миллиметра и меньше до двух-трех и пяти сантиметров. Они имеют округлое очертание, погружены в мелкозернистую серпентинизированную массу, что не позволяет провести четкие границы обломков. К ним приурочены скопления чешуек талька и тремолита. Значительная серпентинизация проявлена повсюду. По оптическим определениям серпентин можно отнести к лизардиту, который находится в ассоциации с пылевидным рудным минералом (магнетитом), шестоватыми зернами тремолита и гранулированными зернами оливина. Первичная порода в обломках, сохранившихся от грануляции, состоит из мелких изометричных зерен оливина и полисинтетически сдвойникового бесцветного диопсида, слагающих основную массу с размерностью от 0,1 до 0,3 мм. На фоне основной массы породы нередко видны давленные фенокристы оливина величиной до 2,4 мм и обломки зерен оливина размером до 1,5-2,0 см, нацело сцементированные. Как правило, крупные ксенокристы оливина находятся в оболочке серпентинизированной основной массы. Кроме того, наблюдаются единичные зерна диопсида с включениями мелких кристаллов оливина. Наряду с ксенокристаллами оливина и мелкими зернами диопсида и оливина, встречаются чешуйки бледно-желтого флогопита, талька, мелкие зерна апатита и сдвойникового диопсида. Более крупные (до 0,8 мм и более) чешуйки флогопита и их скопления приурочены к трещинкам в породе. Флогопит замещается зеленым хлоритом. Зерна оливина в основной массе иногда пересекаются тонкими прожилками лизардита. Помимо этого, в ксенобрекчиях встречаются обломки различных пород, размерность которых колеблется в широких пределах. В том случае, когда количество обломков незначительно, по ряду минералогических особенностей, а именно: наличие оливина и полисинтетических сдвойниковых диопсидов в качестве фенокристов, присутствие этих минералов в основной массе, а также

Содержание петрогенных окислов (вес. %), редких и редкоземельных элементов (г/т)
в породах кимберлитовой, лампроитовой и меймечит-пикритовой серий

| Состав | Кимберлитовая серия | | | Лампроитовая серия | | Меймечит пикритовая серия | |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|--------------------|-------|---------------------------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 40,12 | 39,23 | 35,22 | 41,75 | 48,32 | 38,44 | 43,67 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,02 | 0,04 | 3,52 | 2,56 | 1,07 | 2,68 |
| Al ₂ O ₃ | 0,54 | 0,51 | 0,58 | 12,28 | 12,67 | 4,22 | 14,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,47 | 2,87 | 7,77 | 4,87 | 5,1 | 4,84 | 7,6 |
| FeO | 7,69 | 11,53 | 8,27 | 7,56 | 5,57 | 7,5 | 6,92 |
| MnO | 0,47 | 0,28 | 0,33 | 0,22 | 0,23 | 0,27 | 0,2 |
| MgO | 35,44 | 36,08 | 41,24 | 10,4 | 7,72 | 31 | 5,79 |
| CaO | 2,84 | 3,33 | 0,11 | 9,5 | 8,87 | 95 | 10,26 |
| Na ₂ O | 0,17 | 0,05 | 0,08 | 1,77 | 2,78 | 3,46 | 2,94 |
| K ₂ O | 0,50 | 0,08 | 0,31 | 2,83 | 2,46 | 0,22 | 1,39 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,03 | 0,15 | 0,98 | 0,69 | 0,02 | 0,36 |
| H ₂ O ⁻ | н.о. | 0,43 | 0,33 | н.о. | н.о. | н.а. | 0,16 |
| H ₂ O ⁺ | н.о. | н.о. | н.о. | 2,15 | 1,56 | н.а. | н.а. |
| п.п.п. | 3,85 | 5,79 | 5,1 | 2,11 | 1,62 | 7,68 | 2,66 |
| Сумма | 99,83 | 100,23 | 99,53 | 99,94 | 99,94 | 99,80 | 99,59 |
| *Cr | н.а. | н.а. | 4,0 | 460 | 330 | н.а. | н.а. |
| Sc | н.а. | н.а. | 0,6 | 16,2 | 12,9 | 11,0 | 21,1 |
| V | н.а. | н.а. | 4,0 | 360 | 320 | н.а. | н.а. |
| Co | н.а. | н.а. | 5,1 | 59,2 | 50,2 | н.а. | н.а. |
| Ni | н.а. | н.а. | 9,6 | 350 | 251 | н.а. | н.а. |
| Cu | 301,3 | 51,8 | 54,5 | 69,0 | 51,9 | 63,0 | 58,0 |
| Zn | 107 | 121 | 131 | 127 | 130 | 62 | 119 |
| Ga | 2,8 | 0,8 | 1,9 | 22,6 | 22,3 | н.а. | н.а. |
| Ge | 2,4 | 2,1 | 4,2 | 2,3 | 2,0 | 1,0 | 1,9 |
| Rb | 3,9 | 0,7 | 10,9 | 104,4 | 63,8 | 13,5 | 21,8 |
| Sr | 7,4 | 1,1 | 1,7 | 995 | 1333 | 83 | 647 |
| Y | 7,5 | 2,9 | 5,4 | 29,3 | 36,4 | 6,5 | 30,2 |
| Zr | 4,9 | 3,1 | 8,5 | 343 | 294 | 60,0 | 0,0 |
| Nb | 1,0 | 1,2 | 1,6 | 146 | 106 | н.а. | н.а. |
| Mo | н.а. | н.а. | 2,6 | 2,2 | 3,1 | н.а. | н.а. |
| Sn | н.а. | н.а. | 0,9 | 1,9 | 1,6 | н.а. | н.а. |
| Cs | 2,0 | 0,7 | 1,7 | 105,8 | 11,7 | 3,7 | 0,4 |
| Ba | 13,0 | 1,0 | 9,2 | 2956 | 685 | 1583 | 363 |
| La | 1,1 | 0,5 | 0,5 | 70,1 | 70,3 | 6,7 | 33,3 |
| Ce | 2,0 | 1,0 | 1,1 | 149 | 163 | 14,6 | 71,9 |
| Pr | 0,5 | 0,2 | 0,1 | 30,6 | 35,3 | 2,2 | 8,4 |
| Nd | 2,7 | 1,1 | 0,6 | 66,0 | 78,3 | 9,7 | 35,3 |
| Sm | 0,8 | 0,2 | 0,2 | 12,0 | 14,7 | 2,5 | 8,3 |
| Eu | 0,1 | н.а. | н.а. | 3,6 | 4,0 | 0,9 | 2,6 |
| Gd | 1,0 | 0,3 | 0,2 | 10,4 | 12,5 | 2,4 | 7,6 |
| Tb | 0,2 | 0,1 | н.а. | 1,3 | 1,6 | 0,4 | 1,2 |
| Dy | 1,2 | 0,4 | 0,4 | 6,0 | 7,7 | 2,3 | 6,2 |
| Ho | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 1,0 | 1,4 | 0,4 | 1,1 |
| Er | 1,0 | 0,5 | 0,9 | 2,5 | 3,3 | 1,1 | 2,7 |
| Tm | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,4 |
| Yb | 1,5 | 1,3 | 2,5 | 1,7 | 2,3 | 0,9 | 2,1 |
| Lu | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,3 |
| Hf | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 7,5 | 6,9 | 1,9 | 4,3 |
| Ta | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| W | н.а. | н.а. | 26,6 | 0,7 | 0,4 | 0,0 | н.а. |
| Pb | 5,8 | 3,0 | 3,7 | 10,8 | 15,3 | 0,0 | н.а. |
| Th | 0,5 | 0,1 | 0,3 | 9,2 | 8,3 | 1,2 | 4,0 |
| U | 0,5 | 0,3 | 0,3 | 2,0 | 1,8 | 0,6 | 1,1 |

Примечание: 1-3 - обломки перидотитов из кимберлитовой брекчии Курпанской диатремы (Сажо и др. 1997 г.); 4 - пикрит, 5 - щелочной базальт (Максимов, 1982 г.); 6 - меймечит, 7 - пикрит.

наличие кристаллов флогопита, пирропа, высокохромистых шпинелей и других индикаторных минералов, изученных нами, ксенобрекчии с полным основанием можно отнести к кимберлитам или родственным им породам.

В скважине 14, пробуренной в трубке Маяк и являющейся наиболее глубокой (рис. 11), в массивных брекчиях полностью доминируют обломки пород фундамента, среди которых преобладают мрамор, гнейсы и давленные граниты, а также большое количество ксеногенных минералов гранитоидов - кварца, полевых шпатов, биотита, марганцовистых гранатов, как правило, деформированных, сильно раздробленных и цементированных тонким материалом и мелкими прожилками лизардита, что позволяет полагать присутствие в связующей массе мелкодробленого ультраосновного материала.

В скважине 14 вскрыта дайка гранит-порфира с эруптивным контактом вдоль границы с брекчией трубки и вмещающих пород. Возраст этих гранитов является, по аналогии с подобными образованиями соседнего участка, возможно, меловым.

В взрывных породах из скважин в трубках Маяк и Хан отмечается общая закономерность - увеличение количества обломков пород фундамента в составе брекчии в верхних горизонтах: известняков, мраморов, гнейсов и катаклазированных гранитов, габбро. В таких породах кимберлитовый матрикс в виде "жилок" и цементирующей массы едва просматривается, главным образом, в виде серпентинных скоплений. В скважине 5 (трубка Хан), в керне, представленном брекчией с обломками ультраосновных пород, охарактеризованных химическими анализами (табл. 1), в интервале 30-37 м были обнаружены алмазы; в более низких горизонтах встречаются обильные обломки габбро. Еще ниже они представлены массивными "по степени трещиноватости" породами, в которых цементирующая масса ультраосновного, как показывает химический анализ (табл. 1), состава импрегнирована по тонким трещинкам. А еще ниже брекчии, в том числе и габброиды, интродуцированы мелкозернистым гранит-порфиром. Эруптивный контакт их прослеживается очень хорошо и имеет вертикальное залегание. Обломки габброидов в разной степени изменены, метаморфизованы, а в некоторых наблюдается скарнирование. По минералам развивается тремолит и хлорит. В некоторых обломках степень изменения настолько велика, что первичная порода может быть определена как алогабброид. Но брекчиевой характер устанавливается вполне определенно, по "теневой" текстуре.

Одной из особенностей брекчиевых пород, где обломки габброидов доминируют, является наличие прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов - пирротина, халькопирита и сфалерита.

В скважине 14 трубки Маяк контактовые изменения значительно меньше. В основном здесь отмечается тремолитизация. Учитывая разную степень изменения обломков, хорошо

устанавливаемую микроскопически, можно полагать, что их изменение связано с разными этапами преобразования.

Процесс высокотемпературной (500-600°) гидротермальной переработки (тремолитизация) затронул все породы трубок в целом. Наиболее активно он проявился в северной части диатремы. Последующая наложенная стадия изменения связана с процессом более низкотемпературной переработки, при которой наблюдается отложение сульфидов, что, очевидно, связано с рудным этапом формирования расположенного в 0,5-1,5 км к западу Курханского полиметаллического месторождения.

Для диагностики типов алмазосных пород большое значение имеют петролого-минералогические критерии, и особенно ассоциации таких минералов, как магнезиальные гранаты (пиропы), хромшпинели, пикроильмениты, которые являются спутниками алмазов. Находка алмазов в ассоциации с гранатами и хромшпинелями, полученная в шлихах проб из kernового материала, а также в дезинтегрированных породах коры выветривания, вряд ли может служить основой для типизации алмазосных пород трубок. Определяющее значение имеют особенности минералов, обнаруженных в ассоциации с алмазами. С этой целью были отобраны и проанализированы на микрозонде акцессорные минералы, полученные по результатам обогащения и анализа проб, выполненных лабораторией ТулНИГП (г.Тула), а также по шлихам дробления и отмывки пород в Дальневосточном геологическом институте, в лабораториях п.Кавалерово ("Приморгеофизика"), г.Хабаровске и Австралии (Университет Западной Австралии).

Следует сразу подчеркнуть, что в отношении акцессорных пород двух трубок Курханского участка отличаются низкими концентрациями минералов, особенно гранатов.

Алмаз. Кристаллы и обломки кристаллов были обнаружены в kernовом материале скважин № 5 и 7 в интервале 29-34 и 7 м соответственно, а также в пробах, отобранных из канав вблизи этих скважин. Общее число найденных минералов равно 21. Это мелкие зерна размером от 0,1-0,2 до 0,7-1,2 мм. Кристаллы имеют октаэдрическую форму, немного деформированную (искаженную), поверхность их покрыта мельчайшими кристаллами (0,001 мм) в виде "сахарной" пудры, имеющих додекаэдрическую форму. Все кристаллы алмазов и их обломки белые и прозрачные. Некоторые содержат мелкие включения. Большинство обломков имеют признаки "механического" воздействия. Исследование всех зерен алмазов с использованием сканирующего электронного микроскопа (SEM г. Перт, Австралия, лаборатория CSIRO) подтвердило их диагностику.

Гранат. В концентратах было найдено всего семь кристаллов граната. Это хорошо ограненные кристаллы темно-красного цвета. Все находки гранатов были сделаны в керне скважины № 5 (трубка Хан). По составу гранат относится к пиропам с невысоким

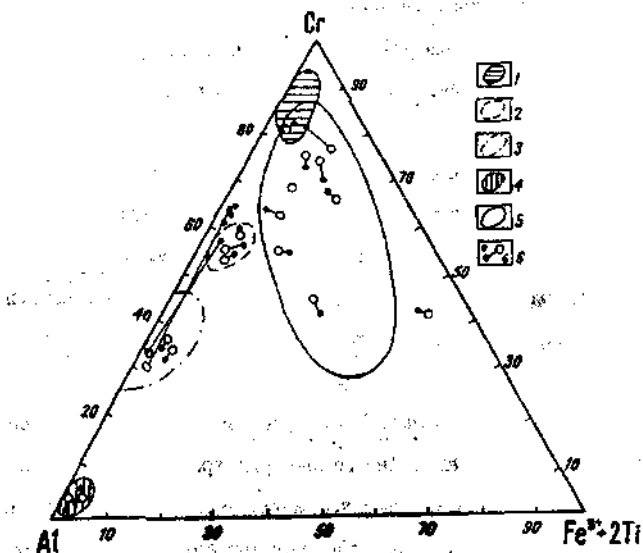


Рис. 12. Диаграмма составов аксессуарных хромшпинелидов алмазоносных пород Курханского участка (Приморье).

1 - поле составов хромитов, ассоциирующих с алмазами (Маракушев, 1993; Плаксенко, 1989; Соболев и др., 1975); 2 - поле составов шпинелей лерцолитов (Маракушев, 1993; Соболев и др., 1975); 3 - высокоглиноземистые ксеногенные шпинели; 4 - поле шпинелей алькремитов (Соболев и др., 1975); 5 - шпинели из связующей массы кимберлитов (Плаксенко, 1989; Соболев и др., 1975); 6 - точки составов шпинелидов из кимберлитов Приморья: а - центр, б - край.

содержанием хрома, но устойчивой железистостью. Подобные по составу гранаты обычно ассоциируют с алмазонасными кимберлитами (Маракушев и др., 1993; Соболев и др., 1975).

Пироксен. Как уже отмечалось ранее, по составу пироксен относится к диопсидам с небольшими колебаниями по содержанию кальция (22,26-24,39%), натрия (0,31-0,40%) и хрома (0,11-0,37%), и, в данном случае, не имеют определяющей информации.

Флогопиты встречаются, главным образом, в керновом материале скв. 5, в виде как мелких, так и более крупных пластин. Они характеризуются близким составом и обладают высокой магнезиальностью.

Оливин широко распространен как в шлиховых концентратах, так и в породах трубок Маяк и Хан, но по составу существуют определенные различия. В ультраосновных породах скв. 5 они более хромистые (0,67-0,09%) и титанистые (0,14-0,21%), а в породах скв. 7 они не содержат эти элементы или отличаются значительно низкими их концентрациями. Однако для обеих групп характерны значительные колебания по железистости.

Шпинели встречаются в концентратах трубок Хан и Маяк, но их содержание, как и всех аксессуарных минералов, весьма низкое. По составу они разнообразны и разделяются на две группы. Шпинели скв. 5 слагают дискретный ряд хром-глиноземистых типов, но отличаются низкой железистостью и малым содержанием окисного железа (рис. 12). В треугольной диаграмме $Al(Fe^{3+} + 2Ti) - Cr$ они образуют три изолированных поля. Наиболее хромистые (их большинство) попадают в поле шпинелей из лерцолитов ((Максимов, 1978; Плаксенко, 1989). Среди последних отмечаются редкие зерна, обладающие повышенным содержанием ульвошпинелевой компоненты.

Следующая группа представлена шпинелями с более высоким содержанием глинозема - 59-62% шпинелевой компоненты (рис. 12).

Наиболее глиноземистые разности с высокой шпинелевой компонентой (87-90%) и минимальной степенью окисления попадают в поле алькремитов (Магматические горные ... , 1988; Маракушев, 1993; Mathies M., et al., 1970).

Следует отметить, что хромшпинели трубки Хан, в общем, мало зональны и среди них нет зерен с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 58-65\%$).

Шпинели скважины 7 (трубка Маяк) весьма разнообразны по составу. Среди них отмечаются зерна с высоким содержанием хрома ($Cr/Cr+Al = 80-90\%$), соответствующим полю хромитов в ассоциации с алмазами (Маракушев, 1993; Соболев, 1974; Соболев и др., 1975). Хромшпинели этой группы характеризуются широкими колебаниями содержания ульвошпинелевой и магнетитовой компонент. Как правило, они обладают хорошо выраженной зональностью (рис. 12).

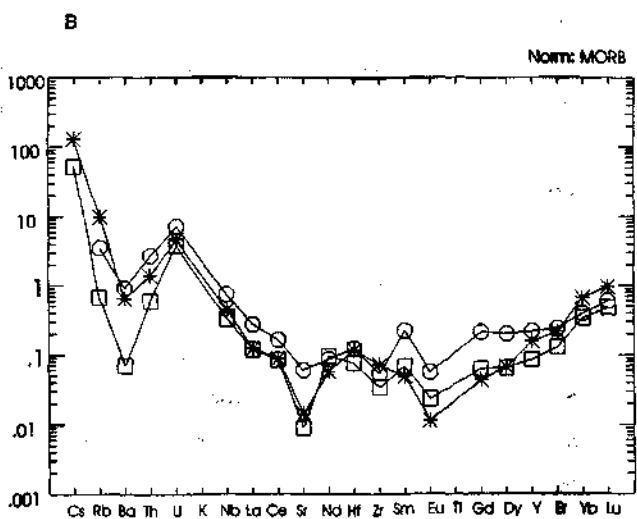
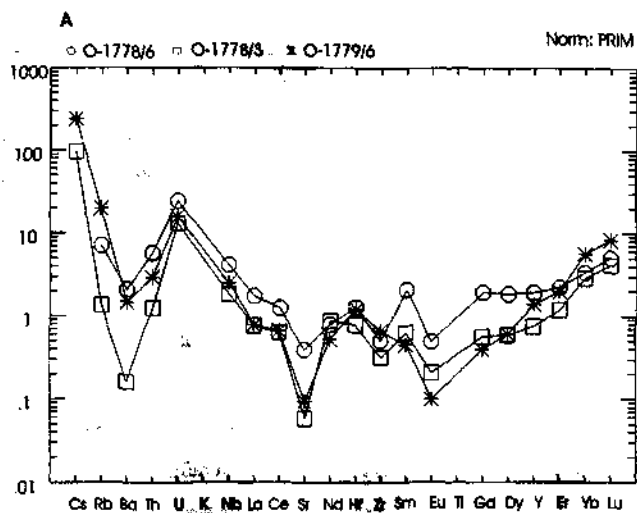


Рис. 13. Концентрации редких и REE в кимберлитах Ханайского массива, нормализованные к примитивной мантии (A) и MORB

Таким образом, минеральные ассоциации двух трубок показывают значительные отличия, что возможно указывает на различные условия их формирования. Породы трубки Хан характеризуются ассоциацией шпинелидов переменного состава - от средне-хромистых до высокоглиноземистых с низкой степенью окисленности, в парагенезисе с пиропом, флогопитом, хромистым оливином и близки к алмазоносным гранатовым перidotитам (Магматические горные ..., 1988; Плаксенко, 1989; Соболев и др., 1975).

Вторая трубка (Маяк) отличается ассоциацией зерен хромшпинелей с высоким содержанием хрома, алмаза и безхромистого оливина. Шпинели отличаются широкой вариацией состава по хромистости, титанистости и степени окисленности. Часть из них попадает в поле, где характерна ассоциация сростков шпинели с алмазами, другие - находятся в поле аксессуарных шпинелей, свойственных для связующей массы алмазоносных кимберлитов Якутии (Маракушев, 1993; Плаксенко, 1989; Соболев, 1974).

Химический состав обломков ультраосновных пород трубки Хан рассматривались ранее (Гурулев и др., 1995). Новые данные химического анализа обломков и данных по характеру распределения редкоземельных элементов (табл. 1; рис. 13) подтвердили те основные особенности, которые были отмечены ранее. Следует добавить, что эти характеристики касаются тех обломков, которые были отобраны в верхней части скважин, подверженным высокой степени выветривания, а также метаморфическими изменениями. Можно надеяться, что в более глубоких горизонтах при наличии более свежих обломков характеристика этих пород будет более объективной. По результатам анализа можно сделать следующие выводы:

1. Ультраосновные породы могут быть отнесены к провинции щелочных ультраосновных пород, но имеющих определенную специфику.
2. Породы в сравнении с известными данными по кимберлитам мира близки к таковым, особенно к некоторым базальтоидным кимберлитам (Магматические горные ..., 1988). Но в отличие от последних они характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 , NaO и K_2O . В сравнении с якутскими приморские кимберлиты близки к трубке Русловой (Магматические горные ..., 1988).

Как особенность кимберлитовых пород Курханского участка следует отметить высокую степень их изменения, что отражено в химических анализах большими потерями, и наблюдается при петрографических исследованиях. Для определения степени контаминации на основе химических анализов нами была использована методика Р. Митчелла (Mitchell, 1986). Наименьшей степенью контаминации обладают породы, представленные кимберлитоподобными, чуть выше это свойственно оливиновым и амфиболовым габбро (табл.1).

Таким образом, первичный состав пород установить трудно. Ближе всего к первоначальному составу кимберлитоподобные и серпентинизированные породы, в меньшей степени - оливиновые и амфиболовые габбро, которые соответственно могут быть отнесены к базальтовым кимберлитам (т.е. неслюдыстым кимберлитам) и к пироксеновым перидотитам.

3. Габброидные породы, которые обильно встречаются в скв. 5, безусловно, не могут быть отнесены к кимберлитовой ассоциации, но присутствие этой серии пород, представляющей предположительно более ранние фазы докимберлитового магматизма, показывает, что щелочной характер этого региона является закономерной особенностью. Эта тенденция, как будет показано ниже, проявлена и у более молодых образований (Гапеева, 1960; Кушев, Тюленев, 1988; Сахно, Денисов, 1963).

Все габброидные породы относятся к щелочным разностям. По химическому составу они могут быть отнесены либо к лейцитовым тефритам, либо к калиевым меланократовым габбро. Кроме того, для них характерно и высокое содержание стронция и бария (1000 и 1900 ppm соответственно), т.е. породы серии по петрохимическим особенностям проявляют шошонитовую тенденцию. С другой стороны, в некоторых разностях появляется высокая магниальность при наличии повышенных содержаний калия, и особенно высокого K/Na соотношения. Для всех пород, как ультраосновных, так и основных членов этой ассоциации характерно преобладание, а иногда и резкое преобладание, калия над натрием, при весьма низкой глиноземистости и повышенной титанистости. Это свойственно ультраосновным членам серии. Находка среди щелочных габброидов калиевой роговой обманки (рихтерита), при прочих петрохимических особенностях, а именно: высокой магниальности, резком преобладании калия над натрием и высоким содержании стронция и бария, дает основание считать, что некоторые члены серии имеют лампроитовую тенденцию, но не более, так как по соотношению суммы щелочей и глинозема их нельзя отнести к лампроитам.

С другой стороны, для пород этой серии свойственна высокая железистость, как это отмечалось и для ультраосновных пород. Эта особенность имеет региональный характер. Как отмечает С.С.Зимин (Зимин, 1973), высокая железистость характерна для интрузивных и эффузивных фаций офиолитовой ассоциации, что безусловно отражает особенность состава мантийного субстрата.

Все известные месторождения промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок, согласно правилу Клиффорда (Синичин 1992; Хаггерти, 1992; и др.), сосредоточены в пределах древних кратонов. В подвижных поясах, разделяющих эти кратоны, такие трубки считались не алмазоносными и представлены некимберлитовыми породами. Впоследствии, на примере Африки, было обращено внимание на тот факт, что большая часть кимбер

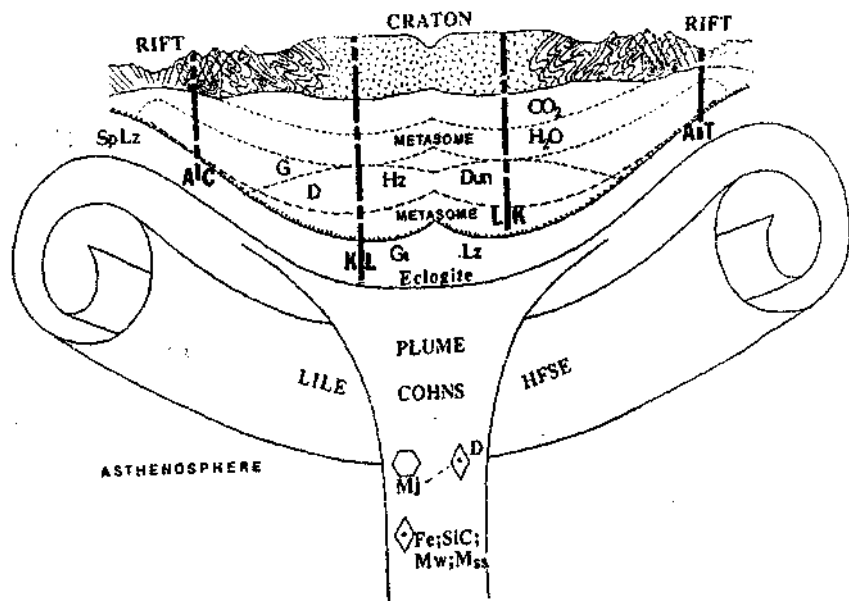


Рис. 14. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая элементы взаимодействия плюма с алмазосодержащими корнями кратона (по Haggerty, 1999, с добавлениями авторов). Воронкообразная структура, загруженная ксенолитами, алмазами (D), мейджиритовыми гранатами и алмазами с самородным железом (Fe), муассанитом (SiC), магневивюститом - феррипереклазом (MW), перовскитом (PV) и моносulfидами (Mss) в процессе подъема и роста плюмовой активности. LILE - Ca, K, Rb, Sr, Na; HFSE - Ta, Nb, Ti, LREE - удалялись из нижней и верхней мантии с добавлениями из слоя "D" - границы внешнего ядра и нижней мантии. COHNS флюиды углерод, кислород, водород, азот и сера. Расплавы в верхней части плюма представлены базальтами, пикритами или кимберлитами. G-D - кривая стабильности графит-алмаз; Hz - гарцбургит; Dun - дунит; GtLz - гранатовый перцолит; SpLz - шпинелевый перцолит; Metasome - область мантии, обогащенная HFSE, LiLe и летучими - (COHNS).

Верхние границы литосферы обогащены CO_2 , а нижние - H_2O в амфиболе и флогопите. Базальтовые лавы (T) доминируют в рифтовой (RIFT) зоне, а также щелочные породы лампрофиры, карбонатиты, мелелиты.

В интрузии центральной части кратона преобладают кимберлиты (K) и лампроиты (L). В складчатом обрамлении по периферии кратона проявлен монзонит-гранитоидный магматизм (I-type), а в рифтовых зонах - (A-type).

литовых трубок имеет связь с линейными зонами тектонической активизации, пересекающими архейские кратоны. По времени проявления кимберлитовый магматизм приурочен к эпохам воздымания этих областей. Большинство исследователей сходятся во мнении, что наиболее перспективными в отношении алмазов являются кимберлитовые трубки краевых частей архейских кратонов (Трофимов, 1967; Dawson, 1980; и др.).

Обращает на себя внимание тот факт, что проявления кимберлитового магматизма, частично алмазоносного, связано с мегаструктурами центрального типа, приуроченными к древним кратонам, испытывавшим многократные эпохи активизации, начиная с архея и по настоящее время. Такие центры глубинного магматизма связываются с внедрением астеносферных расплавов, инициируемых потоком глубинных флюидов, возможно обусловленных взаимодействием внешнего ядра и нижней мантии, что может быть описано моделью плюмного вулканизма (Хаггерти, 1992; Groug, et al., 1980; Haggerty, 1994; и др.) (рис. 14). Как правило, такие центры на протяжении всей истории развития сопровождаются инъекциями расплавов различного уровня генерации и возраста. Начальная стадия развития вулканизма в большинстве базальтовая, если это связано с расколом древнего кратона и рифтингом. За стадией базальтового вулканизма проявляется кимберлит-лампроитовая ассоциация. Примером могут служить структуры центрального типа в Западной Африке и Южной Америке. Так, для мезозойской эпохи активизации это проходило в интервалах 180-200, 90-140 и 60 млн лет (Хаггерти, 1992). Тектоно-магматическая активизация (рифтинг и дрейтинг), связанная с глубинными процессами, только способствовала формированию кимберлитовых расплавов и выносу алмазов в верхние горизонты коры в форме взрывных трубок. При этом, средой, в которой могли образоваться алмазы, должна быть истощенная литосфера при условии создания высокого давления в центральных структурах при подъеме астеносферного плюма (Добрецов, 1981; Dawson, 1980; Haggerty, 1994; и др.).

Таким образом, не вдаваясь в более детальный анализ условий формирования алмазоносных структур и пород, можно констатировать, что главными факторами алмазоносности являются структурный контроль и состав мантии.

Анализ особенностей геологического строения и состава пород района проявления кимберлитового вулканизма северной части Ханкайского массива показывает, что в большинстве все его компоненты подчиняются правилу Клиффорда. Во-первых, трубки расположены в краевых частях жестких блоков, имеющих архейско-нижнепротерозойское основание, разделенных подвижной зоной с позднепротерозойской складчатостью. Это жесткие блоки (микрократоны) некогда единой Амурской древней мегаструктуры (Wang, 1989), распавшейся в результате неоднократной активизации в позднем протерозое - раннем палеозое, в позднем палеозое и мезозое. В пределах Ханкайского массива известны два

таких блока. Западнее располагается кратон Цзямусы, а в пределах Бурейнского массива еще несколько древних блоков.

Алмазосодержащие трубки Курханского поля на Ханкайском массиве и лампронты Бурейнского массива (Максимов, 1978) располагаются по периферии древнего Хянько-Бурейнского раздробленного блока, на границе с подвижными зонами, что в какой-то степени напоминает ту позицию, что занимают алмазоносные месторождения Аргайл и Элендайл северо-западной Австралии. Они находятся по краю блока Кимберли на границе с подвижными зонами Холе-Крик и Кинг-Леопольд (Уайт, Смит, 1992).

Неоднозначно решается вопрос о влиянии такого глубинного линеймента, каким является Западно-Сихотэ-Алиньский разлом, который отделяет восточную окраину Ханкайского массива от складчатой зоны. Предполагается, что этот разлом является древним и, возможно, вместе с разломом, отделяющим Матвеевский и Нахимовский "микрорайоны" (Гурулев и др., 1995), вдоль которого была заложена Кабаргинская позднепротерозойская зона и обновленная в раннем палеозое, обусловили наиболее благоприятные тектонические условия для продвижения вдоль нее ультраосновных интрузий. Следует отметить, что эти зоны играли определяющее значение и в развитии щелочно-базальтоидного магматизма и в мезозое, и кайнозое. Здесь известны щелочно-базальтовые моногенные вулканы в виде трубок взрыва с ксенолитами шпинелевых перцолитов (Гапеева, 1960; Сахно, Денисов, 1963). Как полагает С. Хаггерти (Хаггерти, 1992), такие зоны в пределах Северо-Африканского кратона являются наиболее перспективными в отношении промышленных алмазоносных кимберлитовых трубок.

К юго-западу от Ханкайского блока на территории Китая известно несколько алмазоносных кимберлитовых полей. Наиболее перспективными алмазоносными районами являются кимберлитовые поля Фуцзянь (провинция Ляонин) и Меньян (провинция Шандунь), где сосредоточена промышленная разработка алмазов. Они располагаются по краю архейского кратона Цзи-Лу-Ляо и ранне-протерозойского складчатого пояса Северо-Китайской платформы. Пространственное расположение кимберлитов Китая свидетельствует о приуроченности их к разломной системе Тяньлу, пересекающей континентальные блоки Южного и Северного Китая (Северо-Китайский кратон) и далее протягивающейся на север через Бурейнский массив. Так же, как и в Приморье, с этой зоной связаны как древние, так и молодые центры магматической активности с многократными проявлениями базальт - щелочно-базальтового кимберлитового и лампронтового вулканизма (Максимов, 1978; Lu Fengxiang, et al., 1995; Qi Yuxing, 1996).

Исследователи Китая подчеркивают, что циклы кимберлитового магматизма соответствуют общему подъему региона (Ву Ишань и др., 1992). Кроме того,

подчеркивается, что поля кимберлитовых трубок располагаются вблизи зон пересечений системы Тяньлу с поперечными разломами, одним из которых является широтный Ин-шань-Яньшанский шов.

Таким образом, структурная позиция размещения кимберлитовых полей Китая и Северного Приморья имеют много аналогий, с той только разницей, что "кратоны" Приморья отличаются большей степенью тектоно-магматической "переработки" и мелкими размерами архейских блоков.

Помимо структурного контроля большое значение для решения вопросов петрогенетической типизации алмазоносных пород имеют минералого-петрологические критерии: прежде всего, наличие ассоциаций минералов, относящихся к особо глубинным фациям, таким, как алмаз-пироповая. Накопленный материал по многим регионам мира показывает, что существуют определенные петрологические, структурные и геодинамические закономерности, свойственные алмазоносным кимберлитам промышленного типа (Летников, 1987; Маракушев и др., 1995; Соболев, 1975; Соболев и др., 1992; Haggerty, 1994).

Сравнительный материал особенностей состава глубинных минералов из трубок алмазоносных кимберлитов Якутии, Африки и др. регионов мира с алмазоносными породами трубок северной части Ханкайского массива весьма необходим в виду неопределенности их петрогенетической приважденности.

Некоторые исследователи, не обладая достаточной информацией, категорически отрицают возможность находок алмазоносных пород на Ханкайском массиве, а обнаруженные алмазы считают техническими. Сам факт находки трубки, в породах которой обнаружен алмаз, отмечает эту категоричность, а находки алмаза в водотоках в других местах, за пределами Курханского участка, доказывают возможность более широкого распространения алмазоносных пород. Являются ли данные породы производными щелочно-базальтовой магмы или кимберлитовой? Этот вопрос может быть решен только на основании минералогических данных. Наличие же минеральных ассоциаций алмаза, хромсодержащего пироба и высокохромистой шпинели, близкой по составу шпинели из сростков с алмазами Якутии, позволяет предполагать, что комплекс алмазоносных пород трубок является производными глубинной ассоциации, т.е. кимберлитовой, хотя и лампроитовый генезис не исключается.

Как подчеркивалось выше, приморские алмазоносные породы трубок весьма бедны аксессуориями. Их содержания, так же как и в китайских, близки к количеству алмазов, за исключением хромшпинелидов.

При сравнении с известными промышленными типами алмазоносных трубок мира (Якутия, Юж.Африка) просматривается несколько необычный состав алмазоносных пород Приморья - их высокая железистость, низкие титанистость и глиноземистость, что может быть связано с особенностями состава мантии, для которой свойственны такие же петрохимические параметры.

По ряду петрологических, минеральных признаков, а также по возрасту (Гурулев и др., 1995), алмазоносные породы Приморья близки к китайским (Шаньдун, Ляонин) (Lu Fengxiang et al., 1995; Wang, 1989) с той только разницей, что последние развиты на древнем Северо-Китайском кратоне, который в меньшей степени был затронут последующими тектоно-магматическими процессами активизации, особенно мезозойскими.

Можно предполагать, что блоки Ханкайского массива (Матвеевский и Нахимовский), так же как и массив Цзямусы и другие, представляют собой единый кратон (Амурская мегаструктура) (Sakhno, 1996), который в результате средне-, позднепалеозойского и мезозойского этапов тектонической активизации распался на ряд мелких блоков (микрократонов), в структурах которых сохранились трубки взрыва - как проявления долгоживущего высокомагнезиального калиевого щелочного магматизма с раннего палеозоя по настоящее время.

Меймечит-пикритовый вулканизм рифтовых долин и трогов

Восточная окраина Амурской мегаструктуры в позднем мезозое (юра-мел) характеризуется наличием горст-аккреционной и рифт-грабеновой системы, которая в целом имеет северо-восточное направление, близкое к направлению основных глубинных разломов этого региона (рис. 15; Уткин, 1999).

Как отмечалось выше, основными структурными элементами Амурской МЦТ являются протяженные разломы, среди которых выделяется долгоживущая рифтовая система Тамьлу, во многом определяющая направление развития трогов и грабенов, а при наличии горизонтальных движений литопластин - возникновение горстовых поднятий. Геодинамический режим в позднем мезозое определил структурные особенности восточной окраины Амурской МЦТ и характер магматизма: в прогибах, рифтах и грабенах - излияния основных эффузивов и пирокластов, в горстовых поднятиях - формирование плутонов. Корреляция этих образований на основе органических остатков, а также абсолютных датировок позволили провести сопоставления и выявить особенности развития вулканоплутонического процесса.

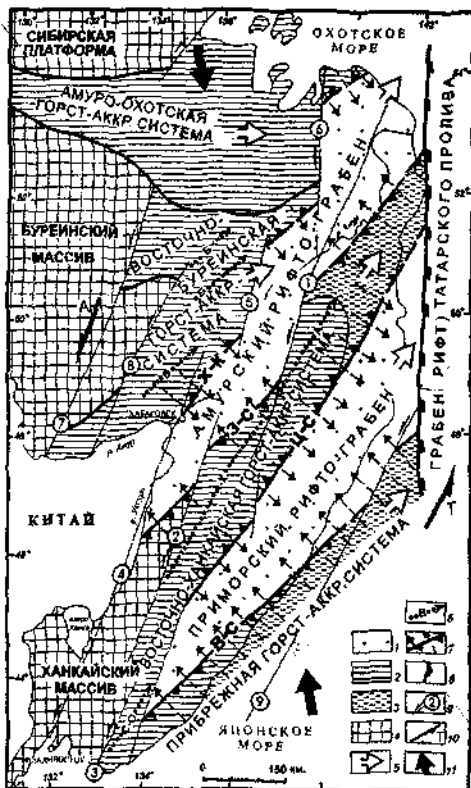


Рис. 15. Схема геологического строения и геодинамики формирования Восточного фланга Амурской мегаструктуры. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены с элементами их строения (по В.Уткину, 2000). 1 - раннемиоценовые, преимущественно терригенные в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 - палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригено-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 - северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем, погруженные и перекрытые осадочновулканогенными меловыми образованиями; 4 - древние кристаллические массивы; 5 - направление погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 - осевые линии (стрелки - направление погружения) отдельных горстов (антиформ);

Б - Баджальская группа горстов, В - Ванданский, А-Х - Ариаднинско-Хорский, А - Ангойский, С-О - Сергеевско-Украинский; 7 - линейменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) - связующих структурных звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (берштрихи - направление падения чешуйчато-надвиговых сместителей, стрелки - направление наращивания аккреционных призм); В-С - Восточно-Сихотэ-Алинская, Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинская, З-С - Западно-Сихотэ-Алинская, Х-К - Хабаровско-Комсомольская; 8 - система сбросов грабена (рифта) Татарского пролива; 9 - главные сдвиги: 1 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 2-3 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 - Арсеньевский, 3 - Партизанский), 4 - Уссурийский, 5 - Болоньский, 6 - Лимурчанский, 7-8 - частные сдвиги северного фланга Тяньлу (7 - Сунгарь-Тастаякский, 8 - Куканский); 10 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивающих сдвиговый геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 11 - направление регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

В Алчано-Бикинском прогибе в его осевой части известны щелочные базальты, пикриты култухинской свиты (берриас-валанжинского возраста). А в позднеюрских турбидитовых породах встречаются меймечит-пикритовые покровы, дайки и экзрузии (басс. р. Улитка). Севернее, в басс. р.Хор в 1965 г. были обнаружены трубки меймечитов (Зимин и др., 1965). По данным абсолютного возраста ($\approx 140 \pm 15$ млн. лет) они могут быть отнесены к поздней юре- раннему мелу.

Возможно, что меймечит-пикрит-щелочно-базальтовый комплекс имеет столь длительную историю развития в данном прогибе, приуроченном к глубинному разлому Дуньхуа-Мишань-Алчанскому разломной системы Тяньлу. Здесь же широко известны миоценовые и плиоценовые щелочные базальты в виде моногенных вулканов (Дедушка, Бабушка) и покровы субщелочных базальтоидов и их трахитов (р.Заломная, среднее течение р. Бикин). Таким образом, щелочной базальтоидный вулканизм этого региона функционировал, начиная с поздней юры и по плиоцен, на протяжении более 150 млн.лет с некоторыми перерывами. Такая система возможна только, если она инициирована наиболее глубинными процессами, пульсирующими восходящими струями – плюмами.

Щелочные базальтоиды (пикриты, авгиты и т.д.) были впервые открыты К.М.Худолеем (1955) в составе кремнисто-вулканогенной толщи в Алчано-Бикинском прогибе. Дальнейшие исследования подтвердили их широкое распространение (Сахно, 1965), а впервые открытые меймечитовые трубки (Зимин и др., 1965; Мартынюк, 1972) позволили охарактеризовать своеобразный комплекс пород, который, как ранее считалось, был свойственен платформенным обстановкам. Более того, меймечит-пикритовые лавы были обнаружены и в других прогибах Сихотэ-Алиня (Дальнинский прогиб; Вулканические ..., 1984).

Наиболее полный разрез этих образований известен в басс. р. Улитка, где лавы занимают верхнюю часть разреза триасово-юрской вулканогенно-кремнистой формации (Вржосек, 1978). Верхняя вулканогенная толща (култухинская свита) сложена субщелочными базальтами, пикритами, меймечитами. Мощность ее колеблется от 800 до 1900 м. На севере Сихотэ-Алиня эти образования представлены джаурской свитой, на юге – югской, а в Главном синклинии их можно параллелизовать с эльдовакской и самаргинской свитами (Вулканические ..., 1984). Возраст этих свит определяется весьма условно и отнесен к триас-позднеюрскому.

Как отмечают исследователи, интенсивность вулканизма увеличивается снизу вверх и наиболее мощные покровы отвечают уровню поздней юры.

Разрез вулканогенной толщи в различных частях прогиба отличается выдержанностью. Нижние его части сложены пирокластами и кластолавами, реже

афировыми лавами пикритов; выше отмечается переслаивание покровов лейкокоратовых базальтов и пикритов; завершают этот разрез порфириновые лавы пикритовых базальтов и пикритов с вкрапленниками керсутита (Вулканические ..., 1984).

Западнее пикритовые базальты с керсутитом встречаются в виде небольших покровов в составе осадочных толщ среди позднеюрских, фаунистически охарактеризованных осадков (Худолей, 1955; Сахно, 1965; и др.). Это керсутитовые щелочные базальты венюковского комплекса с огромными (до 1,5-2 см) в длину вкрапленниками керсутита и крупными кристаллами титаноавгита. Они встречаются в брекчиях, а также в дайковых образованиях, трубках, где отмечаются метасоматические преобразования с карбонатными зонами. Меймечиты, как правило, отличаются порфириной структурой с крупными вкрапленниками оливина, погруженных в основную массу, представленную мелкими кристаллами титаноавгита, ильменита и стекла.

Базальтоиды, встречающиеся совместно с меймечитами или отдельно, характеризуются повышенной щелочностью (калиевой), титанистостью (табл. 2, 3), что отличает их от базальтоидов палеозойских комплексов (Вулканические ..., 1984).

Сопоставление меймечитов Алчано-Бикийского прогиба с меймечитами платформенных областей показывает, что они более глиноземистые, менее щелочные.

Редкоземельный спектр как меймечитов, так и базальтов (табл. 1), показывает, что они характеризуются рядом особенностей (рис. 16).

Севернее, в пределах Амурского рифто-грабена, среди вулканогенно-кремнистых осадков маноминско-киселевского аккреционного клина встречаются покровы базальтов, слагающие пачки мощностью до первых десятков метров (Воинова и др., 1994). Возраст базальтовых тел определен по ископаемым радиоляриям. Наиболее вероятен возраст верхней пластины - рубеж валанжина-готерива, а среди пластин - поздний готерив. Базальты, как правило, афировые, иногда шлаковые и пористые, постоянно присутствуют гналокластиты, обломки кремней. В верхних частях пластин известны гналокластиты и вариолитовые разности.

По химическому составу (табл. 4) базальты относятся к субщелочным и щелочным типам, к существенно натровым разностям с высоким содержанием титана. По петрогеохимическим характеристикам базальты могут быть отнесены к внутриплитным океаническим типам, но с несколько пониженным содержанием Y, Zr, повышенным Nb и строцициевой изотопией. Как полагают И.П.Воинова и др. (1994), эти базальты могут быть отнесены к островным сериям океанических внутриплитных обстановок. Исходя из возрастных датировок базальтов пластин киселевского комплекса, длительность формирования покровов происходила в интервале 10 млн. лет в готериве-среднем барреме.

Табл. 2

Средние химические составы пород меймечит-пикритовой и щелочнобазальтовой серий (вес. %)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 39,75 | 38,44 | 39,75 | 39,12 | 38,46 | 50,28 | 46,43 | 39,93 | 48,43 | 44,18 | 39,01 | 47,6 |
| TiO ₂ | 1,08 | 1,07 | 0,26 | 1,09 | 1,86 | 2,21 | 2,08 | 3,67 | 2,68 | 2,71 | 2,52 | 2,67 |
| Al ₂ O ₃ | 4,84 | 4,22 | 5,31 | 4,85 | 7,98 | 9,15 | 10,77 | 7,21 | 11,46 | 13,35 | 11,97 | 14,52 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,28 | 4,84 | 6,51 | 6,54 | 9,28 | 4,03 | 5,1 | 8,78 | 3,35 | 5,43 | 11,2 | 2,16 |
| FeO | 7,51 | 7,5 | 6,78 | 6,86 | 6,09 | 7,23 | 6,65 | 7,24 | 8,29 | 6,64 | н.а | 8,14 |
| MnO | 0,18 | 0,27 | 0,27 | 0,26 | 0,21 | 0,22 | 0,27 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,25 | 0,16 |
| MgO | 30,81 | 31,95 | 26,28 | 29,76 | 17,26 | 10,65 | 10,52 | 14,94 | 8,66 | 7,92 | 6,37 | 6,85 |
| CaO | 4,35 | 3,46 | 4,43 | 5,13 | 9,14 | 11,44 | 12,48 | 10,54 | 10,97 | 11,86 | 12,32 | 8,1 |
| Na ₂ O | 0,19 | 0,22 | 0,38 | 0,41 | 0,99 | 2,88 | 2,12 | 1,05 | 2,64 | 2,58 | 2,62 | 2,9 |
| K ₂ O | 0,19 | 0,02 | 0,19 | 0,25 | 0,1 | 0,33 | 0,32 | 1,43 | 0,57 | 1,22 | 1,69 | 1,94 |
| п.п.п. | 6,38 | 7,68 | 8,19 | 5,51 | 7,8 | 1,38 | 3,4 | 5,09 | 3,2 | 3,61 | 11,11 | 4,71 |
| Cr ₂ O ₃ | н.а | н.а | 0,23 | 0,25 | 0,17 | 0,08 | 0,13 | 0,08 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| NiO | н.а | н.а | 0,2 | 0,13 | 0,15 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| f | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 42,3 | 44,9 | 47 | 45,2 |
| сумма | 99,58 | 99,8 | 99,78 | 100,16 | 99,49 | 99,94 | 100,33 | 100,3 | 100,48 | 99,73 | 99,06 | 99,75 |
| n | 5 | 1 | 7 | 4 | 1 | 4 | 3 | 4 | 10 | 7 | 3 | 21 |

Примечание: 1-4 - меймечиты, 5-7 - пикриты (1- р. Ангой, 2- р. Катен, 3, 5, 6 - р. Дальняя, 4, 7 - р. Улитка); 8 - пикритовые брекчии из трубки взрыва, с. Ариадное; 9-10 - Култухинская свита (9 - р. Дальняя, 10- р.Улитка); 11 - Погская свита; 12 - Джаурская свита; n- количество анализов; f=Fe/(Fe+Mg) ат. %. (Вулканические , 1984 г.)

Таблица 3

Химические составы (вес. %) и концентрации малых элементов (г/т) в породах позднерюковой щелочно-базальтовой серии Алчанского прогиба

| | *1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 43,67 | 44,03 | 45,92 | 46,58 | 49,48 | 43,92 | 51,19 |
| TiO ₂ | 2,68 | 1,59 | 2,02 | 2,67 | 2,79 | 3,17 | 2,36 |
| Al ₂ O ₃ | 14,96 | 13,31 | 10,93 | 14,31 | 15,32 | 15,25 | 14,16 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,6 | 6,91 | 8,41 | 7,42 | 2,15 | 3,98 | 3,72 |
| FeO | 6,92 | 6,89 | 4,24 | 5,48 | 7,99 | 8,89 | 7,5 |
| MnO | 0,2 | 0,23 | 0,13 | 0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,16 |
| MgO | 5,79 | 8,87 | 7,91 | 5,59 | 4,82 | 6,65 | 5,3 |
| CaO | 10,26 | 9,02 | 12,52 | 10,42 | 8,92 | 10,65 | 9,0 |
| Na ₂ O | 2,94 | 3,79 | 3,32 | 3,64 | 4,42 | 3,18 | 5,14 |
| K ₂ O | 1,39 | 1,24 | 0,28 | 1,48 | 1,61 | 0,95 | 0,26 |
| P ₂ O ₅ | 0,36 | 0,89 | 0,25 | 0,33 | 0,46 | 0,48 | 0,38 |
| H ₂ O | 0,16 | 0,46 | 0,38 | 0,11 | 0,66 | 1,08 | 0,61 |
| п.п.п. | 2,66 | 2,33 | 3,27 | 1,33 | 0,86 | 1,2 | 0,22 |
| Сумма | 99,59 | 99,56 | 99,58 | 99,53 | 99,59 | 99,56 | 99,9 |
| B | 29 | - | 14 | 23 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Cu | 90 | 140 | 150 | 130 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Pb | 2 | 2 | 2 | 2 | н.а. | н.а. | н.а. |
| V | 240 | 110 | 200 | 260 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ga | 23 | 25 | 23 | 22 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Cr | 48 | 560 | 1200 | 80 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Zn | 120 | 120 | 110 | 135 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ag | - | - | - | - | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ni | 80 | 270 | 650 | 123 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Co | 30 | 42 | 73 | 40 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Mo | 2,2 | 12 | 10 | 04.январь | н.а. | н.а. | н.а. |
| Sn | 4 | 3 | 2 | 3 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Zr | 100 | 130 | 91 | 190 | н.а. | н.а. | н.а. |
| La | 22 | 48 | 19 | 26 | н.а. | н.а. | н.а. |
| n | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |

Примечание: Породы из разреза левого борта р. Улитка, ниже ключа Гусиног. Здесь и далее: * Химические анализы пород проводились методом мокрой химии в ДВ Геологическом институте ДВО РАН.

** Определение элементов осуществлялась количественным спектральным анализом, аналитик - Азарова Л.И. (ДВГИ).

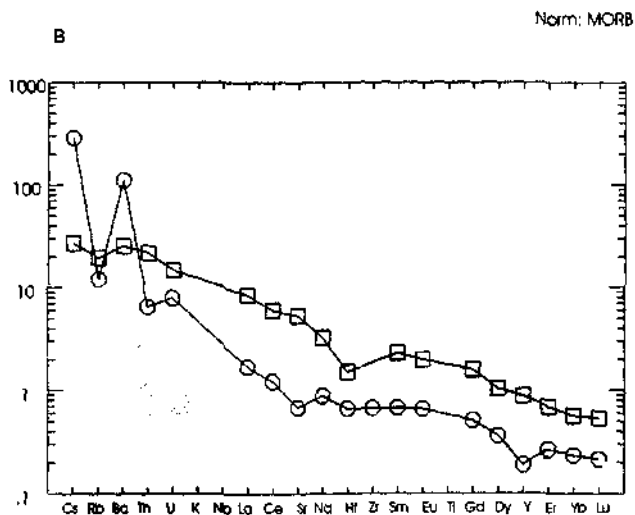
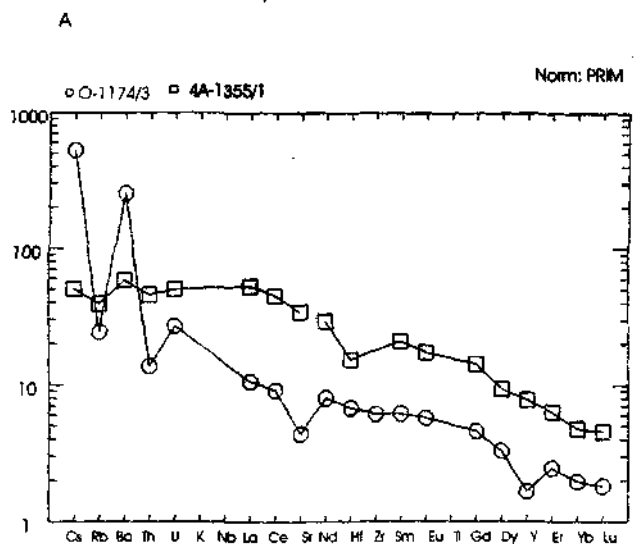


Рис. 16. Концентрации редких и REE в породах меймечит-пикрит-щелочнобазальтовой серии Алчанского прогиба, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В).
1174/3-меймечит (Катэн), 1355/1 - щелочной базальт (р.Улитка).

Табл. 4
Средний химический состав базальтов
Киселевско-Маноминского комплекса

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 49,07 | 53,89 | 47,9 | 47,42 | 47,21 |
| TiO ₂ | 2,34 | 1,71 | 2,44 | 2,27 | 2,57 |
| Al ₂ O ₃ | 17,34 | 14,89 | 15,5 | 14,68 | 16,2 |
| FeO | 13,03 | 9,3 | 11,56 | 12,57 | 12,78 |
| MnO | 0,11 | 0,21 | 0,19 | 0,12 | 0,13 |
| MgO | 4,91 | 3,76 | 6,84 | 7,31 | 8,52 |
| CaO | 6,04 | 7,83 | 9,63 | 9,73 | 7,05 |
| Na ₂ O | 5,04 | 5,67 | 4,46 | 3,87 | 4,22 |
| K ₂ O | 0,89 | 1,64 | 0,72 | 0,77 | 0,07 |
| P ₂ O ₅ | 0,45 | 0,4 | 0,31 | 0,3 | 0,35 |
| n | 7 | 5 | 13 | 12 | 1 |
| Rb | 14 | 32 | 10 | 9 | 0 |
| Sr | 432 | 344,5 | 372 | 420 | 289 |
| Rb/Sr | 0,03 | 0,09 | 0,03 | 0,02 | 0 |
| n | 4 | 2 | 12 | 9 | 1 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0,7055 | 0,7069 | 0,7053 | 0,7046 | 0,7064 |
| n | 7 | 4 | 12 | 11 | 1 |
| Zr | 167 | 136 | 150 | 154 | 183 |
| Nb | 38 | 22 | 26 | 27 | 31 |
| Y | 17 | 20 | 19 | 19 | 22 |
| Nb/Zr | 0,22 | 0,16 | 0,17 | 0,17 | 0,17 |
| n | 4 | 2 | 12 | 9 | 1 |

Примечание. Вулканические потоки: 1-2 - верхней пластины; 3-4 - средней пластины; 5 - нижней пластины (Войнова и др. 1994 г.); n - количество анализов.

Рассматривая геологические особенности этих базальтов, а также повышенные значения изотопных соотношений, можно сделать вывод, что расплавы испытали контаминацию коровым материалом, что, возможно, соответствует обстановке грабена (по Уткину, 1999).

Лампритовый (пикрит-щелочно-базальтовый) вулканизм

К образованиям этой серии относятся трубки взрыва и мелкие субвулканические массивы, которые были выделены в объеме даянского комплекса (Огнянов, 1978; Максимов, 1978, 1982; Вулканические ..., 1984; и др.) на восточной окраине Баджалского вулканического свода в зоне пересечения северо-восточного и субширотных, а также кольцевых разломов, оконтуривающих вулканоген. Возраст пикрит-щелочно-базальтовых массивов определяется геологическими наблюдениями и данными абсолютного возраста (115-117 млн. лет, по устному сообщению Максимова С.О.).

Большое количество трубчатых тел, даек и мелких массивов обнажаются в басс. р. Лев. Ярап и его притоков. Размер этих тел не более первой сотни метров. Трубки взрыва представлены лаво-экструзивными и ксеногенными брекчиями, сцементированными плотными лавами. В составе обломков – породы фундамента. Лавы представлены породами сложнодифференцированного ряда – от оливин-клинопироксеновых, флогопит-керсутитсодержащих пикритов до трахитов. Преобладающими породами являются слюидистые и керсутитсодержащие пикриты (Максимов, 1982). Единственным, заведомо интрузивным аналогом этих пород, является Левоярапский массив. Фазы, выделенные в пределах этого массива, отражают этапы магматизма этой серии. Характерно, что для интрузивных фаций отмечается определенная расслоенность – наличие рудно-апатит-пироксеновой сегрегации и прослоев щелочных габброидов, моноцитонитов, цирконсодержащих сиенитов.

Первая фаза представлена щелочными габброидами с широкими фаціальными разностями от ультраосновных пироксенитов до диоритсиенитов и от пикритов до щелочных базальтов в эффузивных фациях. Ко второй фазе относятся лейкократовые крупнопорфировые сиениты и их эффузивные аналоги – трахиты.

Весьма своеобразен и минеральный состав пород этой серии. Пикриты характеризуются ассоциацией клинопироксена и оливина во вкрапленниках. Клинопироксены из пикритов и щелочных габброидов относятся к высокотитанистым салитам, с высоким содержанием чернокитовой молекулы. Биотиты относятся к высокотитанистым разностям. Керсутиты отличаются также высокой титанистостью и

глиноземистостью при пониженной железистости и кремнекислотности. В ассоциации с ними находятся и титано-магнетиты.

Щелочные габброиды характеризуются более полной ассоциацией минералов: клинопироксен с железистостью около 22 %, ортоклаз, титано-магнетит, плагиоклаз № 52, высокотитанистый биотит с железистостью 38-45 %, керсутиты, апатит и сфен. Сиениты – это ассоциации ортоклаза, альбит-олигоклаза и циркона. В сиенитах отмечаются полосы, обогащенные цирконом.

Химизм пород свидетельствует о широких вариациях состава серии (табл. 1). Для него характерна высокая титанистость и калиевость как основных, так и кислых дифференциатов, высокие содержания фосфора, особенно в меланократовых породах. Следует подчеркнуть, что при общей схожести основных черт петрохимических особенностей в эффузивных и интрузивных (субвулканических) фациях намечаются четкие различия в содержании как отдельных петрогенных окислов, так и микроэлементов (табл. 1). Характерны более высокие содержания титана, фосфора, магния, соотношений K_2O/Na_2O и более низкая – глинозема в эффузивных фациях по сравнению с интрузивными. Это же относится и к микроэлементам: высокие концентрации Cr, Cu, V, Ni в эффузивах и низкие – в интрузивах, и особенно в трахитах, но одновременно возрастает содержание бора и свинца, олова. Таким образом, можно суммировать, что соотношения Ni/Co, Ni/V, Cr/V значительно выше в эффузивах.

Сопоставление с известными проявлениями лампроитов мира показывает, что породы эффузивных фаз близки к лампритам Арканзаса, США, но высокие отношения Al_2O_3/K_2O+Na_2O при средней железистости, позволяет считать, что лавы могут быть отнесены к производным лампролитовой серии, но имеющими региональную особенность, причины которой будут рассмотрены ниже.

Редкоземельный спектр этих пород (рис. 17) показывает, что породы отличаются рядом особенностей. Породы интрузивных фаций (Левоярапский массив) по своим петрохимическим и минералогическим особенностям в большей степени сопоставимы с шшонит-абсорокитовыми комплексами трансформных окраин калифорнийского типа, для которых характерны особенности, отмеченные для Левоярапского массива Баджальской зоны. Причины таких различий могут быть разные: либо все это связано с условиями дифференциации в приповерхностных очагах и влиянием флюидного режима, либо с совмещением этапов лампроитового и шшонит-абсорокитового вулканизма. Возможно и влияние геодинамического режима.

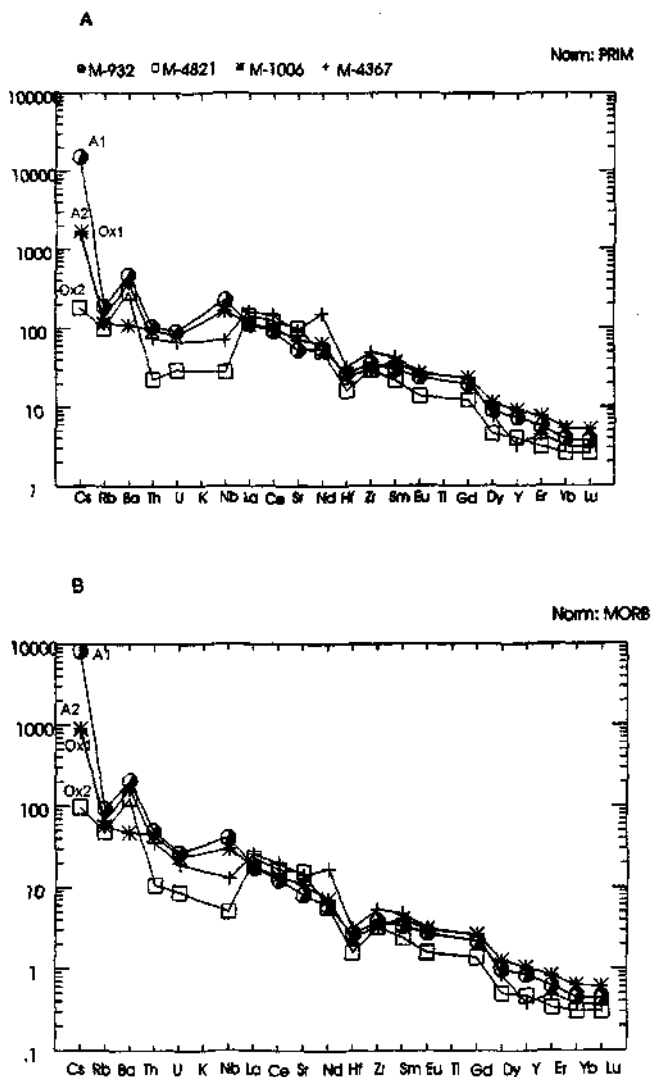


Рис. 17. Концентрации редких и REE в породах лампроитовой серии Бурейского (932 и 1006) и Охотского (4821 и 4367) массивов, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В). Пробы предоставлены С.О. Максимовым.

Вулканизм высокомагнезиальных андезитов грабенов, рифтов и приразломных бассейнов

Детальные геологические и петрогеохимические исследования вулканических поясов Востока Азии и особенно Среднего Приамурья выявили ряд особенностей их формирования и состава вулкано-плутонических формаций (Сахно, 1965, 1976, 1994; Моисеенко, Сахно, 1982; Вулканические ..., 1984; Тихоокеанская окраина ..., 1991; и др.). Главные из них:

1. Вулканогенные, вулкано-плутонические образования строго приурочены к протяженным зонам разломов, вне которых они встречаются редко. В связи с этим, были выделены внутриконтинентальные пояса транзитного и пограничного типов (Сахно, 1976, 1994). Первые пересекают структуры основания (кристаллические массивы, древние складчатые комплексы и т.д.), а вторые приурочены к разделам структур и, как правило, наследуют древние сугурные швы. Для первых характерна малая доля вулкано-плутонических внедрений, главным образом, в виде трещинных тел (Синкайский разлом и интрузив вдоль него; и т.д.) и небольшие мощности вулканогенных образований, которые развиты вдоль бортов или совместно с угленосными породами слагают осадочно-вулканогенные толщи (впадины Цзиси, Мишань, Тырминская и др.). Для пограничных (впадины Огоджинская, Умлеканская - на севере Амурской МЦТ, Иншань-Яншаньская - на юге) характерны значительные мощности вулканогенных образований и более масштабно проявлена интрузивная деятельность.

2. При детальном петрохимическом и геохимическом исследованиях было выявлено, что основная масса вулканических пород представлены средними эффузивами. Эти особенности характерны для центральных частей транзитных поясов. За пределами внутреннего овала МЦТ, в пределах транзитных поясов, появляются зоны кислого вулканизма - Баджалская, Эзопская (Малохинганский пояс) (Сахно, 1976).

3. При сопоставлении геохимического состава вулкано-плутонических формаций внутриконтинентальных поясов с островодужными выявилась специфика - отличие от типичных известково-щелочных серий субконтинентальных магматических комплексов: монцитонитомодностью, микроэлементным составом - повышенным содержанием таких элементов как Nb, наряду со сравнительно низкими концентрациями Rb, Sr и т.д. Наиболее свойственно это для транзитных поясов, в меньшей степени - пограничных. Это позволило, наряду с циркум-тихоокеанским типом зональности, выделить зональность по периферии Амурского блока, т.е. по внешнему контуру Амурской МЦТ. Наиболее ярко это выразилось в характере изменения микроэлементов (Ba, Sr, Rb, Cs, Ni и др.) от окраинных частей мегаструктуры вглубь ее. Была отмечена в целом специфика пород для всего Амурского

блока (Тихоокеанская окраина ..., 1991), что дало возможность отрицать механизм формирования вулканических серий внутриконтинентальных поясов. Анализ этих данных позволил выделить среди андезитовых ассоциаций вулканогенных образований новый петрогеохимический тип - высокомагнезиальные андезиты, для которых, как установлено, свойственны определенные черты, и рассматриваются условия происхождения, все связанные с субдукционным механизмом (Кан, 1978; Taisumi, Ishizaka, 1982; Saunders et al., 1987; Keleman, 1994; Волынец и др., 1998; и др.). Предполагается, что магнезиальные андезиты представляют собой один из типов примитивных магм активных окраин, связанных с геодинамическим режимом скольжения плит или под очень небольшим углом в условиях, близких к движениям по трансформным разломам, при которых возникают растяжения и система раздвигов, проникающих в мантийную область и вызывающих подъем мантии и флюидов. Нами предполагается, что такие условия были в Амурской мегаструктуре в позднем мезозое-кайнозое.

Как отмечалось выше, вулканические породы, слагающие внутриконтинентальные пояса, имеют определенную петрохимическую специфику. Тем не менее, какая-то ее часть по петрогеохимическим признакам может быть отнесена к известково-щелочным сериям с уклоном к латит-шошонитовой (латит-монционитоидной) (Сахно, 1976; Максимов, 1982; Вулканические ..., 1984; и др.). Монционитоидность, а главное активность калия при незначительно повышенных его уровнях в расплавах, - вот один из признаков андезитовых и андезит-дацитовых комплексов.

Среди пород, слагающих магматические комплексы, выделяется обширная группа пироксен-роговообманковых, плагиоклаз-роговообманковых и роговообманковых андезитов и андезито-дацитов с высокой долей порфировых вкрапленников. Большое количество вкрапленников (до 40 % в эффузивных и более 60 % в экструзивных) свойственно для магнезиальных андезитов. Дайки и экструзии прорывают покровные образования, сложенные пирокластическими и эффузивными фациями, а также осадочные и осадочно-угленосные образования в угленосных бассейнах (Тырминском, Наньяшань, Цзиси и др.; Сахно, 1976).

Большая часть экструзий и дайковых комплексов сосредоточена вдоль бортов рифтовых угленосных депрессий и за их пределами они встречаются редко. Возраст пород не выходит за пределы вулканогенных свит, вместе с которыми они обнаружены. Известны и более мощные вулканические тела - субвулканические интрузии (хребет Ноня и др.).

Как уже отмечалось, особенностью минеральных ассоциаций данных андезитов, является наличие амфибола вместе с пироксеном, плагиоклазом, а в более кислых дифференциатах - с калишпатом и биотитом. Более обычным является парагенезис для

роговообманковых андезитов: маложелезистой роговой обманки с основным лабрадором - $\text{Hb}_{25-33} - \text{Pl}_{35-65}$ или $\text{Hb}_{35-45} - \text{Pl}_{32-42}$ при высокой глиноземистости ($\text{Al}^{\text{IV}} = 1,87-2,1$ ф.е.) и титанистости (до 1,4-1,5 %). В таких парагенезисах и пироксены более магнезиальны ($f=28-33$ %). Но наиболее часто встречаются парагенезисы пироксен-роговообманковых андезитов, тяготеющих к внутренним зонам, находящихся во внутреннем овале Амурской мегаструктуры, более железистые по сравнению с периферийными, где в большей степени проявлены черты минеральных ассоциаций известково-щелочных серий (Сахно, 1976).

Пределы колебания основных петрогенных окислов для магнезиальных андезитов существенны: от 54 до 68 % SiO_2 , но, как правило, при достаточно высокой магнезиальности и повышенном содержании MgO . Это же относится и к сумме щелочей, при алкаитности менее или около 1. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ высокое, редко приближается к 1 (табл. 5, 6).

Весьма существенны содержания связанной воды, что характерно для роговообманковых андезитов этого региона (Сахно, 1976).

Анализ концентраций микроэлементов показал, что наиболее характерной чертой является высокое содержание хрома и никеля, но особенно хрома, что было отмечено как особенность лав внутриконтинентальных вулканитов, свойственные не только андезитам, но и другим породам (рис. 18, 19). При этом отмечалось, что при высокой концентрации этих элементов не снижается их железистость (особенно для основных лав), что определялось как "толентовая" тенденция (Сахно, 1976, 1994; Максимов, 1982; и др.). Но высокомагнезиальные андезиты отличаются прежде всего от одновозрастных андезитов других групп не только высокой магнезиальностью, но и более низкой концентрацией Rb, Y, Yb, Ta, что отражается высокими значениями Zr/Y , La/Yb при близких содержаниях Zr, La, Nb и др. Изотопный состав Sr, определенный в нескольких образцах, показал несколько завышенные значения, но ниже чем в островодужных или промежуточных сериях, это 0,704730-0,705630, 0,706270-0,706530, соответственно.

Сопоставления магнезиальных андезитов, выделенных из состава островодужных серий (Алеутская, п/о Камчатского мыса и др.) (Вольнец, 1998; Кау, 1978; и др.), с андезитами Амурской мегаструктуры выявил элементы сходства и различия. Сходство отмечается в целом для составов пород, в том числе и такая особенность как минеральные ассоциации вкрапленников, их состав, а также высокое содержание воды даже в свежих образцах. Такое же сходство свойственно и по концентрациям Sr, Ni, Co и их отношениям. Различия отмечаются в отношении некоторых редких элементов, например, по содержанию лантана и др., их вариациям, что сближает их с типами пород промежуточными между высокомагнезиальными и островодужными. Но главное, что определяет их магнезиальный

Содержание главных (мас.%) и редких элементов (г/т в магматических)
андезитах рифтов и грабенов Амурской мегаструктуры

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 55,09 | 55,25 | 56,86 | 60,35 | 58,46 | 55,28 | 54,36 | 56,48 | 56,75 | 54,05 | 55,90 | 64,80 | 62,50 | 56,00 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,56 | 0,68 | 0,77 | 0,68 | 1,27 | 1,32 | 0,65 | 0,74 | 1,25 | 0,63 | 0,55 | 0,72 | 0,95 |
| Al ₂ O ₃ | 13,29 | 15,09 | 17,14 | 15,43 | 17,78 | 16,02 | 17,75 | 16,32 | 17,74 | 16,82 | 16,85 | 16,69 | 17,11 | 17,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,34 | 3,5 | 3,07 | 5,09 | 2,95 | 2,66 | 2,59 | 3,41 | 1,47 | 3,89 | 3,19 | 0,97 | 3,36 | 2,47 |
| FeO | 1,14 | 3,32 | 4,14 | 1,71 | 2,33 | 4,45 | 7,12 | 0,20 | 5,61 | 5,51 | 4,33 | 3,06 | 0,9 | 4,87 |
| MnO | 0,16 | 0,21 | 0,24 | 0,03 | 0,06 | 0,13 | 0,14 | 4,57 | 0,16 | 0,13 | 0,12 | 0,08 | 0,18 | 0,14 |
| MgO | 6,29 | 7,56 | 3,63 | 4,70 | 3,74 | 3,81 | 4,14 | 7,21 | 4,03 | 2,91 | 3,87 | 1,56 | 1,15 | 3,92 |
| CaO | 9,33 | 5,4 | 5,08 | 4,65 | 4,52 | 7,41 | 7,71 | 3,00 | 7,49 | 5,83 | 5,12 | 3,02 | 0,98 | 5,83 |
| Na ₂ O | 2,04 | 2,88 | 3,3 | 3,52 | 5,42 | 3,29 | 3,90 | 1,58 | 2,09 | 3,93 | 3,42 | 5,24 | 5,18 | 3,83 |
| K ₂ O | 0,64 | 0,44 | 0,75 | 0,80 | 0,81 | 1,05 | 1,00 | 0,23 | 1,38 | 3,35 | 2,75 | 2,84 | 5,34 | 2,33 |
| P ₂ O ₅ | 0,64 | - | - | 0,11 | 0,16 | - | - | - | 0,49 | 0,63 | 0,28 | 0,26 | 0,26 | 0,42 |
| Сумма | 97,54 | 94,21 | 96,89 | 97,16 | 96,89 | 96,28 | 97,03 | 93,65 | 97,95 | 96,30 | 96,66 | 99,29 | 97,68 | 96,40 |
| NI | 170 | 38 | 23 | 30 | 23 | 79 | 53 | - | - | 31 | 30 | 31 | 12 | 60 |
| CO | 45 | 25 | 17 | 6 | 3 | 27 | 32 | - | - | 15 | 24 | 13 | 3 | 22 |
| CU | 91 | 69 | 12 | 28 | 2 | 54 | 29 | - | - | 35 | 57 | 24 | 11 | 68 |
| CR | 130 | 72 | 91 | 140 | 140 | 650 | 83 | - | - | 41 | 45 | 85 | 17 | 79 |
| V | 240 | 170 | 140 | 54 | 19 | 160 | 190 | - | - | 130 | 96 | 81 | 39 | 140 |
| B | 14 | 48 | 13 | 9 | 1 | 14 | 9 | - | - | 13 | 13 | 9 | 7 | 21 |
| SN | 2 | 5 | 3 | 3 | 4 | 4 | 3 | - | - | 4 | 2 | 2 | 2 | 4 |
| PB | 7 | 5 | 8 | 4 | 170 | 9 | 8 | - | - | 14 | 21 | 23 | 27 | 23 |
| ZN | 65 | 130 | 63 | 79 | 140 | 71 | 100 | - | - | 90 | 87 | 84 | 87 | 94 |
| GA | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| AG | 0,07 | 0,06 | 0,08 | - | - | 0,06 | 0,21 | - | - | - | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,07 |
| MO | 1 | 3 | 1 | - | - | 2 | 0,5 | - | - | 2,5 | 2,7 | 1,1 | 2,1 | 3,8 |
| BE | - | - | 0,86 | - | - | 3 | 3 | - | - | - | - | - | - | - |
| TA | - | - | 1,2 | - | - | 2,5 | 2 | - | - | - | - | - | - | - |
| RB | н.о. | 2 | 11 | н.о. | н.о. | 14 | 2 | - | - | 25 | 3 | н.о. | 35 | 2 |
| SR | 215 | 281 | 481 | 360 | 662 | 359 | 346 | - | - | 771 | 561 | 667 | 472 | 642 |
| BA | 156 | 281 | 630 | 414 | 404 | 303 | 303 | - | - | 1275 | 827 | 909 | 2457 | 1105 |
| ZR | 45 | 58 | 80 | 71 | 83 | 84 | 99 | - | - | 370 | 198 | 162 | 552 | 246 |
| NB | 12 | 6 | 8 | 3 | 2 | 3 | 7 | - | - | 15 | 8 | 6 | 15 | 13 |
| ZA | 11 | 32 | 18 | 25 | 29 | 22 | 28 | - | - | 35 | 35 | 29 | 35 | 33 |
| CE | 21 | 26 | 26 | 21 | 31 | 35 | 23 | - | - | 102 | 49 | 39 | 88 | 77 |
| SM | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| ND | 4 | 10 | н.о. | 32 | н.о. | 0 | 8 | - | - | 31 | 27 | 1 | 44 | 32 |
| Y | 4 | 17 | 16 | 14 | н.о. | 19 | 14 | - | - | 31 | 10 | 0 | 20 | 11 |
| La/Yb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| La/Sc | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| La/Rb | - | 16 | 1,64 | - | - | 1,57 | 14 | - | - | 1,4 | 11,67 | 0,7 | 1 | 16,5 |
| Zr/Y | 11,25 | 3,41 | 5 | 5,07 | - | 4,42 | 7,07 | - | - | 11,94 | 19,8 | 4,7 | 27,5 | 22,36 |
| Ni/Sc | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ni/Cr | 1,31 | 0,53 | 0,25 | 0,21 | 0,16 | 0,53 | 0,84 | - | - | 0,76 | 0,87 | 0,43 | 0,71 | 0,76 |
| K/La | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ba/La | 14,18 | 8,78 | 35 | 16,56 | 13,93 | 13,77 | 10,82 | - | - | 36,43 | 23,63 | 20,87 | 70,2 | 33,46 |

Примечание: 1-14 - андезиты; 12-13 - дациты.

Содержание редких и редкоземельных элементов в магматических андезитах (в г/т)
рифтов и грабенах Амурской мегаструктуры

| Isotop | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|
| Cr | 36 | 47 | 91 | 89 | 90 | 140 | 100 | 170 | 120 | 87 | 22 | 93 |
| Sc | 8,2 | 5,2 | 18 | н.а. | н.а. | 9,50 | 26,00 | 16 | н.а. | 21 | 19 | 19,5 |
| Ti | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 3148 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 10722 |
| V | 73,0 | 38,0 | 150 | н.а. | н.а. | 73,7 | 130,0 | 110 | н.а. | 190 | 83 | 222 |
| Mn | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 610 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 1259 |
| Co | 9,9 | 4,4 | 24,0 | н.а. | н.а. | 16,9 | 22,0 | 18,0 | н.а. | 23,0 | 8,1 | 47,1 |
| Ni | 17,0 | 4,5 | 43,0 | н.а. | н.а. | 65,2 | 32,0 | 84 | н.а. | 27,0 | 5,6 | 203 |
| Cu | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 40,3 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 53,3 |
| Zn | 8,82 | н.а. | 58,2 | 65,5 | н.а. | 56,7 | 30,6 | 77,2 | н.а. | 70,2 | 38,9 | 99,4 |
| Ga | 15,1 | 4,61 | 17,6 | 17,0 | н.а. | 18,1 | 18,6 | 22,2 | н.а. | 19,3 | 17,9 | 20,5 |
| Ge | 0,58 | 0,28 | 1,56 | 2,25 | н.а. | 0,97 | 3,44 | 1,91 | н.а. | 3,92 | 1,73 | 1,63 |
| Rb | 39,3 | 43,7 | 40,0 | 55,0 | 22,0 | 63,9 | 97,4 | 12,6 | 18,0 | 7,8 | 50,7 | 17,2 |
| Sr | 543 | 103 | 546 | 416 | 499 | 257 | 509 | 614 | 438 | 485 | 314 | 419 |
| Y | 6,75 | 6,48 | 24,0 | 23,1 | 19,0 | 13,4 | 16,0 | 11,9 | 18,0 | 16,4 | 26,0 | 20,8 |
| Zr | 60,9 | 62,3 | 184 | 173 | 47,0 | 91,2 | 98,7 | 60,4 | 42,0 | 50,4 | 66,5 | 106 |
| Nb | 2,05 | 1,69 | 7,18 | 10,3 | 10,0 | 5,7 | 3,45 | 2,34 | 7,0 | 4,22 | 4,05 | 18 |
| Sn | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 3,0 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 1,2 |
| Cs | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 3,50 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 0,52 |
| Ba | 698 | 551 | 858 | 600 | 525 | 430 | 231 | 215 | 436 | 133 | 365 | 264 |
| La | 16,7 | 11,0 | 39,8 | 26,3 | 19,0 | 20,0 | 17,0 | 16,0 | 13,0 | 13,1 | 22,7 | 17,2 |
| Ce | 38,3 | 28,6 | 80,4 | 60,1 | 43,0 | 38,1 | 37,2 | 37,0 | 27,0 | 32,4 | 53,8 | 32,7 |
| Pr | 4,23 | 3,42 | 9,35 | 7,44 | 5,0 | 4,60 | 4,33 | 4,96 | 3,0 | 4,22 | 6,94 | 4,37 |
| Nd | 16,8 | 13,5 | 38,3 | 31,1 | 21,0 | 17,5 | 17,7 | 18,5 | 15,0 | 18,9 | 27,1 | 18,4 |
| Sm | 2,94 | 2,34 | 7,34 | 5,69 | 5,0 | 3,75 | 3,73 | 3,59 | 3,0 | 4,14 | 6,09 | 4,69 |
| Eu | 0,82 | 0,60 | 1,81 | 1,52 | 1,00 | 0,93 | 0,97 | 1,00 | 1,0 | 1,32 | 1,38 | 1,52 |
| Gd | 2,04 | 1,72 | 5,27 | 4,98 | 4,0 | 3,34 | 3,39 | 3,38 | 3,0 | 3,93 | 5,77 | 4,68 |
| Tb | 0,22 | 0,28 | 0,88 | 0,76 | 1,0 | 0,46 | 0,48 | 0,46 | н.а. | 0,61 | 0,90 | 0,68 |
| Dy | 1,23 | 1,20 | 4,38 | 4,69 | 4,0 | 2,59 | 2,70 | 2,43 | 3,0 | 3,23 | 5,73 | 3,60 |
| Ho | 0,28 | 0,28 | 0,87 | 0,84 | 1,0 | 0,51 | 0,58 | 0,49 | 1,0 | 0,66 | 0,95 | 0,71 |
| Er | 0,87 | 0,88 | 2,75 | 2,79 | 2,0 | 1,44 | 1,84 | 1,35 | 2,0 | 1,72 | 3,08 | 1,73 |
| Tm | 0,09 | 0,12 | 0,38 | 0,37 | 0,0 | 0,23 | 0,24 | 0,21 | 0,0 | 0,28 | 0,45 | 0,26 |
| Yb | 0,8 | 0,86 | 2,28 | 2,55 | 2,0 | 1,45 | 1,60 | 1,33 | 2,0 | 1,72 | 3,18 | 1,53 |
| Lu | 0,11 | 0,14 | 0,34 | 0,44 | н.а. | 0,20 | 0,29 | 0,21 | н.а. | 0,26 | 0,45 | 0,22 |
| Hf | 1,83 | 1,59 | 4,54 | 6,47 | 2,0 | 3,1 | 1,67 | 2,04 | 2,0 | 1,55 | 2,17 | 2,8 |
| Ta | 0,16 | 0,18 | 0,77 | 7,82 | н.а. | 0,3 | 0,37 | 0,25 | н.а. | 0,43 | 0,59 | 0,52 |
| W | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 1,3 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 0,30 |
| Pb | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 14,0 | 22,3 | н.а. | н.а. | 37,0 | н.а. | н.а. |
| Th | 3,56 | 3,02 | 10,2 | 12,5 | 3,0 | 8,17 | 4,59 | 2,80 | 3,0 | 4,34 | 11,1 | 2,11 |
| U | 238 | 0,28 | 1,38 | 2,71 | 1,0 | 2,62 | 1,19 | 1,18 | 1,0 | 0,73 | 2,43 | 0,44 |

Примечание: 1-4 - раннемеловые лавы разлома Нэнцзян (Б. Хинган, северо-западнее басс. Сунляо);
5-9 - раннемеловые андезиты грабенов рифта Таньлу; 10-12 - позднемеловые андезиты (Синенчинский, Самаргинский
комплексы) грабенов Восточного разлома (Восточно-Сихотэ-Алиинский вулканический пояс).

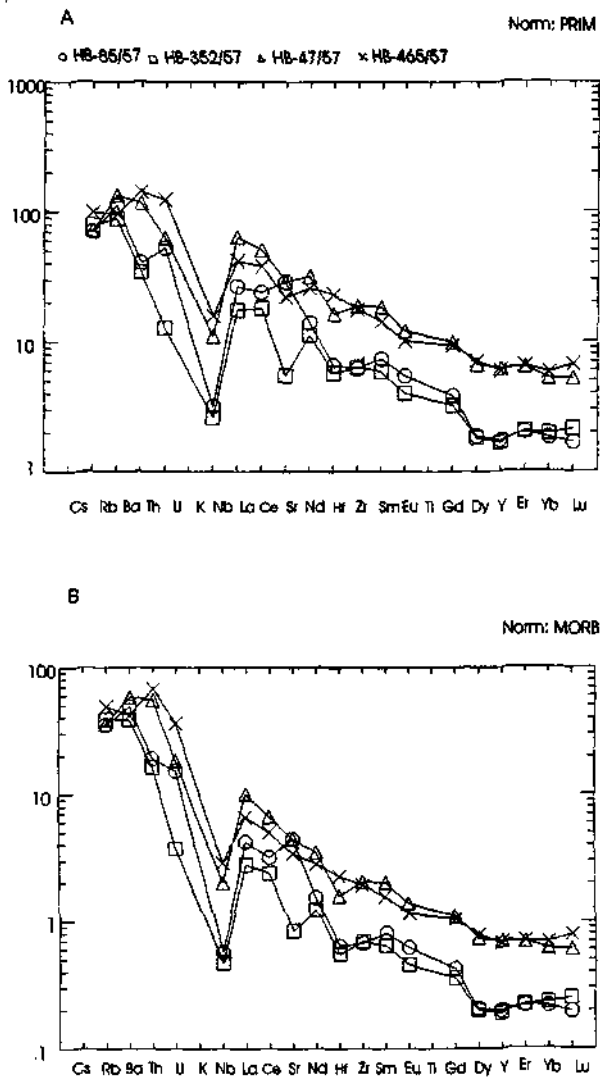


Рис. 18. Концентрации редких и REE в магнезиальных андезитах Амукой мегаструктуры, нормализованные к примитивной манти (А) и MORB (В).

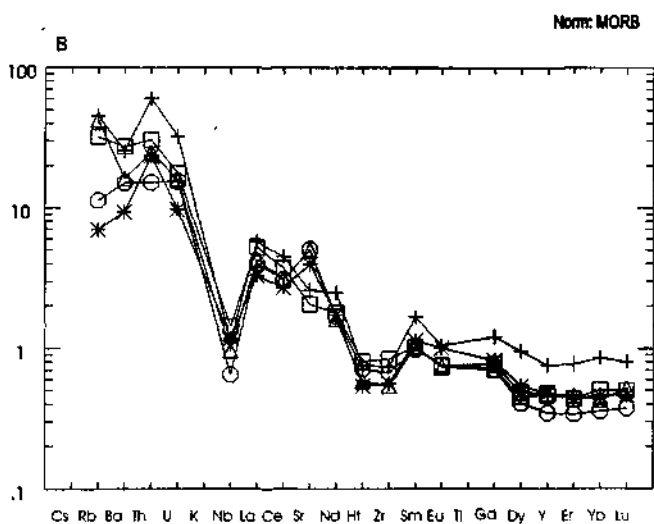
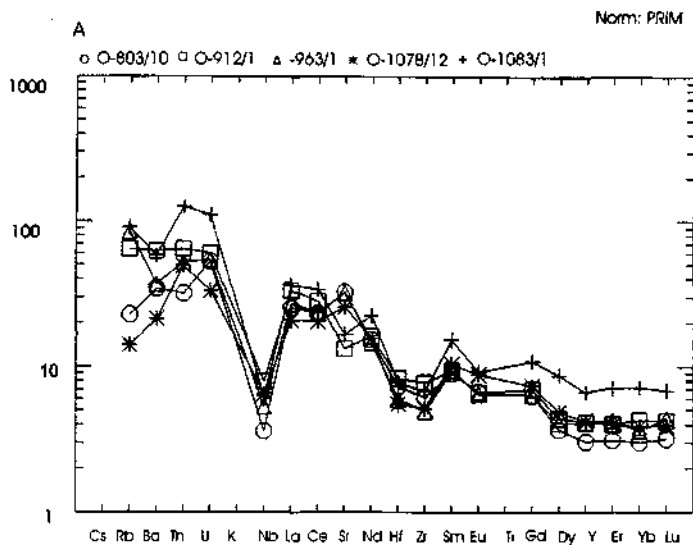


Рис.19. Концентрация редких и REE в магниевых андезитах центральных (803/10, 963/1, 912/1) и краевых (1078/12 и 1083/1) регионов мегаструктуры, нормализованные к примитивной мантии (A) и MORB (B).

тип, это минеральные ассоциации - наличие роговообманковых лав, которые редко встречаются в островодужных сериях. Это же определяет и высокое содержание воды в породах, что согласно экспериментам (Кадик и др., 1986) должно свидетельствовать о высоком (до 5 %) содержании воды в расплавах. Это же было подтверждено и при анализе газовой составляющей методом газовой хроматографии (Мойсеенко, Сахно, 1976, 1982; и др.) роговообманковых андезитов Малохинганского пояса Амурской мегаструктуры.

Вариации содержаний редкоземельных и редких элементов могут быть объяснены, как полагают некоторые исследователи (Вольнец и др., 1998; Кау, 1978), высокой степенью фракционирования между релитовыми минералами (гранатом, рутилом) и расплавом. Особенно это характерно в отношении Yb, Ti, а высокие содержания Cr и Ni - участием в выплавках мантийного плюма. Это было подтверждено и расчетами на основании уравнения Рзлея (Jogodzinski et al., 1995). Следует добавить, что возможность такого фракционирования определяется наличием граната в качестве фазы в андезитах (Сахно, 1965, 1976; Максимов, 1982; и др.), который кристаллизовался из расплава одним из первых минералов.

Безусловно, вариации содержания редких и REE элементов не исчерпываются механизмом, который был предложен выше. Возможно, это определяется взаимодействием расплавов с вмещающими породами, доказательством этому могут быть промежуточные типы пород.

Многие исследователи задаются одним и тем ж вопросом - степень родства магнезиальных андезитов как первичных магмы с типичными известково-щелочными породами, островодужного типа ? Однако, выше были приведены как региональные особенности пород внутриконтинентальных зон Амурской мегаструктуры, а именно некоторые отличия от типичных островодужных, что заставляет считать, что их происхождение вряд ли связано с субдукцией как универсальным механизмом (Сахно, 1976, 1994), а также весь комплекс минералого-геохимических признаков определял их генезис несколько иной.

Учитывая особенности геодинамического режима в позднем мезозое, а именно серии левосторонних сдвигов вдоль системы разломов с одновременным растяжением, можно полагать, что подъем горячей астеносферы в виде плюмажных струй оказывал (флюиды, расплавы и т.д.) влияние на формирование первичных магнезиальных расплавов. Если учесть особенности глубинного строения, то этот процесс явился главным в генезисе не только магнезиальных андезитов, но и целом всего магматизма этой структуры.

Щелочно-базальтовый вулканизм рифтов и центральных аппаратов

В кайнозое вулканизм на территории Амурской мегаструктуры проявлялся неоднократно: в данин - плиоцене, возможно в позднем палеогене, в миоцене и в голоцене. За последнее десятилетие появилось много данных по абсолютным датировкам вулканических толщ, возраст которых ранее определялся условно. Особенно это касается миоценовых, позднемиоценовых-плиоценовых покровов базальтов и центральных аппаратов. Это же касается и относительно геохимической характеристики как редкоземельной, так и изотопной, что, безусловно, затрудняет решение вопросов глубинного петрогенезиса. Наиболее интересными в этом плане являются работы китайских геологов, проведенные совместно с американскими и японскими учеными по Северо-Восточному Китаю (Chen et al.,). Получены новые данные по Восточному Приморью, благодаря совместным работам с японскими геологами (Мартынов, Окамура, 1993; Otofujii, Sakhno et al., 1996, 1999; и др.), что позволило более детально расчлнить базальтовые образования Восточного Сихотэ-Алиня и уточнить их возраст и, в частности, позднемеловых-палеоценовых кислых игнимбритов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, а также динамику движения как отдельных блоков, так и в целом Сихотэ-Алиня относительно Юго-Восточной Азии (Otofujii et al., Sakhno, 1997, 1998). Наиболее интересным являются работы по геохимической изтопии с использованием изотопов Sr и Nd, а также редкоземельных элементов, проведенные Ю.А.Мартыновым (1999) по Восточному Приморью, а также работы по центральной части Амурской мегаструктуры (группа вулканов Удаляичи) и щелочным базальтам Уссури-Амурской рифтовой зоны (Моисеенко, Сахно, 2000). Эти данные и послужили основой для характеристики ареального и рифтового вулканизма Амурской мегаструктуры в кайнозое.

Позднемеловые-плиоценовые вулканогенные образования, относящиеся к окраинно-континентальному Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу, достаточно детально были охарактеризованы в работах российских геологов (Сахно, 1984, 1991; Попов, 1986; Мартынов, 1982; и др.), а также в обобщающих многографиях (Вулканические ..., 1984; Тихоокеанская окраина, 1991; и др.). Были рассмотрены как вопросы геологического строения, состава вулканогенных комплексов, так и вопросы геодинамического режима формирования этих структур. Изотопная и геохимическая, особенно редкоземельная, характеристики стали возможны только в последние годы, что позволило более определенно наметить новый геодинамический рубеж завершающего этапа эволюции окраинно-континентального пояса. Он соответствует этапу перестройки структур пояса на рубеже даний-палеоцен, вовлечением региона, т.е. восточной окраины мегаструктуры, в рифтообразование, что отразилось в появлении геохимических характеристик,

свойственных переходным типам к внутриплитным обстановкам. К этому типу переходных пород относятся вулканы богопольского комплекса Сихотэ-Алинского пояса. Более поздние образования, представленные базальт-риолитовыми контрастными ассоциациями (Кедровская, Кизинская и др.), завершают развитие окраинного пояса и знаменуют вступление региона в этап рифтообразования и формирования платобазальтов, а в более позднее время (миоцен-поздний миоцен) – в вулканизм рифтовой стадии, связанный с растяжением как окраинной мегаструктуры, так и ее центральных частей. В связи с этим, более детальная геохимическая характеристика ассоциаций пород этого этапа, учитывая новые данные, позволяет наметить основные закономерности геодинамического режима, рассмотреть вопросы парагенезиса вулканических серий и построить петролого-геохимические модели вулканизма как активных окраин мегаструктуры, так и ее центральных частей. Таким образом, в общей схеме развития вулканизма в пределах мегаструктуры в кайнозойское время можно наметить несколько этапов: даний-палеоцен (+эоцен), олигоцен, раннемиоценовый и позднемиоцен-плиоценовый (+плейстоцен). Каждому из этапов соответствует формирование, главным образом, вулканогенных толщ. Определение возраста вулканогенных образований основано на малочисленных, а порой и противоречивых, палеофлористических данных. Абсолютных датировок также недостаточно, что весьма затрудняет корреляцию вулканогенных, пород особенно платобазальтов, развитых как в Восточном Сихотэ-Алине, так и в пределах всей Амурской мегаструктуры.

Общая геологическая характеристика. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, как одна из структур Восточно-Азиатского вулканического линеймента, был рассмотрен ранее и здесь его характеристика не рассматривается. Следует только подчеркнуть, что при общих чертах строения, свойственных всем звеньям Восточно-Азиатского вулканического линеймента, как структуре глобальной, для каждого из них характерны и свои особенности развития. Тем не менее, рубеж поздний мел-палеоген для всех звеньев линеймента является рубежом изменения геодинамического режима, что отражается и в изменении характера вулканических процессов и состава пород. Этапы, выделенные выше, отражают эти изменения.

К даний-палеоцен-зоеновому этапу относятся в Восточном Сихотэ-Алине кислые вулканы богопольской свиты, андезиты и андезито-базальты кузнецовской свиты и ее аналогов. Это кальдерные комплексы, связанные с развитием вулканических центров, главным образом, во внешней, меньше - внутренней зоне центральных и южных частях вулканического пояса. Химический состав и характеристика микроэлементного и редкоземельного содержания позволяют относить породы к переходным типам с

внутриплитными базитовыми чертами. Особенно это свойственно для более основных лав этого этапа (табл. 7, 8). Более молодые вулканические комплексы (олигоцен-нижеплиоценовые) представлены, главным образом, базальтоидными и бимодальными формациями. Они слагают покровы вулканических плато, а также отдельные центры и субвулканические интрузии вдоль побережья Японского моря. Наиболее полно этот этап проявился в северной части Сихотэ-Алиня. Они выделены в свиты сизиманскую, колчанскую, кизинскую – на севере; салибезскую, максимовскую, кизинскую – в Центральном и суворовскую и ее аналогов – в Южном Сихотэ-Алине. Породы этих свит, особенно северной части, достаточно полно охарактеризованы данными абсолютных возрастов (Мартынов, 1999), и в некоторых разрезах – флористическими отпечатками (Олейников, 1989; Ахметьев, 1974; и др.) (табл. 9).

Позднемиоцен-плейстоценовый этап представлен значительно шире. Вулканы известны на севере, в Центральной и Южном Сихотэ-Алине, Южном Приморье, в бассейне Амура, в центральных и западных частях внутреннего овала Амурской мегаструктуры и за его пределами (Сахно, Денисов, 1963; Peng et al., 1976; Wu et al., 1984; и др.). К образованиям этого типа относятся совгаванская свита Совгаванского, Нельминского плато Северного Сихотэ-Алиня, базальтоиды Шкотовского, Борисовского плато Южного Приморья, базальтовые плато рифтовой системы Таньлу (Муданьцзянское, Нэнцзянское, впадины Люхэ, басс. Среднего и Нижнего Амура и т.д.), многочисленные моногенные вулканы Уссури-Амурской рифтовой зоны и др. Возрастные пределы формирования платобазальтов и центральных моногенных вулканов определены на основе абсолютных датировок и укладываются от наиболее ранних, в пределах 12-13 млн. лет, для Шкотовского и Борисовского плато (устное сообщение С.В.Рассказова) до 8-6 и 5-4 млн. лет – для молодых образований Совгаванского и Нельминского плато (Мартынов, 1999). Для центральной, внутренней частей Амурской мегаструктуры предел формирования базальтов плато растянут во времени от раннего миоцена до четвертичного возраста. Здесь известны долинные покровы платобазальтов (оз.Циньбоху, р. Муданьцзян и др.), приуроченные к рифтам системы Таньлу-Дуньхуа-Мишань (Дунмин), Илань-Итун и др., возраст которых определяется как миоцен-плейстоцен (Peng et al., 1976; Wu et al., 1987; и др.).

Самые современные извержения характерны для вулканических центров группы Удаляичи и Байтоушань (Пектусан). Последний располагается за пределами Амурской мегаструктуры, за юго-восточным ее флангом.

Петрографические и петрогеохимические особенности кайнозойских комплексов
 Разнообразие геодинамических обстановок, развитие различных типов проявления кайнозойского вулканизма отразилось и на разнообразии как петрографических типов, так

Содержание редких и редкоземельных элементов в лавах и экзрузиях промежуточных серий мезозойских рифтах и вулканических ареалах континентальных зон Амурской мегаструктуры

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 64.06 | 54.08 | 55.09 | 70.90 | 70.33 | 74.24 |
| TiO ₂ | 0.43 | 0.77 | 0.58 | 0.51 | 0.23 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 15.60 | 17.55 | 13.29 | 12.72 | 16.82 | 13.86 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.78 | 4.93 | 8.34 | 3.55 | 0.78 | 0.55 |
| FeO | 2.60 | 4.15 | 1.14 | 3.31 | 2.11 | 1.32 |
| MnO | 0.05 | 0.24 | 0.16 | 0.04 | 0.09 | 0.05 |
| MgO | 2.16 | 2.78 | 6.29 | 0.55 | 0.52 | 0.46 |
| CaO | 4.03 | 6.19 | 9.33 | 1.04 | 3.11 | 1.35 |
| Na ₂ O | 3.17 | 2.50 | 2.04 | 3.20 | 3.14 | 3.78 |
| K ₂ O | 1.12 | 0.62 | 0.64 | 3.70 | 3.43 | 4.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.09 | 0.09 | - | - | 0.09 |
| H ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | - | - | - |
| п.л.п. | 3.81 | 5.47 | 2.51 | - | - | - |
| Сумма | 99.47 | 99.37 | 99.50 | 99.52 | 100.53 | 99.67 |
| Sc | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 7,89 | 2,49 |
| Ti | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 365 |
| V | н.а. | н.а. | 57 | н.а. | н.а. | 8,08 |
| Mn | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 180 |
| Co | 1,0 | 24 | 170 | 7 | н.а. | 0,68 |
| Ni | 1,0 | 25 | 45 | 4 | н.а. | 1,75 |
| Cu | 3,0 | 27,0 | 63,0 | 84,0 | 8,75 | 0,0 |
| Zn | 40,4 | н.а. | н.а. | 60 | н.а. | 17,9 |
| Ga | 20,2 | н.а. | н.а. | н.а. | 19,8 | 19,2 |
| Ge | 1,11 | н.а. | н.а. | н.а. | 0,89 | 0,7 |
| Rb | 35,9 | 13,0 | 26,0 | 149 | 210 | 369 |
| Sr | 250 | 377 | 221 | 82,0 | 117 | 15,8 |
| Y | 16,2 | 18,0 | 15,0 | 25,0 | 32,5 | 33,1 |
| Zr | 75,7 | 101 | 22,0 | 28,0 | 40,4 | 56 |
| Nb | 5,14 | 13,0 | 4,0 | 7,0 | 10,6 | 26 |
| Mo | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 0,95 | 0,4 |
| Sn | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 5,74 | 2,6 |
| Cs | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 11,8 |
| Ba | 391 | 274 | 140 | 652 | 724 | 46,2 |
| La | 20,9 | 16,0 | 7,0 | 23,0 | 33,2 | 21,7 |
| Ce | 44,7 | 32,0 | 14,0 | 48,0 | 78,8 | 61,3 |
| Pr | 5,26 | 4,0 | 2,0 | 5,0 | 8,27 | 6,22 |
| Nd | 19,6 | 16,0 | 9,0 | 19,0 | 29,4 | 23,3 |
| Sm | 3,74 | 3,0 | 2,0 | 4,0 | 6,19 | 5,72 |
| Eu | 0,99 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,88 | 0,15 |
| Gd | 3,70 | 3,0 | 3,0 | 4,0 | 5,48 | 4,98 |
| Tb | 0,50 | н.а. | н.а. | 1,0 | 0,83 | 0,79 |
| Dy | 2,90 | 3,0 | 3,0 | 4,0 | 5,04 | 5,41 |
| Ho | 0,61 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,97 | 1,12 |
| Er | 1,74 | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 2,89 | 3,58 |
| Tm | 0,29 | н.а. | н.а. | н.а. | 0,48 | 0,74 |
| Yb | 1,89 | 2,0 | 1,0 | 3,0 | 2,95 | 4,58 |
| Lu | 0,28 | н.а. | н.а. | н.а. | 0,41 | 0,66 |
| Hf | 2,32 | 3,0 | 1,0 | 1,0 | 1,66 | 2,43 |
| Ta | 0,45 | н.а. | н.а. | н.а. | 0,64 | 5,57 |
| W | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 1,96 |
| Pb | н.а. | 5,0 | 1,0 | 37,0 | 17,5 | 30,8 |
| Th | 5,65 | 3,0 | 1,0 | 1,0 | 12,4 | 31,1 |
| U | 1,32 | 1,0 | н.а. | 2,0 | 1,52 | 5,40 |

Примечание: 1-3 - лава и туфы станолитского комплекса (ранний мел); 4-6 - Баджалский комплекс (поздний мел): 4 - риолит, 5 - экзрузия, 6 - Биотитовый гранит.

Табл. 8

Содержание редких и редкоземельных элементов в переходных сермах (даний-зоцен)

| Isotop | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 67,77 | 67,42 | 63,80 | 73,54 | 62,68 | 52,55 | 49,3 | 47,0 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,42 | 0,85 | 0,14 | 0,70 | 1,05 | 1,53 | 1,97 |
| Al ₂ O ₃ | 14,64 | 14,13 | 16,01 | 12,96 | 16,62 | 18,9 | 18,03 | 17,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,9 | 1,81 | 3,41 | 0,86 | 1,57 | 4,32 | 2,64 | 3,7 |
| FeO | 1,62 | 2,93 | 1,74 | 1,62 | 3,46 | 3,49 | 6,67 | 7,57 |
| MnO | 0,07 | 0,05 | 0,10 | 0,08 | 0,13 | 0,27 | 0,16 | 0,17 |
| MgO | 1,41 | 0,84 | 1,23 | 0,10 | 1,40 | 4,49 | 6,54 | 6,85 |
| CaO | 2,06 | 2,54 | 3,40 | 0,45 | 4,05 | 8,66 | 7,08 | 7,95 |
| Na ₂ O | 3,66 | 3,54 | 4,32 | 3,46 | 4,43 | 2,7 | 3,2 | 2,71 |
| K ₂ O | 3,35 | 3,1 | 2,63 | 5,14 | 3,02 | 1,4 | 0,86 | 1,55 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,26 | 0,20 | 0,19 | 0,16 | 0,59 | 0,63 | 0,39 |
| H ₂ O | 0,2 | 0,58 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| H ₂ O ⁺ | 1,36 | 1,96 | 1,88 | 1,10 | 1,80 | 0,56 | 3,23 | 1,9 |
| п.п.п. | 99,58 | 99,58 | 99,57 | 99,64 | 100,02 | 99,6 | 100,27 | 99,65 |
| Cr | н.а. | н.а. | 14,0 | 2,0 | 14,0 | 150 | 78 | 48 |
| Sc | н.а. | 6,0 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| V | н.а. | н.а. | 41,0 | н.а. | 63,0 | 170 | 220 | 110 |
| Co | н.а. | н.а. | 7,0 | н.а. | 13,0 | 34 | 20 | 52 |
| Ni | н.а. | н.а. | 6,0 | н.а. | 19,0 | 100 | 48 | 72 |
| Cu | н.а. | 23,1 | 20,0 | н.а. | 47,0 | 36,00 | 57 | 79 |
| Zn | 18,7 | 50,1 | 49,8 | 70,2 | 38,9 | 120,00 | 130 | 60 |
| Ga | 14,8 | 19,6 | 18,5 | 19,3 | 17,9 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ge | 1,39 | 1,71 | 3,89 | 3,92 | 1,73 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Rb | 81,4 | 52,7 | 65,6 | 7,8 | 50,7 | 29,0 | 19 | 29 |
| Sr | 209 | 175 | 251 | 485 | 314 | 973 | 781 | 1055 |
| Y | 19,1 | 27,8 | 30,5 | 16,4 | 26,0 | н.а. | 27,0 | 29,0 |
| Zr | 106 | 76,4 | 102 | 50,4 | 66,5 | 317 | 140 | 99 |
| Nb | 3,90 | 11,4 | 5,84 | 4,22 | 4,05 | н.а. | 14,0 | 12,0 |
| Sn | н.а. | 0,0 | 4,0 | н.а. | 5,0 | 5,0 | 1,0 | 3,0 |
| Cs | н.а. | 4,45 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ba | 698 | 612 | 483 | 133 | 365 | 600 | 550 | 0,0 |
| La | 19,7 | 30,0 | 29,4 | 13,1 | 22,7 | н.а. | 26 | 13,5 |
| Ce | 43,0 | 43,4 | 66,9 | 32,4 | 53,8 | н.а. | 53 | 25 |
| Pr | 5,05 | 6,71 | 7,56 | 4,22 | 6,94 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Nd | 20,1 | 27,3 | 31,8 | 18,9 | 27,1 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Sm | 4,17 | 5,44 | 6,21 | 4,14 | 6,09 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Eu | 0,89 | 1,11 | 1,63 | 1,32 | 1,38 | н.а. | 2,18 | 1,6 |
| Gd | 3,39 | 4,73 | 6,49 | 3,93 | 5,77 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Tb | 0,58 | 0,80 | 0,96 | 0,61 | 0,90 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Dy | 3,78 | 4,34 | 5,75 | 3,23 | 5,73 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ho | 0,77 | 0,89 | 1,19 | 0,66 | 0,95 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Er | 2,46 | 3,01 | 4,07 | 1,72 | 3,08 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Tm | 0,36 | 0,46 | 0,52 | 0,28 | 0,45 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Yb | 2,73 | 2,82 | 3,26 | 1,72 | 3,18 | н.а. | 2,3 | 2,3 |
| Lu | 0,43 | 0,46 | 0,63 | 0,26 | 0,45 | н.а. | 0,33 | 0,33 |
| Hf | 3,67 | 3,72 | 3,85 | 1,55 | 2,17 | н.а. | 3,58 | 4,6 |
| Ta | 0,41 | 0,06 | 0,85 | 0,43 | 0,59 | н.а. | н.а. | н.а. |
| Pb | н.а. | 13,23 | н.а. | н.а. | 34,0 | 6,0 | 15 | 5 |
| Th | 14,71 | 9,97 | 16,7 | 4,34 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| U | 3,44 | 1,59 | 4,55 | 0,73 | 2,43 | н.а. | н.а. | н.а. |

Примечание: 1-3 - Богопольский комплекс (даний-зоцен): 1 - Лово-Соболевские интимибриты, 2 - Богопольские интимибриты, 3 - экструзия в. Шандуй; 4 - риолит (дайка); 5 - андезит-дацит (Маастрихт-даний); 6-8 - высокоглиноземистые базальты (Мартьянов, 1999)

Табл. 9
 Абсолютный возраст и содержание радиогенных изотопов в различных типах
 базальтов Восточного Приморья и Уссури-Амурской системы

| Привязка | Возраст (млн. лет) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Sr1 | $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Nd1 | |
|-------------------------------------|---------------------------|---------------------------------|----------|-----------------------------------|----------|----------|
| высокоглиноземистые базальты | | | | | | |
| 1 | ЮВ ₃ | 54.81±1.83 | 0,705157 | 0,70513 | 0,512662 | 0,51264 |
| 2 | ЮВ ₃ | 47.30±1.21 | 0,705097 | 0,705091 | 0,512647 | 0,512608 |
| 3 | СВ ₃ | 36.7±1.07 | 0,703945 | 0,703872 | 0,512787 | 0,512762 |
| 4 | СВ ₃ | 24.81±0.76 | 0,703896 | 0,70388 | 0,512886 | 0,512855 |
| 5 | ЦВ ₃ | 24.38±0.76 | 0,703955 | 0,70393 | 0,512827 | 0,512806 |
| 6 | ЦВ ₃ | 34.85±1.09 | 0,704806 | 0,70478 | 0,512738 | 0,51272 |
| 7 | ЦВ ₃ | 29.02±0.91 | 0,703771 | 0,703762 | 0,512881 | 0,512856 |
| 8 | ЦВ ₃ | 33.84±1.05 | 0,704438 | 0,704412 | 0,512732 | 0,512715 |
| платобазальты | | | | | | |
| 9 | Шкотовское | 11.81±0.34 | 0,704693 | 0,704679 | 0,512649 | 0,512632 |
| 10 | плато | 8.85±0.51 | 0,70448 | 0,704474 | 0,512791 | 0,51278 |
| 11 | Совгаванское | 11.89±0.37 | 0,704362 | 0,7435 | 0,512804 | 0,51278 |
| 12 | плато | 8.05±0.25 | 0,704126 | 0,704108 | 0,512647 | 0,512639 |
| 13 | | 6.43±0.17 | 0,703859 | 0,70384 | 0,512705 | 0,512686 |
| 14 | Нельминское | 6.37±0.2 | 0,703853 | 0,703839 | 0,512815 | 0,512785 |
| 15 | плато | 4.96±0.26 | 0,704085 | 0,704064 | 0,512743 | 0,512722 |
| 16 | Балонь | 9.60±0.06* | 0,70462 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 17 | Дедушка | 12.0±1.0 | 0,704685 | н.а. | н.а. | 0,512709 |
| 18 | Сальский | н.а. | 0,704226 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 19 | Лесозавод- ская трубка | 30.5±1.5 | 0,704473 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 20 | Бабушка | **4.78 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| 21 | Святино | н.а. | 0,704055 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 22 | Медвежий | н.а. | 0,704321 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 23 | Борисовка | н.а. | 0,704406 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 24 | Барановский | 8.0± | 0,704600 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 25 | Борис. плато | 12.0± | 0,704705 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 26 | Плато Алчан | 15.0±1.0 | 0,704582 | н.а. | н.а. | н.а. |
| 27 | Плато Алчан (трахит) | 13.5±1.5 | 0,704462 | н.а. | н.а. | н.а. |

Примечание. Sr1 и Nd1 - рассчитанные первичные соотношения изотопов Sr и Nd.

Примечание: 1-15 - по данным Ю.А. Мартынова (Мартынов, 1999 г.); 1-8 - высокоглиноземистые базальты Восточного-Приморья: 1-2 - южная зона, 3-4 - северная зона, 5-8 - центральная; 9-15 - платобазальтов: 9-10 - Шкотовское, 11-13 - Совгаванское, 14-15 - Нельминское; 16-24 - вулканы и трубки Уссури-Амурской рифтовой зоны; 25-27 - плато: 25 - Борисовское, 26 - базальт Алчанского рифта, 27 - трахит верхней части покрова, *16 - образец Ar/Ar возраст (Приходько и др., 1996); **20 - K/Ar возраст (Рассказов и др., 2000)

и петрогеохимических составов. Особенности составов минеральных ассоциаций вкрапленников петрохимических типов были рассмотрены детально в работах Сахно В.Г., Попова В.К., Мартынова Ю.А., Михайлова В.А. и многих других. Было подчеркнuto, что для более ранних вулканитов (дат-палеогеновых) свойственно проявление латеральной зональности как в изменении минеральных ассоциаций вкрапленников, так и в петрогеохимическом составе с востока на запад даже в пределах структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Вулканические ..., 1984). Во фронтальных частях, как правило, это более основные типы пород, минеральные ассоциации более кальциевые, более магниезнальные и натровые, в тыловых – они более железистые, существенно калиевые и более щелочные. Такие же особенности свойственны и для распределения микроэлементов, что позволило предполагать влияние субдукционного механизма на условия их генезиса. В то же время было отмечено, что появляются некоторые особенности в поведении таких элементов, как Та, Nb, их необычно высокие концентрации в лавах этого этапа, что не свойственно лавам типично островодужных комплексов. Вместе с этим отмечается повышение концентраций и других когерентных и некогерентных элементов, а главное – накладывается “базитовый” отпечаток на характер ассоциации микроэлементов, что позволяло связывать условия их происхождения с влиянием глубинных (возможно, мантийных) процессов (Сахно, 1971, 1976; Монсеенко, Сахно, 1982; и др.).

Более детальные геохимические исследования состава этих пород с привлечением редкоземельных и редких элементов дают возможность считать, что мы имеем черты внутрилитных характеристик, наряду с субдукционными (Тихоокеанская окраина, 1991; Мартынов, Колосов, 1989; и др.). Изотопные характеристики (табл. 9) более уверенно подтверждают эту особенность и позволяют полагать, что это связано со структурной перестройкой в зоне раздвигов и формирования *slabe-window*, мантийных подтоков в зонах декомпрессионных растяжений.

Если рассматривать в целом весь комплекс пород Восточного Сихотэ-Алия как зоны влияния двух плит – Амурской и Тихоокеанской при косонаправленном столкновении, при котором возникает скольжение и формируются раздвиги (Уткин, 1984; Tarronier et al., 1986; Тихоокеанская окраина, 1991), то вполне объяснимо существование признаков как субдукционного, так и внутрилитного магматизма с теми петрогеохимическими характеристиками, которые свойственны не только даний-палеогеновому этапу, но и более позднему – палеоген-раннемiocеновому. Появление высокоглиноземистых базальтов отвечает условиям взаимодействия астеносферной мантии и континентальной коры в режиме косонаправленного движения литосферных плит и началу раскрытия Японского

Таким образом, появление раннекайнозойских (эоцен-палеоценовых) высокоглиноземистых базальтов на смену излияниям (позднемеловых-даньин-палеоценовых) кислых пород знаменует переход к режиму растяжений и началу рифтообразования, максимальная фаза которого была в миоцене и позднем миоцене.

Петролого-геохимическая характеристика высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня достаточно детально освещена в литературе (Попов, 1986; Мартынов, 1983, 1999; Есин, Прускевич, Кутолин, 1992; и др.). Следует подчеркнуть, что новые данные по определению возрастов базальтовых толщ, а также изотопно-геохимическая систематика уже на этой стадии, дают возможность при сопоставлении с другими регионами Амурской мегаструктуры рассмотреть не только вопросы петрогенезиса основных лав в различных геодинамических обстановках, но и влияния глубинных астеносферных слоев и процессов, и построить модели базальтоидного вулканизма с характеристиками переходных внутриплитных и плюмовых типов (табл. 10).

Менее изученными являются поздние излияния и извержения щелочных базальтов, которые располагаются вдоль рифтов, а также ареальных извержений центрального типа.

Позднемиоценовые и плиоцен-плейстоценовые вулканы представлены, главным образом, щелочными базальтоидами, а в центральных аппаратах появляются дифференциаты: трахиты, комендиты и другие щелочные, кислые породы. Щелочные базальтоиды встречаются, в основном, в виде necks и руин моногенных вулканов, в трубках взрыва, а также в виде коротких покровов вокруг них. В щелочных базальтоидах вулканов и трубок взрыва встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов и, значительно реже, гранат-флогопитсодержащие перидотитов и пироксенитов.

Щелочные базальтоиды с ксенолитами перидотитов известны вулканы в Уссури-Амурском рифте и системы Тяньлу (Дунхуа, Мишань, Итун и др.).

Среди щелочных базальтоидов распространены породы нескольких серий: натровой, калиево-натровой и калиевой. Натровая серия представлена ассоциацией щелочных оливиновых базальтов, фонолитовых базальтов, тефритовых фонолитов и оливиновых нефелинитов. Калиевая серия представлена ассоциацией лейцитсодержащих оливиновых базальтов, фонолитовых тефритов и лейцит-оливиновых лейцититов и т.д. Наблюдаются переходные разности: с нефелином и лейцитом, и нефелинсодержащие оливиновые базальты (Сахно, Денисов, 1963; Приходько и др., 1994; и др.) (табл. 11, 12).

Щелочные базальтоиды натрово-калиевой серии, в которых известны ксенолиты ультраосновных пород, встречаются значительно чаще, чем калиевые лейцитсодержащие и лейцитовые базальты и фонолиты.

Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (г/т) базальтоидов
восточного Сихотэ-Алиня

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 52,19 | 51,15 | 51,51 | 47,33 | 50,00 | 49,88 | 51,8 | 51,07 | 51,45 |
| TiO ₂ | 1,16 | 1,31 | 1,28 | 1,79 | 1,48 | 2,12 | 1,77 | 2 | 1,34 |
| Al ₂ O ₃ | 17,73 | 17,84 | 17,81 | 16,47 | 17 | 17,68 | 17,2 | 16,36 | 16,7 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,04 | 4,77 | 4,31 | 7,06 | 3,44 | 7,2 | 2,14 | 2,44 | 4,04 |
| FeO | 4,32 | 5,13 | 4,92 | 5,35 | 8,5 | 3,51 | 8,02 | 8,33 | 5,69 |
| MnO | 0,15 | 0,91 | 0,16 | 0,14 | 0,16 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,14 |
| MgO | 5,07 | 5,48 | 8 | 9,42 | 7,11 | 3,22 | 7,8 | 6,56 | 7,81 |
| CaO | 7,85 | 7,96 | 7,89 | 7,87 | 7,89 | 6,39 | 6,52 | 7,89 | 8,16 |
| Na ₂ O | 3,99 | 3,04 | 3,35 | 3,03 | 3,08 | 4,15 | 2,87 | 3,6 | 2,73 |
| K ₂ O | 1,46 | 1,32 | 1,63 | 1,11 | 0,17 | 2,23 | 1,3 | 0,24 | 0,69 |
| P ₂ O ₅ | 0,37 | 0,43 | 0,37 | 0,39 | 0,27 | 0,74 | 0,47 | 0,3 | 0,27 |
| Lol | - | - | - | - | 0,1 | 2,47 | 0,07 | - | 1,21 |
| сумма | 98,33 | 99,14 | 101,23 | 100,00 | 99,55 | 100,39 | 100,17 | 99,47 | 100,23 |
| Rb | 35 | 22 | 37 | 30 | 3 | 94 | 27 | 17 | 14 |
| Ba | - | 479 | 732 | 484 | - | 953 | 355 | 340 | 249 |
| Sr | 786 | 530 | 792 | 699 | 423 | 1409 | 558 | 433 | 285 |
| Pb | 13 | 14 | 12 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Sn | 3,5 | 2 | 3 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Sm | н.а. | н.а. | н.а. | 4 | 2,6 | 5,8 | 5,28 | 5,44 | 3,1 |
| Cu | 39 | 63 | 85 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Zn | 123 | 72 | 65 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ag | 0,08 | - | 0,13 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ni | 72 | 60 | 55 | н.а. | 42 | - | 95 | 120 | 190 |
| Co | 24 | 22 | 26 | 41,8 | 10 | - | 45 | 36 | 63 |
| Cr | 79 | 77 | 54 | 200 | 34 | 47 | 123 | 130 | 175 |
| V | 192 | 138 | 160 | н.а. | 60 | - | 140 | 100 | 140 |
| Zr | 192 | 138 | 160 | 126 | 82 | - | 102 | 98 | 92 |
| Hf | 262 | 147 | 166 | 0,6 | 0,75 | 5,1 | 2,77 | 2,7 | 1,9 |
| La | - | 16 | 22 | 12,5 | н.а. | 38,9 | 14,2 | 8,5 | 5 |
| Ce | - | 33 | 49 | 28,3 | 17,6 | 62,9 | 28,5 | 20,8 | 14 |
| Eu | - | 1,8 | 1,5 | 1,6 | 1,3 | 2,32 | 1,84 | 1,84 | - |
| Gd | н.а. | н.а. | н.а. | 4,4 | 3,5 | 4,3 | 5,3 | 6,3 | 4,8 |
| Tb | н.а. | н.а. | н.а. | 0,72 | 0,24 | 0,69 | 0,85 | 0,79 | 0,74 |
| Yb | - | 1,9 | 2,6 | 0,84 | 0,8 | 1,7 | 2,01 | 1,9 | 0,9 |
| Lu | - | 0,3 | 0,35 | 0,18 | 0,19 | 0,24 | 0,3 | 0,27 | 0,18 |
| Nb | - | 12 | 20 | 21 | 12 | - | - | 16 | 11 |
| Nd | н.а. | н.а. | н.а. | 12,8 | 9,3 | 27,5 | 17,9 | 17,7 | 9,5 |
| Y | - | 17 | 35 | 20 | 20 | - | - | 26 | 1,9 |
| Ta | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | 3,03 | 0,74 | 0,62 | н.а. |

Примечание: 1-3 - высокоглиноземистые базальты Восточного Приморья;
4-6 - Совгаваньское плато; 7-9 - Нельминское плато. (Мартынов, 1999).

Табл. 11

Химические анализы щелочных пород Уссури-Амурской рифтовой зоны

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 40,07 | 40,84 | 44,12 | 46,33 | 44,73 | 38,48 | 55,58 | 56,39 | 53,68 | 41,39 | 53,30 | 57,70 | 64,50 |
| TiO ₂ | 2,88 | 2,42 | 1,79 | 1,89 | 3,25 | 2,89 | 1,88 | 1,80 | 1,02 | 2,85 | 0,14 | 0,83 | 0,79 |
| Al ₂ O ₃ | 9,55 | 9,94 | 13,45 | 9,67 | 14,75 | 11,63 | 14,84 | 15,22 | 17,95 | 15,90 | 24,00 | 17,43 | 16,19 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,99 | 6,40 | 9,81 | 5,77 | 5,52 | 6,40 | 5,28 | 6,59 | 1,03 | 1,38 | 2,01 | 2,90 | 3,97 |
| FeO | 7,43 | 5,79 | 2,61 | 6,98 | 6,84 | 6,64 | 5,24 | 2,28 | 6,73 | 9,76 | 2,29 | 3,58 | 0,17 |
| MnO | 0,28 | 0,26 | 0,19 | 0,30 | 0,22 | 0,24 | 0,28 | 0,09 | 0,13 | 0,19 | 0,15 | 0,17 | 0,07 |
| MgO | 15,01 | 15,73 | 10,81 | 11,18 | 5,99 | 12,98 | 4,40 | 4,45 | 4,52 | 13,92 | 0,14 | 0,99 | 1,45 |
| CaO | 9,60 | 8,90 | 8,77 | 10,89 | 6,98 | 10,86 | 5,01 | 5,70 | 7,50 | 8,98 | 1,54 | 3,22 | 4,15 |
| Na ₂ O | 2,98 | 4,30 | 5,16 | 4,22 | 4,85 | 4,20 | 3,21 | 3,06 | 3,89 | 2,87 | 6,27 | 4,53 | 3,27 |
| K ₂ O | 2,38 | 1,98 | 1,28 | 1,26 | 2,62 | 2,35 | 2,38 | 2,38 | 1,43 | 1,13 | 6,19 | 5,39 | 2,57 |
| P ₂ O ₅ | 0,89 | 1,06 | 0,17 | 1,10 | 0,67 | 0,84 | 0,60 | 0,40 | 0,44 | 0,67 | 0,37 | 0,42 | 0,54 |
| H ₂ O | 0,45 | 0,30 | 0,24 | 0,12 | 0,44 | 0,38 | 0,20 | 0,53 | 1,46 | 0,98 | 0,77 | 1,35 | 0,16 |
| п.п.п. | 1,99 | 1,60 | 1,30 | 0,22 | 2,70 | 1,65 | 0,40 | 0,94 | 0,50 | 0,44 | 2,21 | 1,34 | 1,54 |
| Сумма | 99,50 | 99,52 | 99,70 | 99,93 | 99,56 | 99,54 | 99,30 | 99,83 | 99,58 | 99,76 | 99,81 | 99,85 | 99,67 |

Примечание: 1 - 6 - щелочные базальты вулканов: 1 - Бабушка, 2 - Дедушка, 3 - Сальский, 4 - Медвежий, 5 - обломок в брекчии, Лесозаводская трубка, 6 - Свиягино; 7 - 8 - андезито-базальты в. Барановского; 9-13 - неогеновое базальтовое плато Алчанского рифта: 9 - базальт плато; 10 - пикрито-базальт; 11-13 - трахиты: 11-12 - покровные трахиты (г. Б. Ключ), 13- экстрезивный трахит (г. Вилюйка).

Табл. 12

Содержание редких и редкоземельных элементов в базальтоидах
Уссури-Амурской рифтовой системы

| Isotop | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------|------|------|-------|------|------|------|--------|-------|-------|
| Sc | 22,1 | 16,0 | 27,2 | 17,7 | 15,1 | 13,8 | 12,2 | 12,3 | 18,10 |
| Ti | н.а. | н.а. | 15715 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| V | н.а. | н.а. | 280 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Mn | н.а. | н.а. | 1446 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Co | н.а. | н.а. | 53,6 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ni | н.а. | н.а. | 187 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Cu | 58 | 45 | 93 | 32 | 30 | 72 | 51 | 26 | 37 |
| Zn | 121 | 96 | 144 | 105 | 87 | 107 | 117 | 108 | 90 |
| Ga | н.а. | н.а. | 23,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Ge | 2,29 | 1,46 | 1,7 | 1,77 | 1,63 | 1,57 | 1,26 | 1,3 | 1,73 |
| Rb | 67,5 | 53,7 | 82,9 | 62,2 | 42,5 | 38,1 | 48 | 71,7 | 40 |
| Sr | 1520 | 1157 | 947 | 1251 | 1411 | 1059 | 1300 | 1102 | 1031 |
| Y | 34,3 | 25,5 | 33,6 | 29,9 | 30,6 | 26,2 | 37 | 35,2 | 30 |
| Zr | н.а. | н.а. | 277 | 230 | 200 | 195 | 332 | 289 | 356 |
| Nb | н.а. | н.а. | 75 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Mo | н.а. | н.а. | 6,5 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Sn | н.а. | н.а. | 1,9 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Cs | 1,34 | 0,97 | 1,07 | 1,09 | 0,89 | 0,74 | 1,14 | 1,93 | 0,84 |
| Ba | 867 | 691 | 425 | 721 | 545 | 348 | 179 | 684 | 369 |
| La | 97,8 | 74,0 | 38,4 | 98,2 | 1,18 | 70,2 | 142 | 72,1 | 101 |
| Ce | 164 | 123 | 75,5 | 166 | 190 | 117 | 219 | 120 | 175 |
| Pr | 16,6 | 12,9 | 9,05 | 16,6 | 19,2 | 12,3 | 22,12 | 13,16 | 18,4 |
| Nd | 65,7 | 52,5 | 38,4 | 64,9 | 71,5 | 48,3 | 83,3 | 52,4 | 81,4 |
| Sm | 12,0 | 9,7 | 7,97 | 12,5 | 13,3 | 10,2 | 16,06 | 10,66 | 13,5 |
| Eu | 3,53 | 2,58 | 2,61 | 3,63 | 3,79 | 3,07 | 4,74 | 3,31 | 3,9 |
| Gd | 9,77 | 7,9 | 7,79 | 9,51 | 9,97 | 8,12 | 15,114 | 10,51 | 11,3 |
| Tb | 1,44 | 1,14 | 1,08 | 1,36 | 1,45 | 1,17 | 1,95 | 1,49 | 1,54 |
| Dy | 6,5 | 5,59 | 5,8 | 6,5 | 6,63 | 5,47 | 9,02 | 7,37 | 7,29 |
| Ho | 1,15 | 0,86 | 1,09 | 1,12 | 1,14 | 0,93 | 1,47 | 1,36 | 1,2 |
| Er | 2,93 | 2,02 | 2,96 | 2,58 | 2,9 | 2,22 | 3,4 | 3,5 | 3,05 |
| Tm | 0,42 | 0,3 | 0,49 | 0,4 | 0,43 | 0,3 | 0,46 | 0,54 | 0,44 |
| Yb | 2,28 | 1,86 | 2,6 | 2,08 | 2,21 | 1,55 | 2,29 | 3,01 | 2,18 |
| Lu | 0,32 | 0,26 | 0,33 | 0,29 | 0,31 | 0,21 | 0,3 | 0,45 | 0,3 |
| Hf | 5,7 | 4,8 | 4,59 | 5,7 | 5,9 | 4,6 | 5,8 | 5,1 | 8,89 |
| Ta | н.а. | н.а. | 2,64 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| W | н.а. | н.а. | 0,99 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Pb | н.а. | н.а. | 3,61 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Th | 9,2 | 6,5 | 4,66 | 10,8 | 14,9 | 7,3 | 18,72 | 10,48 | 16,45 |
| U | 3,2 | 2,6 | 1,39 | 3,2 | 4,9 | 2,6 | 3,81 | 2,85 | 3,42 |

Содержание редких и редкоземельных элементов в базальтоидах
Уссури-Амурской рифтовой системы

| Изотоп | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Sc | 22,1 | 12,7 | 12,8 | 4,16 | 23,3 | 3,18 | 24,8 | 20,3 |
| Ti | н.а. | н.а. | н.а. | 4929 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| V | н.а. | н.а. | н.а. | 27,2 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Mn | н.а. | н.а. | н.а. | 1369 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Co | н.а. | н.а. | н.а. | 9,8 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Ni | н.а. | н.а. | н.а. | 29,8 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Cu | 49,3 | 39 | 27 | 35,5 | 25,6 | 72,0 | 54,9 | 52,2 |
| Zn | 116,4 | 96 | 98 | 114 | 0,0 | 0,0 | 117 | 110 |
| Ga | 28,0 | 0,0 | 0,0 | 29,5 | 28,0 | 20,0 | 23,9 | 22,6 |
| Ge | 2,26 | 1,78 | 1,52 | 1,4 | 1,10 | 1,53 | 1,67 | 1,61 |
| Rb | 38,6 | 50,4 | 60 | 96,6 | 127 | 12,0 | 18,1 | 20,0 |
| Sr | 1537 | 786 | 700 | 497 | 273 | 614 | 438 | 499 |
| Y | 36,0 | 27,5 | 26,2 | 27,3 | 22,0 | 29,6 | 23,0 | 24,6 |
| Zr | 378 | 350 | 195 | 564 | 982 | 278 | 111 | 82,2 |
| Nb | 235 | н.а. | н.а. | 145 | 205 | 99,0 | 21,2 | 23,3 |
| Mo | н.а. | н.а. | н.а. | 12,4 | 8,81 | 4,48 | н.а. | н.а. |
| Sn | н.а. | н.а. | н.а. | 4,5 | 0,0 | 0,0 | н.а. | н.а. |
| Cs | 0,75 | 0,61 | 0,66 | 2,47 | 1,15 | 0,65 | 0,30 | 0,30 |
| Ba | 551 | 842 | 715 | 606 | 706 | 5565 | 295 | 361 |
| La | 185 | 36,6 | 34,2 | 55,4 | 82,8 | 34,5 | 15,0 | 16,0 |
| Ce | 278 | 84,9 | 75,0 | 126,0 | 70,0 | 89,1 | 26,9 | 27,7 |
| Pr | 20,5 | 10,0 | 9,31 | 10,56 | 8,99 | 9,25 | 4,21 | 4,36 |
| Nd | 86,2 | 42,7 | 41,3 | 39,2 | 37,8 | 33,0 | 20,7 | 19,8 |
| Sm | 15,5 | 10,2 | 9,5 | 7,71 | 8,44 | 6,08 | 5,35 | 4,90 |
| Eu | 4,35 | 3,01 | 2,8 | 2,27 | 2,81 | 2,00 | 1,82 | 1,89 |
| Gd | 12,6 | 7,89 | 7,61 | 6,64 | 7,79 | 4,90 | 5,15 | 5,63 |
| Tb | 1,71 | 1,12 | 1,07 | 0,88 | 1,06 | 0,74 | 0,80 | 0,90 |
| Dy | 8,64 | 5,38 | 5,16 | 4,81 | 5,73 | 4,10 | 4,19 | 4,70 |
| Ho | 1,27 | 0,9 | 0,86 | 0,88 | 1,01 | 0,71 | 0,79 | 0,88 |
| Er | 3,27 | 2,31 | 2,17 | 2,55 | 2,59 | 1,92 | 2,24 | 2,37 |
| Tm | 0,40 | 0,32 | 0,33 | 0,43 | 0,37 | 0,32 | 0,31 | 0,29 |
| Yb | 2,12 | 1,69 | 1,64 | 2,37 | 1,96 | 1,93 | 1,73 | 1,65 |
| Lu | 0,32 | 0,22 | 0,22 | 0,31 | 0,29 | 0,29 | 0,25 | 0,23 |
| Hf | 9,46 | 5,1 | 4,8 | 8,83 | 6,78 | 11,2 | 3,23 | 3,17 |
| Ta | 0,63 | н.а. | н.а. | 5,54 | 4,44 | 7,58 | 0,09 | 0,09 |
| W | н.а. | н.а. | н.а. | 2,76 | н.а. | н.а. | н.а. | н.а. |
| Pb | 7,61 | н.а. | н.а. | 9,19 | 3,09 | 8,25 | 2,32 | 2,47 |
| Th | 15,0 | 3,5 | 3,2 | 9,43 | 4,11 | 8,25 | 1,82 | 1,97 |
| U | 2,33 | 0,8 | 0,8 | 2,67 | 0,90 | 1,86 | 0,37 | 0,43 |

Примечание: Вулканы: 1-2 -Болоньский; 3 - Синдинский; 4 - Бабушка; 5 - Дедушка; 6 - Сальский; 7 - Медвежий; 8 - Лесозаводская трубка (обломок); 9 - Сибирцевский; 10 - Свяягинский; 11,12 - Барановский; 13-17 - покровы: 13-15 - Алчанское плато: 13 - базальт средняя часть покрыва, 14 - щелочной базальт, верхняя часть плато, 15 - трахит; 16,17 - базальты побережья Японского моря (р. Максимовка).

Табл. 13

Содержание петрогенных (вес.%) и микроэлементов (г/т) в лавах вулканической группы Удалянци (центральная часть Амурской мегаструктуры)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 48,03 | 51,35 | 50,79 | 49,11 | 52,26 |
| TiO ₂ | 2,32 | 2,4 | 2,32 | 2,24 | 2,29 |
| Al ₂ O ₃ | 14,72 | 14 | 15,02 | 14,43 | 14,61 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,26 | 2,03 | 1,85 | 2,61 | 2,91 |
| FeO | 7,04 | 5,74 | 6,59 | 6,37 | 6,05 |
| MnO | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,13 |
| MgO | 7,17 | 7,28 | 7,26 | 7,63 | 6,14 |
| CaO | 7,05 | 5,75 | 5,56 | 7,69 | 5,7 |
| Na ₂ O | 3,89 | 3,87 | 3,76 | 4,02 | 3,78 |
| K ₂ O | 4,79 | 5,58 | 5,39 | 4,41 | 4,85 |
| P ₂ O ₅ | 0,72 | 0,8 | 0,78 | 0,73 | 0,72 |
| H ₂ O+ | - | - | - | - | - |
| H ₂ O- | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| п.п.п. | 0,77 | 0,92 | 0,72 | 0,9 | 0,67 |
| CO ₂ | - | - | - | - | - |
| сумма | 99,92 | 99,86 | 100,17 | 100,30 | 100,14 |
| Sc | 13,9 | 12,5 | 11,7 | 14,9 | 12 |
| Cu | 49 | 130 | 17 | 16 | 12 |
| Zn | 95 | 91 | 92 | 91 | 90 |
| Ge | 1,53 | 1,33 | 1,32 | 1,41 | 1,17 |
| Rb | 89 | 101 | 98 | 81 | 95 |
| Sr | 1222 | 1310 | 1225 | 1434 | 1272 |
| Y | 21,5 | 19,4 | 18,9 | 23,9 | 19,7 |
| Zr | 346 | 402 | 395 | 334 | 391 |
| Cs | 0,92 | 0,89 | 0,85 | 0,8 | 0,93 |
| Ba | 1529 | 1718 | 1661 | 1656 | 1658 |
| La | 77,8 | 82 | 79,2 | 91,2 | 78,3 |
| Ce | 133 | 141 | 138 | 158 | 138 |
| Pr | 15,2 | 15,6 | 15,3 | 17,3 | 15,1 |
| Nd | 67,3 | 69 | 66,3 | 77 | 68,5 |
| Sm | 11 | 11,1 | 10,8 | 12,8 | 11 |
| Eu | 3,13 | 3 | 2,98 | 3,49 | 3,07 |
| Gd | 8,63 | 8,2 | 7,83 | 9,78 | 8,16 |
| Tb | 1,1 | 1,02 | 1,02 | 1,26 | 1,06 |
| Dy | 5,15 | 4,77 | 4,72 | 5,77 | 4,74 |
| Ho | 0,81 | 0,73 | 0,72 | 0,93 | 0,75 |
| Er | 1,96 | 1,73 | 1,68 | 2,23 | 1,78 |
| Tm | 0,27 | 0,24 | 0,24 | 0,32 | 0,25 |
| Yb | 1,38 | 1,2 | 1,16 | 1,56 | 1,23 |
| Lu | 0,19 | 0,16 | 0,16 | 0,22 | 0,17 |
| Hf | 8,47 | 9,96 | 9,97 | 8,48 | 9,86 |
| Th | 7,85 | 7,2 | 7,06 | 8,28 | 7,3 |
| U | 1,63 | 1,48 | 1,49 | 1,64 | 1,53 |

Примечание: 1-5 - щелочные базальты.

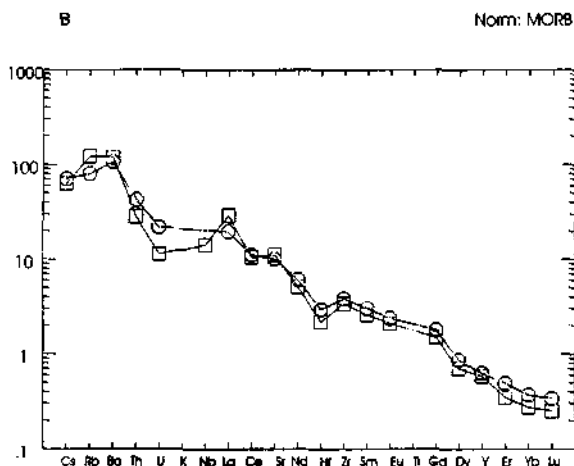
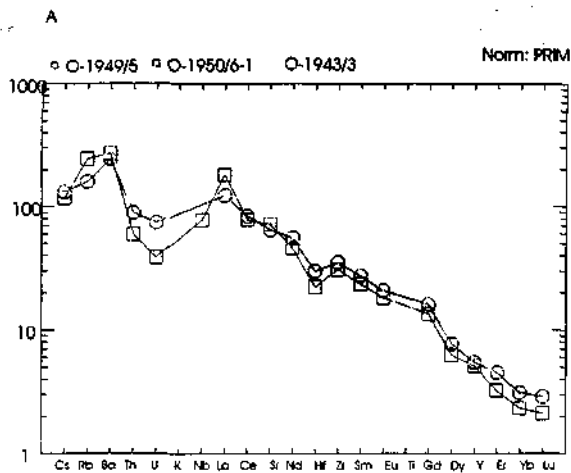


Рис. 20 График концентраций редких и REE в базальтах (Q3) группы Удаляньчи: Силунмэйшань (1943/3), Хошоушань (1949/5) и Сяогушань (1950/6-1), нормализованных к примитивной мантии (A) и MORB (B).

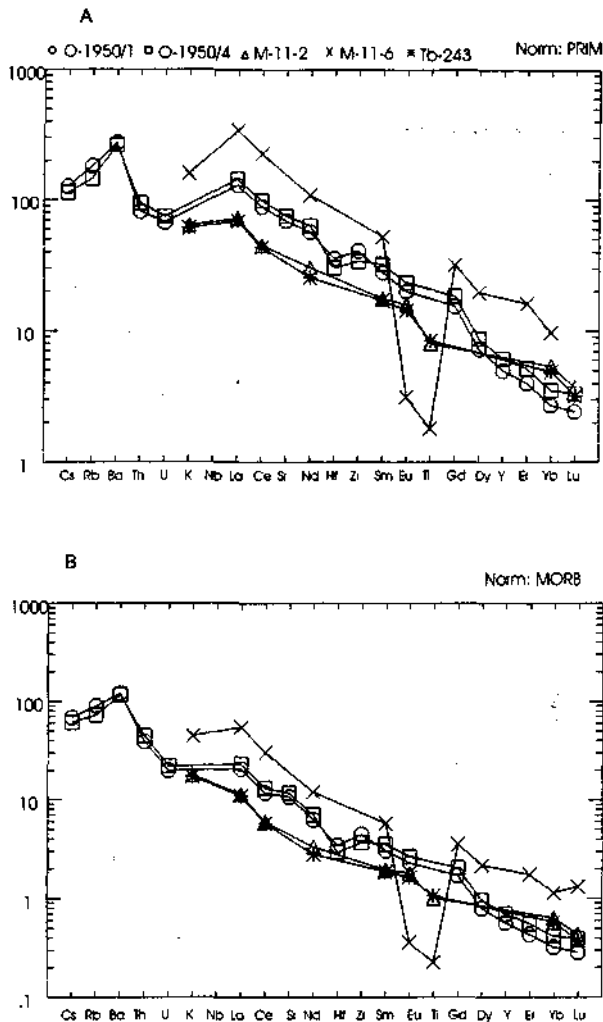


Рис. 21. Концентрации редких и REE в четвертичных щелочных базальтах Амурской мегаструктуры, нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В): О-1950/1, О-950/4 - вулканы Удаляньчи, М-11-2 и М-11-6 - покровы оз. Цинбоху, Тб-243- комендит в. Чанбаошань.

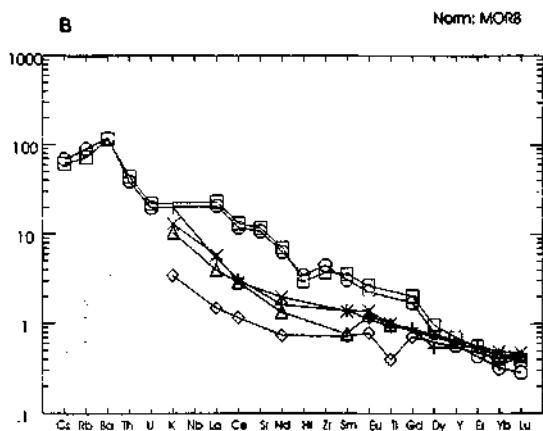
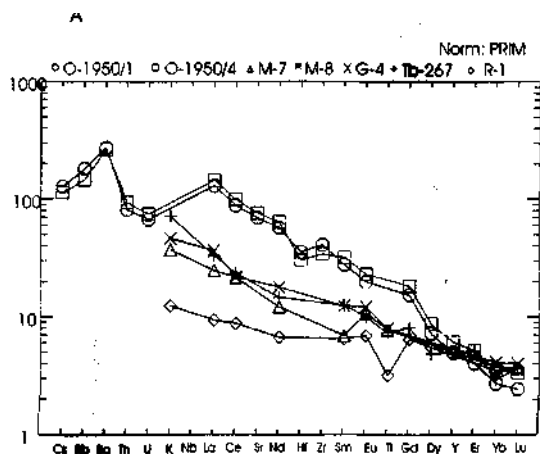


Рис. 22. Концентрации редких и REE в четвертичных щелочных базальтах в Удаляньчи (1950/ и 1950/4) и миоценовых базальтах г. Мулинского плато (M-7, M-8) и толеитах в Чаньбаошань (G-4, TB-267) и бассейна Люхэ, нормализованных к примитивной мантии (A) и MORB (B).

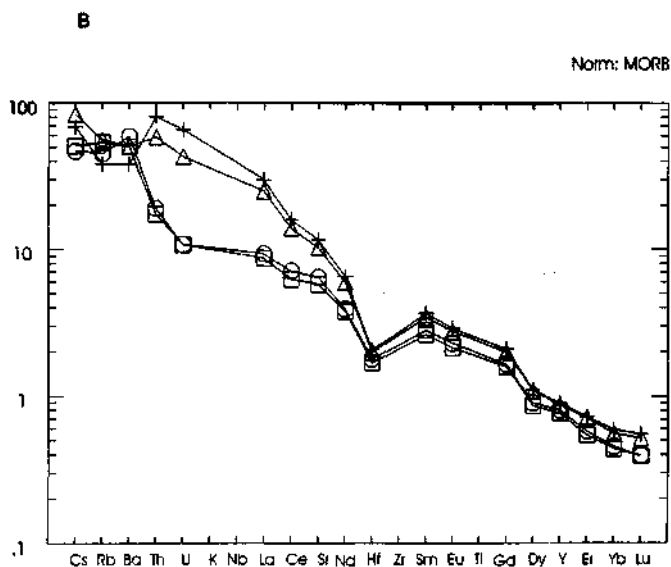
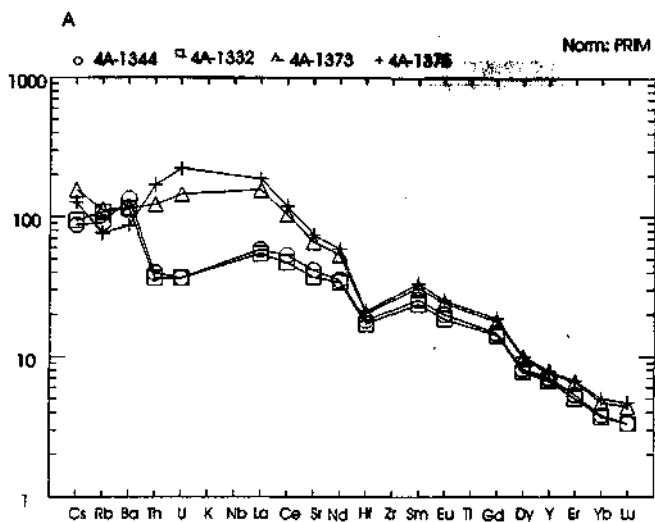


Рис. 23. Концентрации редких и REE в андезито-базальтах Барановского вулкана (1344, 13332) и щелочных лерцолитовых базальтах в. Бабушка (1373) и Дедушка (1375), нормализованных к примитивной мантии (A) и MORB (B).

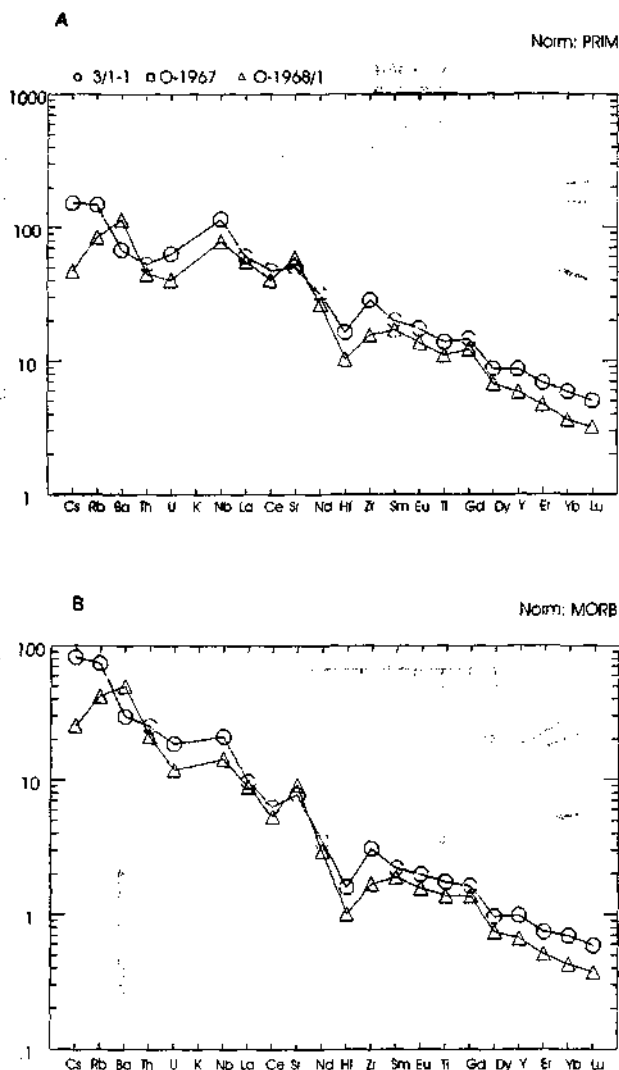


Рис.24. Концентрации редких и REE в щелочных миоценовых базальтах вулканов (Синда 3/1-1 и Борисовском 1967) и базальтах Борисовского плато (1968/1), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В).

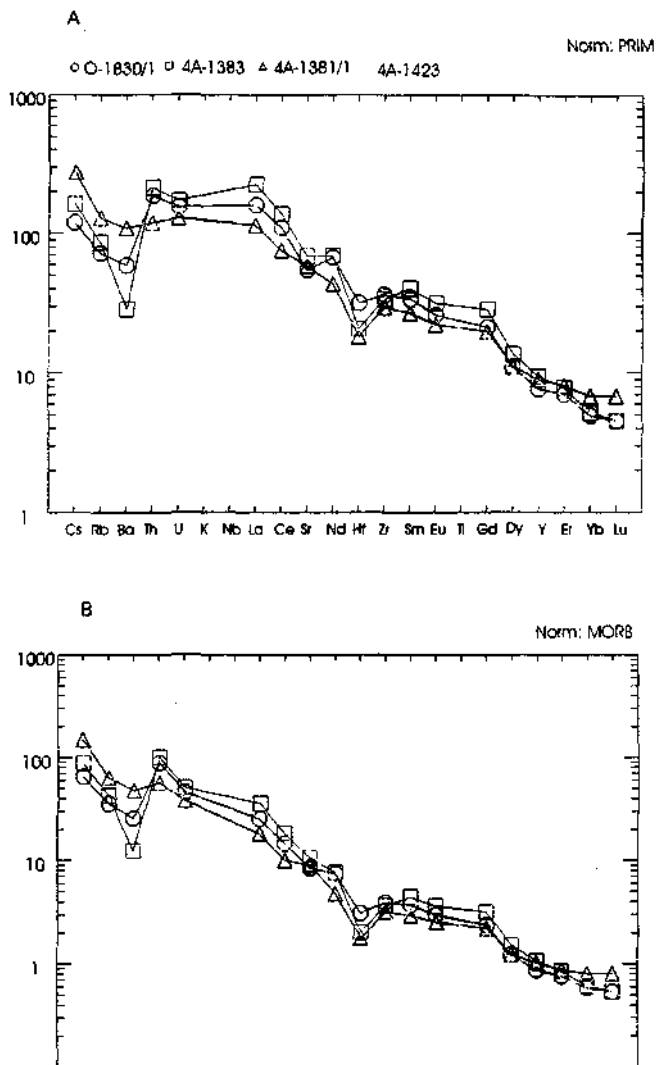


Рис.25. График концентрации редких и REE в щелочных базальтах вулканов Уссури-Амурской рифтовой системы, 1830/1- Сибирцевский вулкан, 1383/1 - Медвежий, 1381/1 -Лесозаводская трубка, 1423 - Болоньский, нормализованных к примитивной мантии (Δ) и MORB (B):

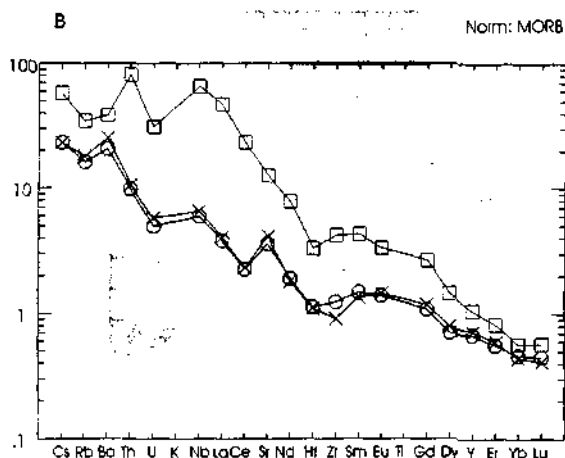
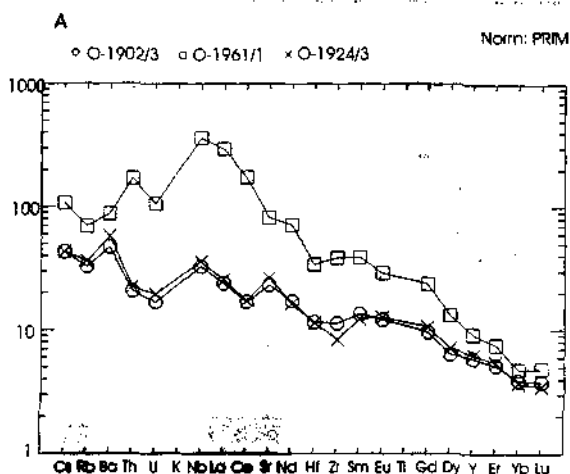


Рис.26. График концентрации редких и редкоземельных элементов в миоценовых базальтах плато Восточного Приморья (1902/3 и 1924/3) и Уссури-Амурской рифтовой системы (в. Свягино), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В).

Наиболее калиевые базальты на территории Амурской мегаструктуры известны только в двух местах: вул. Болоньский и в вулканах группы Удаляичи. В Болоньском в основной массе количество лейцитита достигает 40%, что позволяет отнести эти базальты к лейцититам (Сахно, Денисов, 1963; Приходько и др., 1994). В вулканах группы Удаляичи известны лейцитовые базальты, но основная часть калия находится в стекле.

В целом можно отметить, что общая щелочность и, особенно, содержание калия в породах возрастает от более древних (палеоценовых и раннемiocеновых) к древнечетвертичным и современным извержениям. Древнечетвертичные и четвертичные вулканы и покровы располагаются вокруг впадины Сунляо, представляющую собой опущенный блок центральной части Амурской мегаструктуры.

Особую группу представляют вулканы и центры длительного извержения - от раннего миоцена до четвертичного времени. Примером могут быть центры извержений, располагающиеся вокруг впадины Сунляо, а также отдельные вулканы, например, Чанбаошань, в котором отмечаются ранние фазы извержения, представленные толеитами (ранний миоцен), а средние (поздний миоцен) и исторические - щелочными сериями, вплоть до комендитов и трахитов. Прослеживается эволюция изменения состава лав от толеитовых до щелочных и калиевых разностей с омоложением, а также характер изменения концентраций редких и редкоземельных (REE) элементов (табл. 13; рис. 20-22). Отчетливо это проявлено для наиболее несовместимых элементов и особенно для LREE, а с повышением калиевости возрастает и концентрация этих элементов. Тем не менее, отмечается общая тенденция - изменение петрохимического и редкоземельного состава базальтоидов от периферии мегаструктуры к ее центру. Базальты восточных регионов отличаются большей глиноземистостью и натровостью по сравнению с базальтоидами Уссури-Амурской рифтовой системы и, еще в большей степени, с разломной зоной Таньлу, находящейся еще западнее. Помимо этого, и в пределах разломных систем намечаются определенные различия. С юга на север вдоль Уссури-Амурской системы отмечается повышение общей щелочности и калиевости базальтов: от натрово-калиевых андезитобазальтов (Барановский вулкан) до нефелин-лейцитовых и лейцитовых - на севере (Верхне-Алчанский, Болоньский вулканы). Это же свойственно и северо-китайским вулканам системы Таньлу. На примере отдельных блоков, пересекаемых рифтовой зоной Таньлу и Уссури-Амурского рифта, прослеживается характер изменения состава редкоземельных и редкоземельного спектра базальтов и ультраосновных ксенолитов, заключенных в них (табл. 11, 12), из чего можно предполагать гетерогенное строение и состав мантии (рис. 23-26).

Анализ литературных данных и результатов исследований авторов по составу базальтов Амурской мегаструктуры в период с раннего кайнозоя по настоящее время позволяют сделать следующие выводы:

1. Рифтогенные базальты по химическому составу разделяются на несколько серий: а) высокоглиноземистые высокотитанистые субщелочные; б) низкоглиноземистые высокотитанистые с внутриплитными геохимическими характеристиками; в) щелочные высокотитанистые внутриплитные; г) толеитовые кварцнормативные; д) высокотитанистые и высококальциевые; е) высокощелочные натрово-кальциевые; ж) высококальциевые щелочные.

Первые две свойственны активным континентальным окраинам восточной части мегаструктуры (Приморье). Две следующие располагаются в континентальной части, а три последние характерны для ареалов. Все эти этапы соответствуют развитию плюмового вулканизма. Наиболее ярким примером современного плюмового вулканизма отвечают проявления группы вулканов Удалянчи.

Анализ изотопных данных показал, что отсутствует устойчивая зависимость состава рифтогенных базальтов от мощности коры. Аномально изотопными данными характеризуются ареалы центральной части мегаструктуры – плиоценовые и современные извержения (вулканы Удалянчи, Кэлоу, Эркэшань и др.). Для них свойственны высокие отношения изотопов Sr, низкие Nd и Pb. Истошение мантии в отношении свинца может предполагать деплетированность астеносферной мантии корневых частей мегаструктуры.

Сопоставление результатов определения изотопных отношений в базальтах и ультраосновных ксенолитах в них с другими мегаструктурами (геоблоками, например, Центрально-Китайским, Южно-Китайским) показывает, что для каждого мегаблока характерны определенные особенности, что возможно связано с степенью дифференциации глубинных частей астеносферной мантии.

Изотопно-геохимическая характеристика вулканитов Амурской мегаструктуры и мантийные источники плюмового вулканизма

Изотопно-геохимическая характеристика базальтоидов и других вулканических пород Амурской мегаструктуры стала возможной с появлением новых результатов определения изотопов неодима, свинца, стронция, редкоземельных элементов и данных по абсолютному возрасту. Находки новых, ранее неизвестных, вулканических пород, таких как алмазонасные кимберлиты и пород семейства лампроитов, в пределах кратонов, а также шпинелевых и флогопитсодержащих лерцолитовых включений в щелочных базальтах

вулканов и трубках взрыва высокомагнезиальных андезитов в рифтовых зонах и грабенах, меймечитов и липарит-щелочно-базальтовых комплексов рифтовых долин и т.д. позволяют провести такую систематику во времени и рассмотреть вопросы мантийных источников расплавов плюмового вулканизма.

Наиболее древние породы плюмового вулканизма – алмазоносные кимберлиты (предположительно, девон - 420-460 млн. лет) характеризуются сравнительно высокими значениями изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0,706358 и низкими – неодима (0,512361). Они обеднены редкими несовместимыми элементами (Nb, La, Ce, Zr, Th; табл. 14), а также совместимыми (Cr, Ni) элементами, что сближает их с ультраосновными породами региона (Зимин, 1973). Сопоставления с данными по другим провинциям мира (Агашев и др., 2000) показывает, что данные кимберлиты имеют определенную региональную специфику. Недостаточное количество данных по дальневосточным кимберлитам не дает возможности судить о характере колебаний составов пород этого комплекса. Тем не менее, содержание редкоземельных и других элементов, нормированных по составу примитивной мантии (табл.14; Mc Donough, Sun, 1995), позволяют отнести их к производным плюмового вулканизма (Sun, Mc Donough, 1989), но с высокой степенью истощения в группе легких REE, а также Li.

Изотопно-редкоземельная систематика пород лампроитовой серии основана на двух пробах, которые определяют, что они относятся к типам с высоким содержанием титана, ниобия, церия, циркона и изотопов стронция. Они близки к лампроитам таких известных провинций как Австралия, штат Арканзас (Лампроиты ..., 1991), но с несколько меньшими концентрациями несовместимых элементов, что свойственно для этих регионов (табл. 14). Повышенные концентрации Sr, Ba и низкие Cr определяющей роли не имеют, но при рассмотрении геодинамического режима формирования подтверждают мнение о приуроченности пород серии к участкам платформенных структур, неоднократно подвергавшихся тектоно-магматической "переработке". Обогащение литосферной мантии некогерентными элементами при активизационно-рифтогенном режиме кратонов, сопровождавшимся лампроитовым вулканизмом отвечает условиям развития мегаструктуры на мезозойском этапе ее активизации.

Ранее было отмечено, что в период деструкции и развития рифто-грабеновых процессов платформенных участков, предшествующих фазе лампроитового вулканизма, наблюдается внедрение, изливание основных и средне-основных лав в грабенах, в пределах платформенных участков, а по периферии кратонов – в трогах и рифтах – изливания пикрит-щелочно-базальтовых и меймечит-пикритовых расплавов, что в целом характерно для

Представительные геохимические анализы щелочных пород плюмового вулканизма Амурской мегаструктуры

| Порода, структура | Возраст | Nb/U | Ce/Pb | Rb/Sr | Sm/Nd | Tb/Pb | Th/U | U/Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd |
|---|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|
| 1. Лекцитит | Q ₃ -Q ₄ | 43,3 | 10,09 | 0,08 | 0,134 | 0,52 | 4,72 | 0,11 | 16,723 | 15,382 | 36,542 | 0,70544 | 0,512338 |
| 2. Фонолит | AD | 51,2 | 14,7 | 0,07 | 0,163 | 0,59 | 5,23 | 0,11 | 16,855 | 15,444 | 36,998 | 0,70532 | 0,512334 |
| 3. Щелочной базальт | Q ₃ | 62,2 | 8,6 | 0,034 | 0,234 | 0,96 | 3,54 | 0,27 | 17,988 | 15,050 | 38,021 | 0,70417 | 0,512800 |
| 4. Щелочной базальт | Q ₂₋₃ | 100,1 | 16,9 | 0,02 | 0,216 | 2,24 | 5,89 | 0,38 | 17,769 | 15,467 | 38,013 | 0,70403 | 0,512822 |
| 5. Толит | N ₁ | 42,2 | - | 0,64 | 0,238 | - | 4,37 | - | - | - | - | 0,70453 | 0,512786 |
| 6. Щелочной базальт | N ₁ | 111,3 | - | 0,07 | - | 1,32 | 3,01 | 0,43 | 17,752 | 15,450 | 37,668 | - | - |
| 7. Толит (плато) | N ₁ ² | 62,7 | 35,2 | 0,04 | 0,240 | 0,42 | 3,54 | 0,11 | 17,830 | 15,556 | 3,081 | 0,70458 | 0,512689 |
| 8. Щелочной базальт | N ₁ ² | 35,0 | 7,62 | 0,06 | 0,232 | 0,20 | 3,21 | 0,20 | 18,069 | 15,520 | 38,197 | 0,70456 | 0,512713 |
| 9. Лейцитит, В. Болонь | N ₁ | 23,7 | - | 0,044 | 0,183 | - | 2,87 | - | - | - | - | - | - |
| 10. Щелочной базальт в. Дедушка | - | - | - | 0,030 | 0,19 | - | 0,30 | - | - | - | - | 0,704685 | 0,512709 |
| 11. Пикрит (мейсцит) | Pg | 74,0 | 9,3 | 0,08 | 0,235 | 0,51 | 3,25 | 0,31 | - | - | - | - | - |
| 12. Магнезиальный андезит | K ₂ | 74,7 | - | 0,028 | 0,179 | - | 5,38 | - | - | - | - | 0,70523 | - |
| 13. Магнезиальный андезит | K _{1,2} | 104,0 | - | 0,032 | 0,172 | - | 4,39 | - | - | - | - | 0,70518 | - |
| 14. Лампроитовая серия, пикрит | K ₁ | 12,4 | - | 0,780 | 0,235 | - | 3,25 | - | - | - | - | 0,70621 | 0,512810 |
| 15. Кимберлитовая серия, алмазоносные диатремы | - | 18,3 | - | 0,056 | 0,15 | - | - | - | - | - | - | 0,70712 | 0,512273 |
| Примитивная мантия | | 30,4 | 9,1 | 0,029 | 0,33 | 0,47 | 4,0 | 0,116 | Hofmann, 1988 | | | | |
| Остаточная мантия | | 44,6 | 11,8 | 0,013 | 0,36 | 0,38 | 3,2 | 0,120 | Wedepohl, Baumann, 1999 | | | | |
| Верхняя мантия | | 51,4 | 25,2 | 0,011 | 0,35 | 0,37 | 2,7 | 0,130 | Там же | | | | |
| Континентальная мантия | | 11,2 | 4,0 | 0,23 | 0,20 | 0,57 | 5,0 | 0,11 | Wedepohl, 1995 | | | | |

Примечание: 1-4 - вулканы гр. Удаляньчи; 5-6 - породы рифта Илань-Итуя; Данные по изотопии Pb, Nd по З.Пен и др. (Peng et al., 1986), по изотопам Sr по З.Пен и др. (Peng et al., 1987), и нашим; 9-11 - Уссури-Амурская рифтовая система; 12-14 - Центральная часть Амурской структуры (рифт Таньлу); 12-13 - магнезиальные андезиты грабенов, 14 - лапроиты (Буенский массив); 15 кимберлитовые трубки (Ханкайский массив).

большинства регионов мира, где активизация сопровождается лампронтовым или кимберлитовым вулканизмом.

Изотопно-геохимическая систематика этих комплексов основывается на сравнительно представительном материале. В континентальных рифтовых структурах, наряду с известково-щелочными сериями пород, отмечаются внедрения высокомагнезиальных андезитов. Для них свойственны, помимо высокой концентрации Ni и Sr, повышенные содержания Na и K и соотношения La/Yb, Rb/La, Sr/Y, Ni/Sc, а изотопы стронция низкие (0,704730-0,705541) при сравнении с аналогичными комплексами, развитыми в островодужных структурах (Вольнец и др., 1998; и др.). Однако, в некоторых породах изотопы стронция имеют тенденцию к повышению до уровня островодужных. В целом же представляется, что магнезиальные андезиты являются примитивными породами, а их происхождение можно связать с внедрением горячей астеносферной мантии в зонах разломов, адекватных условиям трансформных разломов калифорнийского типа, где возникают "мантийные" окна, а мощность коры сокращается до 20 км и меньше. Подобные ситуации характерны для впадин (Сунляо, Синьцзян и др.), развитых вдоль рифтообразных разломов с левосторонними сдвигами во внутреннем овале Амурской мегаструктуры.

Изотопно-редкоземельная характеристика пикрит-щелочно-базальтовых и пикрит-меймечитовых комплексов основана на ограниченном количестве данных, главным образом, Киселевского и Алчанского трогов. Все они характеризуются сравнительно низкими значениями изотопных соотношений и колеблются в пределах 0,70350-0,70570, а спектр REE, нормированных по MORB, весьма близок к обстановкам внутриплитного вулканизма.

Изотопно-геохимическая систематика позднемезозойско-кайнозойских вулканитов Амурской мегаструктуры, главным образом, основана на данных по кислым, средне-основным и базальтоидным комплексам. Кислые и средне-основные породы здесь рассматриваются как магматические системы, связанные своими корнями с подкоровыми зонами разуплотнения, которые предположительно иницированы глубинными флюидами и расплавами. Они располагаются по периферии Амурской мегаструктуры, в пределах складчатого обрамления или на стыке "переработанной" окраины микрократонов и обрамляющих складчатых систем. В связи с этим, они могут быть разделены на краевые и внутренние. Краевые представлены линейными и кольцевыми структурами окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса. Внутренние – континентальные зоны Баджальская, Эзопская и др. Как уже отмечалось выше, для каждого типа свойственны определенные петрогеохимические особенности, о которых неоднократно сообщалось в литературе (Вулканические ..., 1984; Сахно, 1976; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.). Данные

во изотопии и редкоземельным спектрам подтверждают эту специфику (табл. 15). При преобладающем объеме пород известково-щелочной серии в первом цикле развития окраинного пояса (сиянчинский, приморский комплексы и их аналоги) с характеристиками, близкими к островодужным, встречаются высокомагнезиальные андезиты и андезито-дациты со свойственными для них низкими изотопными соотношениями стронция: 0,70580-0,70590 для игнимбритов и лав приморской серии и 0,70387-0,70476 – для сиянчинских андезитов и андезито-базальтов, а также спектры редкоземельных и редких элементов при наличии высоких концентраций Sr и Ni. Это позволяет считать их производными примитивных андезитовых магм с небольшой долей контаминации коровым материалом и геодинамическим режимом, близким к условиям трансформных окраин, возможно возникающих при скольжениях вдоль сдвигов и формировании присдвиговых растяжений. Возможно, в какой-то мере это свойственно и для следующего этапа (время формирования самаргинского комплекса), но четко намечается приуроченность таких пород к тыловым зонам пояса. Для андезитов характерны низкие отношения изотопов стронция (0,70532-0,70580). Для сиянчинских кислых пород и их аналогов эти соотношения несколько выше.

Даний-палеоценовым магматическим комплексам (богопольский, кхучинский и их аналоги), породы которых в целом можно отнести к переходным типам от известково-щелочных к внутриплитным, характерны изотопные соотношения стронция, близкие к 0,70532-0,70540 (за редким исключением – аномально повышенные).

В кислых и средне-кислых породах усть-соболевского и кхучинского комплексов соотношения изотопов стронция еще более низкие – 0,70396-0,70420, а в базальтах (кузнецовского) и дацитах (кедровского, колчанского) комплексов они, соответственно, 0,70380-0,70395 и 0,70430-0,70510.

Массовое излияние базальтоидов, начавшееся в миоцене, взаимосвязанное с формированием рифтов и разломов, имело широкое площадное распространение. Наиболее ранние базальтоиды известны в составе формаций в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, датируемые как раннеэоценовые (54,8 млн. лет; Мартынов, 1999, и более поздние – с возрастом от позднего эоцена до раннего миоцена, слагают покровы в различных частях Амурской мегструктуры: на востоке – в Приморье, на юге – вулканические плато вулкана Байтоушань (Пектусан), на севере – в Большом Хингане, и в депрессиях вдоль разломов Таньлу – в центре мегаструктуры.

Средне- и верхнемиоценовые плато известны по периферии структуры: Нельменское, Совганское плато – в Северном Приморье, Шкотовское и Борисовское – в Южном

Возраст и содержание радиогенных изотопов в кайнозойских базальтонадах, центральной части Амурской мегаструктуры

| № пп | привязка | возраст (млн. лет) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | * | | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | * | | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | J_{Nd} |
|------|---------------------------|-------------------------|---------------------------------|---------------------------------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|
| | | | | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | | | $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | | | | | |
| 1. | в. Удалянчи | 1721-1719 | 0.70532 | 0.1960 | 0.512334 | 0.0958 | 16.855 | 15.444 | 36.998 | -5.9 | | |
| 2. | в. Удалянчи | 560-270 _{г.д.} | 0.705533 | - | - | - | 16.911 | 15.492 | 36.984 | - | | |
| 3. | рифт Таньлу | 1.5-1.00 | - | - | - | - | 17.850 | 15.514 | 38.060 | - | | |
| 4. | рифт Таньлу | 3.5-1.6 | 0.70417 | 0.0993 | 0.512800 | 0.1427 | 17.989 | 15.505 | 38.021 | +3.2 | | |
| 5. | рифт Таньлу | 21.0-16.3 | - | - | - | - | 17.752 | 15.460 | 37.668 | - | | |
| 6. | рифт Таньлу | 3.5-1.00 | 0.70424 | 0.097 | 0.512769 | 0.1422 | 17.624 | 15.436 | 37.996 | +2.6 | | |
| 7. | в. Чанбаошань | $N_1-N_1^2$ | 0.70456 | 0.1684 | 0.512713 | 0.1402 | 18.069 | 15.520 | 38.197 | +1.5 | | |
| 8. | в. Чанбаошань | $N_1-N_1^2$ | - | - | - | - | 17.515 | 15.504 | 37.683 | - | | |
| 9. | в. Чанбаошань | $N_1-N_1^2$ | - | - | - | - | 17.830 | 15.556 | 38.081 | - | | |
| 10. | разлом Итун | $Q_{4.3}$ | - | - | - | - | 18.047 | 15.504 | 38.943 | - | | |
| 11. | разлом Итун | Q_4 | 0.70403 | 0.0638 | 0.512822 | 0.1318 | 17.769 | 15.467 | 38.013 | +3.6 | | |
| 12. | разлом Итун | Q_4 | - | - | - | - | 17.931 | 15.476 | 38.172 | - | | |
| 13. | разлом Итун | $Q_{1.3}$ | 0.70468 | 0.1252 | 0.512666 | - | 17.667 | 15.508 | 37.826 | +0.6 | | |
| 14. | разлом Таньлу депр. Бохай | 46.500 | 0.70314 | 0.0342 | 0.512994 | - | 17.668 | 15.406 | 37.554 | +7.0 | | |
| 15. | Шандун | N_1 | 0.70410 | 0.0890 | 0.512850 | - | 18.384 | 15.555 | 38.340 | +4.2 | | |
| 16. | Шандун | N_1 | 0.70401 | 0.0287 | 0.512835 | - | 18.292 | 15.539 | 37.824 | +3.9 | | |
| 17. | Шандун | $Q_{1.3}$ | 0.70340 | 0.0808 | 0.512902 | 0.1256 | 18.485 | 15.590 | 38.208 | +5.2 | | |
| 18. | Шандун | N_1 | 0.70346 | 0.0733 | 0.512933 | 0.1361 | 18.169 | 15.514 | 38.055 | +5.8 | | |

Примечание. Вулканы Удалянчи: 1 - современные излияния в. Хейлуаншань, 2 - древние излияния (~500мл.); 4-6 - покровные и долинные потоки и плато; 7-9 - неогеновые базальты в. Чанбаошань (Сино-Корейский кратон); 10-13 - базальты разлома Илань-Итун (современные и древнечетвертичные); 14-18 - Шандунская мегаструктура (Сино-Корейский кратон); * - По Л.Ви и др. (Wu et al., 1987 г.)

Изотопные данные: Sr по З. Пен (Peng et al., 1986 г.) и нашим; Nd Pb по З. Пен и др. (Peng et al., 1986 г.) и нашим.

Приморье; Муданьцзянское плато – вдоль разлома Дунмин, в северной части разлома Илань-Итуя и вдоль Уссури-Амурской рифтовой зоны.

Плейстоценовые и голоценовые вулканические центры и плато сосредоточены по периферии впадины Сунляо.

Данные по изотопии и редкоземельным элементам в породах этих комплексов, в большей или меньшей степени характеризующие покровы и центры, дают возможность провести систематику и наметить возрастную и площадную эволюцию, учитывая то, что в целом омоложение излияния базальтоидов намечается от периферии к центру или вокруг впадины Сунляо.

Анализ данных показывает, что наиболее высокими значениями изотопов стронция и низкими изотопов неодима характеризуются высокоглиноземистые базальты эоцена – восточной окраины (Восточное Приморье), а также четвертичные базальты вулканической группы Удалянци – в центре Амурской мегаструктуры. В меньшей степени это свойственно средне-миоценовым покровным базальтам (Шкотовское, Совгаванское плато, Северное Приморье). В более молодых базальтоидах (позднемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых) при общем среднем уровне значений изотопов стронция ($\approx 0,7040$) повышаются соотношения изотопов неодима до уровня 0,5127-0,5128. Однако, эти значения для базальтоидов Амурской мегаструктуры остаются стабильными. В сравнении с ними базальтоиды Шандунской мегаструктуры характеризуются более высокими соотношениями изотопов неодима ($\approx 0,5129$) с общей тенденцией уменьшения соотношений изотопов стронция ($\approx 0,703$). Эта закономерность весьма примечательно, ибо механизм ее формирования не укладывается в общую схему, как предполагают сторонники субдукционного механизма (Tatsumoto et al., 1992; и др.), проявления позднекайнозойского базальтоидного магматизма, т.е. влиянием субдуцированного материала океанической плиты на состав мантийных расплавов. В связи с этим возникает один из главных вопросов, что влияло на характер геохимических неоднородностей, которые свойственны базальтоидам Амурской мегаструктуре ?

Распределение редких и редкоземельных элементов по базальтоидам разновозрастных комплексов из различных частей структуры показывает, что на позднем этапе развития магматизма (миоцен-плиоцен-голоцен), учитывая геохимические особенности, а именно, увеличение степени деплетированности радиогенного свинца к центру при одновременном снижении изотопов неодима и увеличении соотношений изотопов стронция в том же направлении, вряд ли эту закономерность можно связывать с влиянием таких источников, как субдуцированная измененная древняя океаническая кора. Более логичной может быть модель развития плюма, активизация которого в определенные этапы развития Земли может

быть связана с влиянием процессов возбуждения на границе внешнего ядра и нижней мантии, что подтверждается проявлениями палеомагнитных инверсий, суперхроны которых совпадают с наиболее интенсивными импульсами вулканизма (средне-палеозойская – 400 млн. лет; позднепалеозойская – 320-250 млн.лет; триас-юрская – 210 млн. лет и кайнозойская) и формированием на океанической и континентальных плитах суперплюмов, с проявлением кимберлитового, лампроитового и платобазальтового вулканизма (Haggerty, 1994; Loper, 1991; Fuller and Weeks, 1992; и др.).

Для Амурской мегаструктуры с полным основанием выделяются этапы так называемой активизации, которая выразилась интенсивным магматизмом и “переработкой” континентальных блоков. Дифференциацией и перераспределением элементов была охвачена мантия на значительную глубину не только в ранний период формирования коры в архее и протерозое, но и в фанерозое. В фанерозое это было неоднократно, но наиболее мощная перестройка связана с мезозоем. Как полагают геохимики (Haggerty, 1992, 1994; Goodwin, 1985; и др.), в это время формируются глубинные корни кратонов, уходящие на значительную глубину в мантию. Можно полагать, что плюмовый вулканизм Амурской мегаструктуры затронул ее глубинные корни и следствия таких геохимических аномалий фиксируются в составах базальтов закономерным изменением геохимических особенностей от периферии к центру. Модель развития плюма, представленная на рис. 14, предполагает по периферии вовлечение различных компонентов, в том числе и океанической мантии с субдуцированными породами океанической коры. На диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и Nb/U – ΣNd (рис. 27-30) с использованием различных литературных и наших данных по базальтоидам и другим породам выявляется вполне четкая закономерность эволюции во времени и пространстве. На графике отношений изотопов неодима и стронция (в последующем N-Sr) поле точек базальтоидов занимает полосу вблизи данных по базальтам океанических островов (Гавайских, Азорский и Кергена), смещаясь к мантийному источнику (четвертичные вулканы Удалячи). Четвертичные базальты рифтов Дунмин и Илань-Итун, располагающиеся восточнее группы вулканов Удалячи по составу значительно ближе к базальтам из примитивной мантии (нижней мантии). Это же свойственно и для базальтоидов Приморья. При сравнении с мегаструктурой Центрально-Китайского кратона (Сино-Корейского щита с шандунскими базальтоидами) проявлена их близость к MORB. Еще более определеннее эта закономерность выявляется при анализе соотношений изотопов стронция и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 28), где наиболее деплетированными в отношении радиогенного свинца оказываются четвертичные базальтоиды вулканов Удалячи. Среди последних наиболее деплетированными являются калиевые феоалиты современных излияний (1719-1721 гг.).

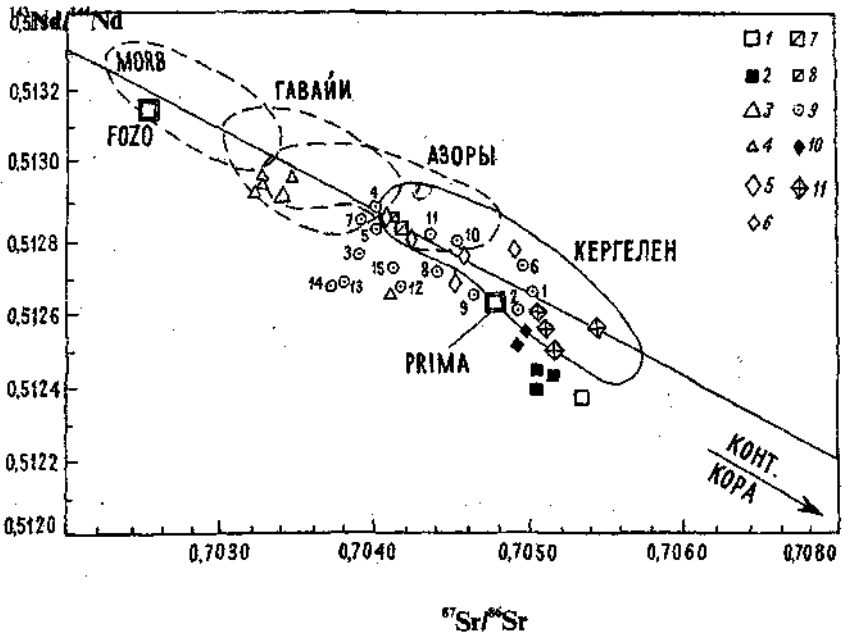


Рис. 27 Изотопные соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтоидах Амурской мегаструктуры (с использованием данных: Мартынов, 1999; Basu et al., 1991; Peng et al., 1986; данных авторов и др.). 1-2 - вулканы группы Удалянци: 1 - базальты современных извержений, 2 - древнечетвертичные (Q_{ol}); 3-4 - вулканы Шандунской структуры: 3 - четвертичные, 4 - миоценовые; 5-8 - базальты рифта Таньлу в пределах Амурской структуры: 5 и 7 - четвертичные, 6 и 8 - миоценовые; 9 - базальтоиды Сихотэ-Алиня (см. табл.); 10-11 - лавы вулкана Байтоушань: 10 - миоценовые покровы, 11 - четвертичные кальдерные трахиты. FOZO и ПРИМА - средние отношения для базальтов плюмового вулканизма океанов и континентов и примитивной мантии соответственно (Hofmann, 1997).

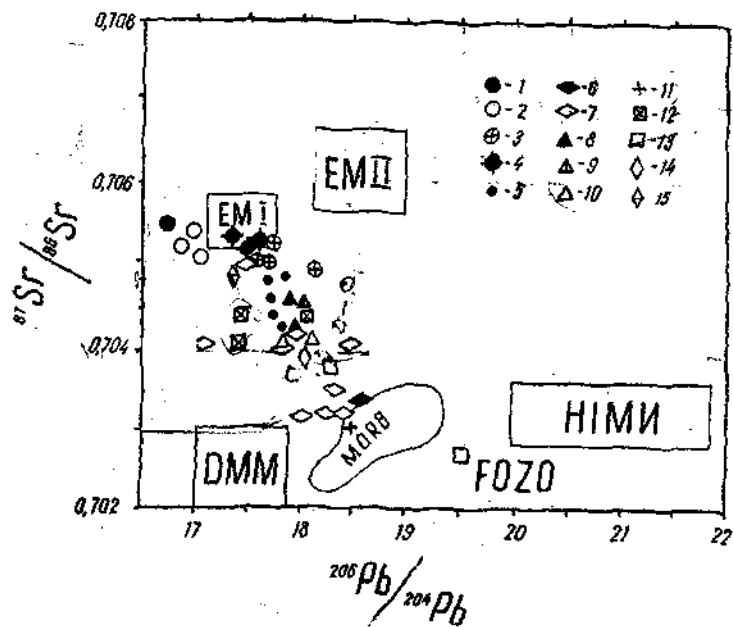


Рис. 28. Соотношения изотопов стронция и свинца $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтоидах Амурской мегаструктуры и мантийных источниках: EM I, EM II, DMM, HIMU, FOZO (по A. Hofmann, 1998; и др.). На диаграмме дано поле MORB для сравнения. Вулканы Удалянци: 1 - современные излияния; 2 - древние четвертичные (Q₁-Q₃) 3 - неогеновые базальты в. Чанбаошань; 4 - четвертичные лавы в. Чанбаошань; 5 - базальтоиды Куяньдянь (Ляонин); 6, 7 - лавы Шандунской группы вулканов: 6 - современные, 7 - неогеновые; 8-10 - базальтоиды рифта Таньлу в пределах Амурской структуры: 8 - четвертичные, 9 - неогеновые, 10 - четвертичные рифта Итун-Илань; 11 - палеогеновые базальты депрессии Люхэ (Таньлу); 12 - миоценовые базальты Ханиюба; 12 - миоценовые базальты Фуцзяня (Ю-В Китай); 14, 15 - базальтоиды вулканического поля Дагун: 14 - четвертичные щелочные базальты, 15 - неогеновые оливиновые толеиты.

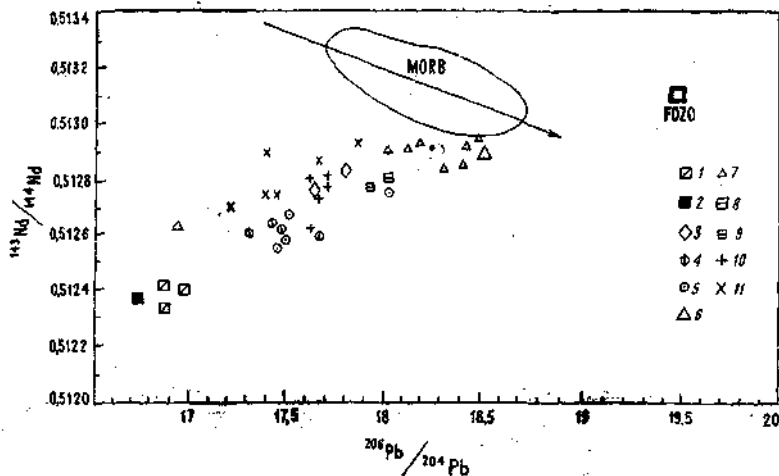


Рис. 29 Соотношения изотопов Nd-Pb в базальтодах Амурской и других мегасруктур Востока Азии. 1, 2 - базальтоиды вулканов группы Удальянчи: 1 - современные, 2 - древнечетвертичные (□); 3 - четвертичные рифта Итун-Илань; 4, 5 - лавы в. Чанбаошань: 4 - четвертичные, 5 - миоценовые; 6, 7 - базальты Шандунской структуры: 6 - четвертичные, 7 - миоценовые; 8, 9 - базальты рифта Дунмин (оз. Цинбоху): 8 - современные, 9 - миоценовые; 10 - четвертичные вулканы к юго-востоку от в. Байтоушань (Жуаньдяньские); 11 - миоценовые базальты Центрально-Китайской равнины (вулканы Ханноба).

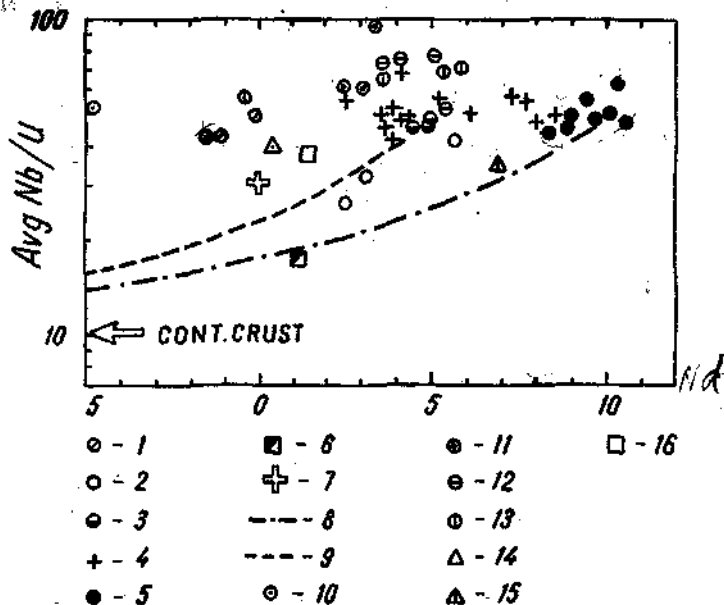


Рис. 30 Диаграмма соотношений Nb/U - Nd (по A. Hofmann, 1997). Условные средние значения базальтоидов из различных океанических комплексов: 1 - OIB, EMI; 2 - OIB, EMI; 3 - OIB, NIMU; 4 - другие острова с OIB характеристиками; 5 - MORB; 6 - Чилийский подводный хребет, сегмент 3; 7 - примитивная мантия; 8 - область распространения MORB; 9 - область распространения характеристик NIMU; 10-15 - базальтоиды Амурской и других мегаструктур Востока Азии; 10, 11 - в. Удалянчи (10 - современные излияния, 11 - древнечетвертичные (Q₁, Q₂), базальты; 12, 13 - базальты вулканов Шандунской структуры (12 - раннемиоценовые, 13 - позднемиоценовые); 14 - неогеновые базальты рифта Таньлу; 15 - базальты депрессии Люхэ; 16 - неогеновые базальты в. Чанбаошань.

Эта же тенденция, но в меньшей степени, свойственна и для последних извержений вулкана Чанбаошань (Пектусан), но расположенного за пределами Амурской мегаструктуры. Уже в группе вулканов Куяньдинь, расположенных юго-западнее в Чаньбаошань, деплетированность еще более снижается. Для неогеновых базальтоидов как в пределах Амурской мегаструктуры, так и за ее пределами, она не обнаружена и для них мантийным источником может быть деплетированная мантия. Следует подчеркнуть, что и базальтам более древнего возраста (бассейн Люхэ, рифт Таньлу у залива Бохай) также характерен этот источник (DMM).

Эта же закономерность выявляется и при анализе соотношений изотопов Nd – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 29). Базальтоиды слагают широкое поле фигуративных точек с тенденцией уменьшения этих соотношений в наиболее молодых фазах извержения. Как и в предыдущих схемах, наиболее низкие соотношения свойственны четвертичным, особенно современным извержениям Удаляичи, и значительно менее это проявлено для вулкана Чанбаошань. На графике Nb/U – ϵNd , предложенном А. Хофманном (Hofmann, 1997), эта закономерность проявлена еще более четко (рис. 30).

Анализ этих графиков подчеркивает “центростремительную” (по отношению к ядерной части Амурской мегаструктуры) закономерность увеличения деплетированности радиогенного свинца, наиболее четко проявляющего свойства к истощению при длительной дифференциации источника, каким может быть источник подлитосферной мантии, либо более глубинная астеносферная мантия.

Как уже отмечалось ранее, в щелочных базальтоидах центрального типа встречаются ксенолиты ультраосновных пород, главным образом, лерцолитов, реже – гранатовых перидотитов и флогопитсодержащих лерцолитов, по составу которых в определенной степени можно судить о составе литосферной или астеносферной мантии. Изучению этих ксенолитов были посвящены исследования многих ученых как в России, так и зарубежом (Сахио, Денисов, 1963; Приходько и др., 1986; Ross et al., 1954; и др.), большая часть из которых склонна считать их глубинными ксенолитами – породами верхней мантии. Изотопно-геохимические исследования последних десятилетий подтвердили этот вывод и более того, данные по изотопии и REE позволяют судить о характере мантийного источника и природе длительного преобразования мантии в результате глубинных процессов (метасоматоз, деплетирование и т.д.). Данные по изотопии Nd, Sr, Pb и редкоземельных элементов из позднекайнозойских базальтоидов Амурской мегаструктуры, а также из структур, расположенных непосредственно вблизи, недавно опубликованы в работах М.Татсумото и его коллег (Tatsumoto et al., 1992), а нами исследовалось поведение

редкоземельных элементов в ксенолитах, минералах из ксенолитов (пироксенов) и в содержащих их базальтах (табл. 16, рис. 31-34).

Анализ этих данных позволяет сделать следующие основные выводы:

а) Все ксенолиты характеризуются концентрацией менее радиогенного неодима и стронция, но более радиогенного свинца, чем это свойственно для вмещающих их базальтов, что хорошо отражается на соответствующих диаграммах Nd-Sr, Sr-Pb смещением полей ксенолитов в левый верхний угол по отношению к базальтоидам (на диаграмме Nd-Sr, рис. 35) и в правую часть диаграммы на диаграмме Sr-Pb (рис. 36).

б) Соотношение изотопных данных ксенолитов и их минералов (пироксена, граната) по отношению к таковым по валовому составу базальтов характеризуется неравновесностью – они слагают отдельные поля: ксенолиты в промежутке между деплетированной мантией и источникам NIMU, а базальты тяготеют к источнику EMI. Отсутствие изотопного равновесия наиболее четко проявлено на примере гранатосодержащих и шпинельсодержащих перцолитов и ксенокристов – граната и пироксена (рис. 37).

в) Концентрации редких и редкоземельных элементов в ксенолитах и минералах из них значительно ниже таковых в содержащих их базальтах. Как правило, это соответствует одному или двум порядкам. Наиболее хорошо это отражено в соотношениях Th/U и U/Pb. Рисунок дает это соотношение не только в ксенолитах и их минералах, но и в ксенолитах генетически другого уровня – в пироксенитах, амфиболовых пироксенитах и флогопитовых пироксенитах, т.е. ксенолитах мафического состава, возможно, отражающими эклогитовую фацию глубинности.

Все эти данные вполне логично определяют: 1) что ксенолиты ультраосновного состава генетически не связаны с базальтовым расплавом; 2) Sr-Nd-Pb изотопные данные и характер редкоземельного распределения ксенолит-расплав предполагают, что литосферная плита не является источником магматических расплавов; 3) ксенолиты не могут отражать остаточный (реститовый) состав после экстракции базальтового расплава, т.е. ультраосновные включения являются ксенолитами континентальной литосферной мантии, в большей или меньшей степени деплетированной в связи с длительной историей преобразования в этапы магматической активизации и перераспределения. В связи с этим понятны и различные уровни изотопии в мегаструктурах Восточной окраины Азии (например, Амурской и Шандуйской – в связи с различной исторической магматической "переработкой"); 4) на основании изотопной систематики и спектров редкоземельных элементов в базальтах можно предположить, что они имеют природу близкую к астеносферной метасоматизированной мантии, что и дает EMI – источник щелочных базальтов, расплавы которых генерировались при минимальной степени плавления; 5) на

Содержание редких и редкоземельных элементов в ультраосновных включениях и в минералах из включений из щелочных базальтов

| Isotop | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Sc | 18,0 | 11,0 | 10,0 | 13,8 | 14,2 | 13,0 | 8,91 | 79,3 | 86,6 | 68,8 | 51,1 | 37,9 |
| Cu | 30,0 | 60,0 | 28,0 | 27,8 | 28,7 | 35,8 | 10,4 | 22,7 | 27,0 | 14,7 | 18,1 | 10,2 |
| Zn | 38,0 | 62,0 | 35,0 | 50,1 | 41,8 | 141 | 32,8 | 15,2 | 14,8 | 13,3 | 16,4 | 21,4 |
| Ga | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,72 | 4,7 | 5,3 | 1,88 | 4,02 | 4,21 | 3,93 | 3,48 | 2,2 |
| Ge | 1,02 | 1,03 | 0,78 | 1,11 | 1,08 | 1,17 | 0,81 | 0,68 | 0,70 | 0,60 | 0,55 | 0,60 |
| Rb | 7,26 | 13,5 | 8,0 | 5,91 | 4,25 | 11,4 | 0,71 | 1,37 | 1,81 | 1,73 | 9,48 | 1,73 |
| Sr | 63 | 83 | 121 | 84,1 | 45,2 | 131 | 10,0 | 120 | 89,9 | 84,7 | 208 | 84,7 |
| Y | 3,9 | 6,45 | 4,41 | 4,33 | 3,85 | 6,82 | 3,56 | 14,8 | 23,5 | 19,7 | 18,9 | 19,7 |
| Zr | 59 | 60 | 34 | 19,2 | 12,8 | 63,6 | 3,5 | 11,7 | 24,6 | 18,8 | 15,5 | 12,6 |
| Nb | н.а. | н.а. | н.а. | 4,85 | 2,13 | 9,85 | 0,37 | 1,87 | 0,45 | 0,56 | 1,94 | 0,88 |
| Cs | 0,07 | 3,7 | 0,16 | 0,13 | 0,04 | 0,15 | 0,12 | 0,03 | 0,02 | 0,22 | 0,19 | 0,22 |
| Ba | 31 | 1583 | 54 | 34,9 | 36,1 | 63,4 | 14,2 | 10,6 | 12,9 | 11,8 | 29,4 | 16,5 |
| La | 2,59 | 8,68 | 9,38 | 2,53 | 0,95 | 5,73 | 0,72 | 3,52 | 1,70 | 1,70 | 1,82 | 1,29 |
| Ce | 4,47 | 14,6 | 14,4 | 3,90 | 1,49 | 8,72 | 1,00 | 4,21 | 3,28 | 3,24 | 2,87 | 2,93 |
| Pr | 0,31 | 2,15 | 1,9 | 0,52 | 0,21 | 1,16 | 0,26 | 0,86 | 0,92 | 0,93 | 0,81 | 0,48 |
| Nd | 2,72 | 9,67 | 7,56 | 2,27 | 1,07 | 4,86 | 1,16 | 3,60 | 4,70 | 4,62 | 3,82 | 2,34 |
| Sm | 0,67 | 2,45 | 1,56 | 0,52 | 0,28 | 1,22 | 0,37 | 1,16 | 1,83 | 1,73 | 1,39 | 0,87 |
| Eu | 0,24 | 0,86 | 0,49 | 0,19 | 0,12 | 0,37 | 0,14 | 0,39 | 0,70 | 0,63 | 0,56 | 0,32 |
| Gd | 0,86 | 2,44 | 1,63 | 0,61 | 0,50 | 1,12 | 0,74 | 1,57 | 2,86 | 2,64 | 2,41 | 1,33 |
| Tb | 0,15 | 0,4 | 0,26 | 0,11 | 0,08 | 0,18 | 0,13 | 0,30 | 0,56 | 0,50 | 0,46 | 0,25 |
| Dy | 0,95 | 2,16 | 1,45 | 0,66 | 0,49 | 1,08 | 0,82 | 2,01 | 3,44 | 3,11 | 2,95 | 1,56 |
| Ho | 0,19 | 0,38 | 0,27 | 0,14 | 0,11 | 0,20 | 0,19 | 0,44 | 0,73 | 0,71 | 0,63 | 0,71 |
| Er | 0,61 | 1,06 | 0,8 | 0,45 | 0,39 | 0,61 | 0,53 | 1,38 | 2,16 | 2,00 | 2,08 | 1,01 |
| Tm | 0,092 | 0,15 | 0,12 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,20 | 0,34 | 0,30 | 0,31 | 0,30 |
| Yb | 0,58 | 0,87 | 0,64 | 0,38 | 0,35 | 0,57 | 0,57 | 1,21 | 1,95 | 1,84 | 1,84 | 0,93 |
| Lu | 0,094 | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,19 | 0,31 | 0,27 | 0,29 | 0,27 |
| Hf | 1,3 | 1,9 | 1,2 | 0,73 | 0,45 | 1,95 | 0,35 | 0,48 | 1,17 | 0,87 | 0,89 | 0,54 |
| Ta | н.а. | н.а. | н.а. | 0,06 | 0,02 | 0,07 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Pb | н.а. | н.а. | н.а. | 1,06 | 0,84 | 2,74 | 1,47 | 0,61 | 0,79 | 0,65 | 1,48 | 0,38 |
| Th | 0,38 | 1,2 | 1,3 | 0,30 | 0,17 | 0,71 | 0,09 | 0,55 | 0,13 | 0,09 | 0,17 | 0,14 |
| U | 0,34 | 0,59 | 1,6 | 0,23 | 0,17 | 0,21 | 0,14 | 0,16 | 0,06 | 0,13 | 1,34 | 0,09 |

Примечание: 1-7 - включения шпинелевых герцолитов и из щелочных базальтов вулканов: 1 - Дедушка, 2 - Свягино, 3 - Сибирцево, 4 - Свягино (крупнозернистые), 5 - Свягино (мелкозернистые); 6 - Борисовский, 7 - Свягино (неравномернозернистый); 8-12 - хромдиосиды из включений: 8 - Дедушка, 9 - Борисовский, 10 - Свягино (неравномернозернистые), 11 - Сибирцево, 12 - Свягино (мелкозернистые).

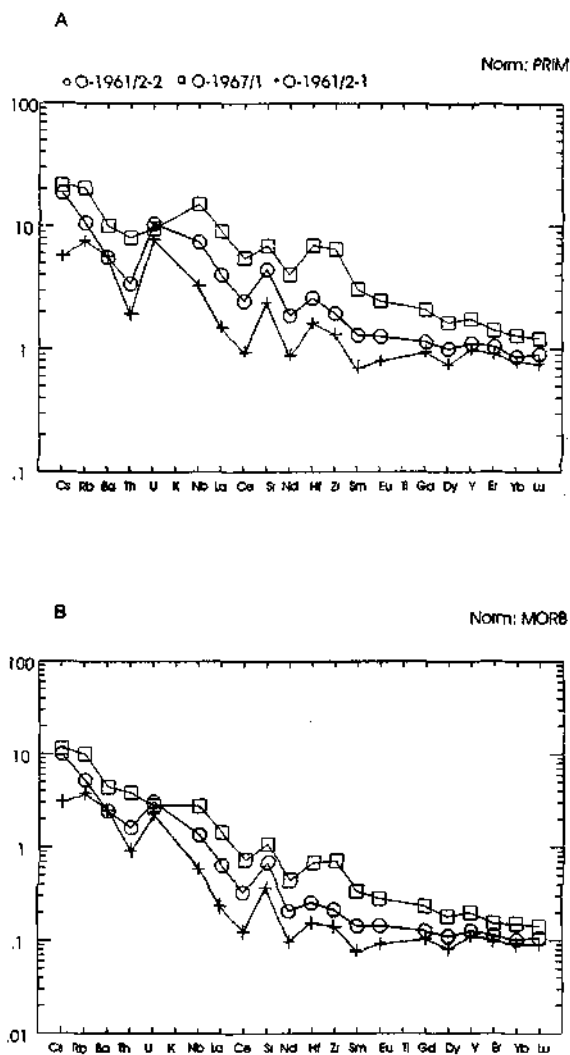


Рис.31. Концентрации редких и редкоземельных элементов в перцолитовых включениях в Свяягино (1961/2-2 и 1961/2-1) и Борисовском (1967/1) нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В).

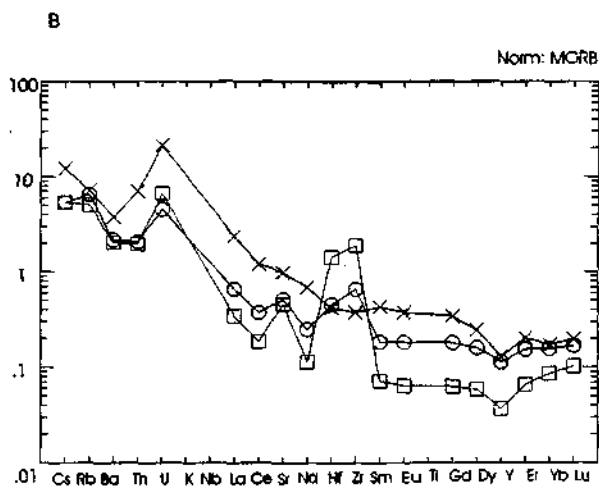
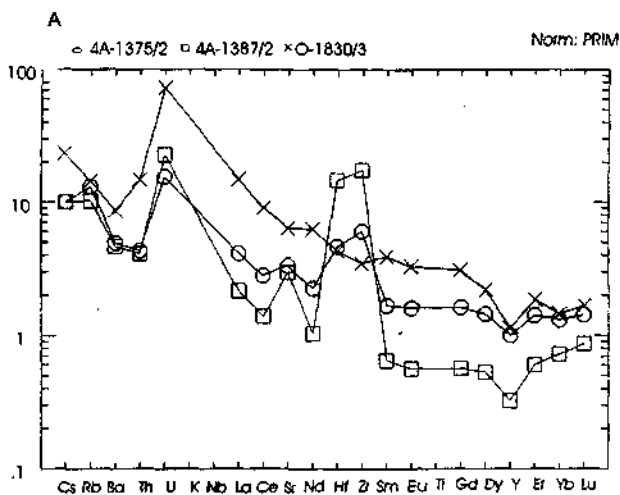
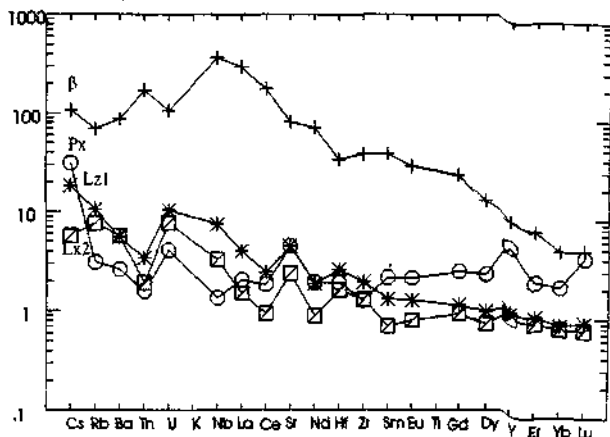


Рис.32. Концентрация редких и редкоземельных элементов вклиновидных включениях из щелочных базальтов вулканов Дедушка (1375/2), Медвежий (1387/2) и Сибирцевский (1830/3), нормализованных к примитивной мантии (А) и MORB (В).

A

Norm: PRIM

○-O-1961/2b ■-O-1961/2-1 +O-1961/1 *O-1961/2-2



B

Norm: MORB

○-O-1961/2b ■-O-1961/2-1 +O-1961/1 *O-1961/2-2

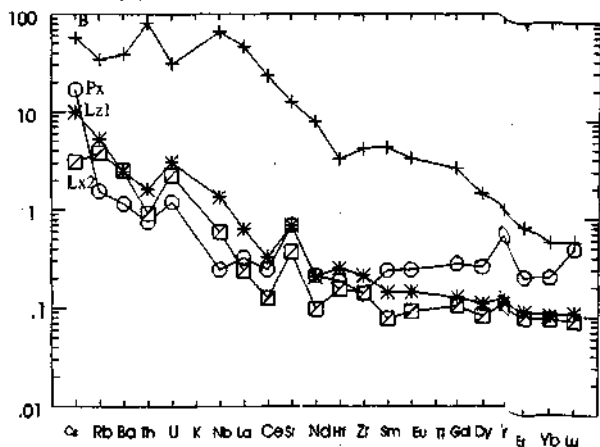
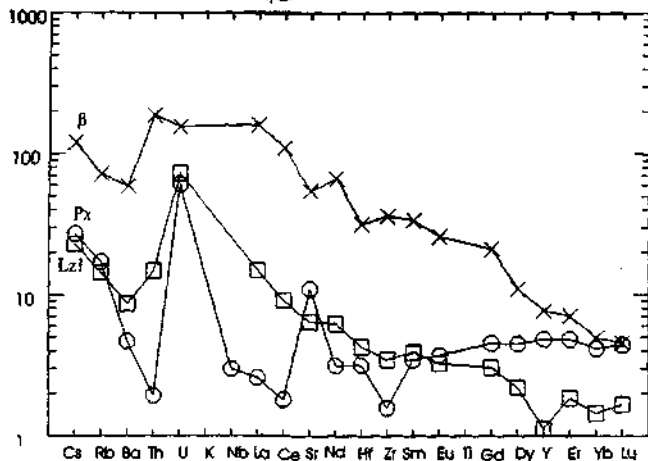


Рис.33. График концентрации редких и редкоземельных элементов в базальтах Свягинского вулкана, (1961/1), включениях шпинелевых перцолитов (1961/2-1 и 1961/2-2) и хромдиопсидах из включений (1961/2в), нормализованных относительно примитивной мантии (A) и MORB (B).

A

○ O-1830/1a □ O-1830/3 × O-1830/7



B

Norm: MORB

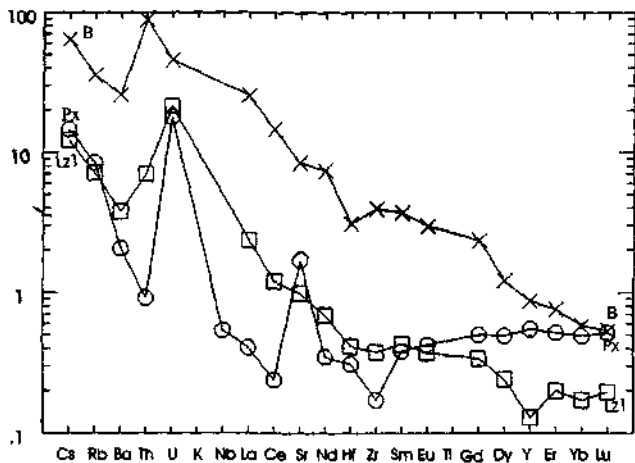


Рис.34. График концентрации элементов в базальтах Сибирцево-го вулкана, ксенолиты шпинелевых лерцолитов из них (1830/3) и хромдиопсиды из включений (1830/1а), нормализованных относительно примитивной мантии (А) и MORB (В).

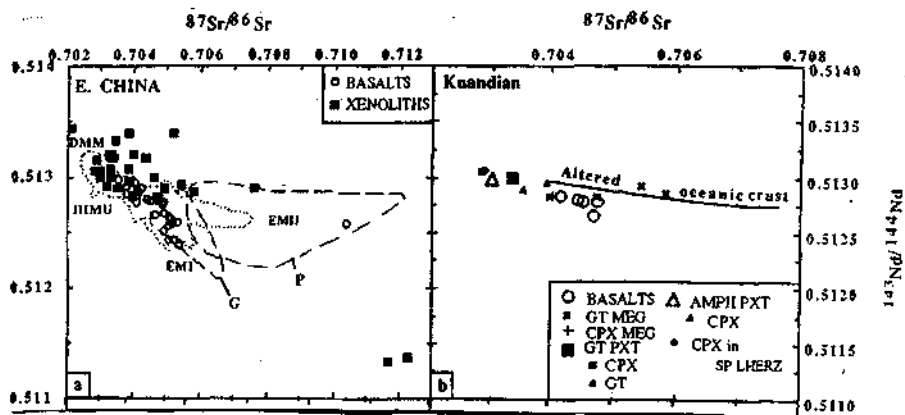


Рис.35. Диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr в ксенолитах и базальтах кайнозойских вулканов Восточного Китая по данным М.Татсумото и др. (Tatsumoto et al., 1992) и Дальнего Востока России. а - точками околтурены поля океанических базальтов, прерывистыми линиями поле гранат-содержащих перидотитов (G) и флогопит-содержащих гранатовых перидотитов (P) из кимберлитов Южной Африки. Данные по ксенолитам лерцолитового состава (квадратики) и по содержащим их щелочным базальтам (кружки) представлены из вулканов Северо-Восточного Китая, в том числе и из Амурской мегаструктуры. Мантийные компоненты источников (EMI, EMII, DMM, HIMU) по С.Харту (Hart, 1988). Ксенолиты образуют поле между деплетированной мантией (еще более деплетированной, чем DMM) и EMII (с высоким соотношением Nd, чем для EMII). Базальтоиды занимают позицию, смещаясь в сторону более радиогенных стронция и неодима. б - данные по гранатовым (Gr), шпинелевым (Sp) лерцолитам и ксенокристов из них; по амфиболовым и гранатовым пироксенитам и ксенокристов из них. Линия - тренд изменений океанической коры (по С.Hart and Staudigai, 1989).

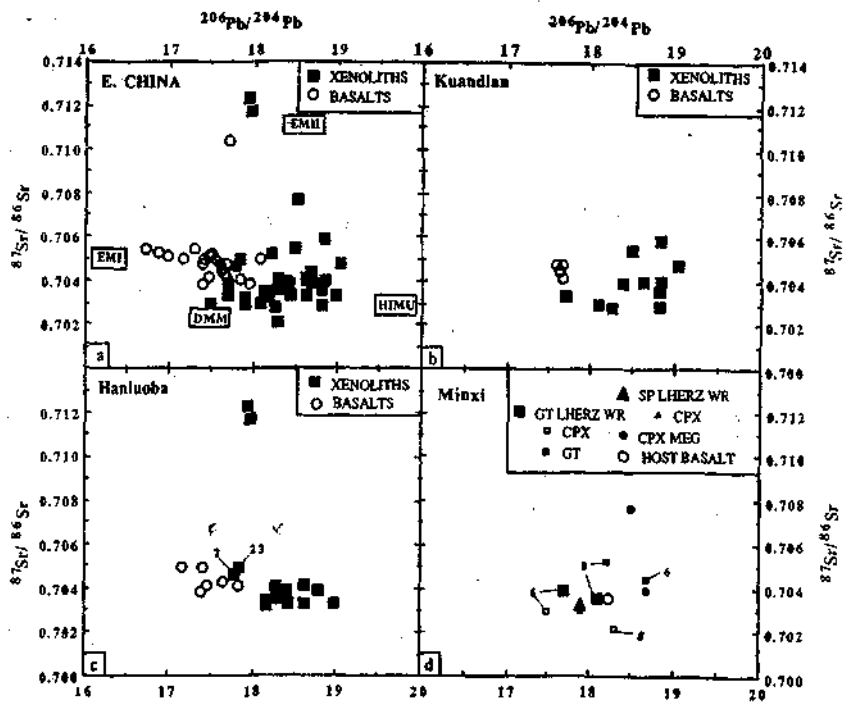


Рис.36. Диаграмма изотопов Pb и Sr по данным из ксенолитов и вмещающих их базальтов из различных кайнозойских вулканов Амурской мегаструктуры (а) и других вулканических полей Востока Азии: б - Куяндяньские с -четвертичные вулканы, миоценовые в. Ханноба, д - плиоценовые Фуцзюна (Tatsumoto et al., 1992). Хорошо прослежено изотопное неравновесие между базальтами, ксенолитами и минералами (с) из ксенолитов.

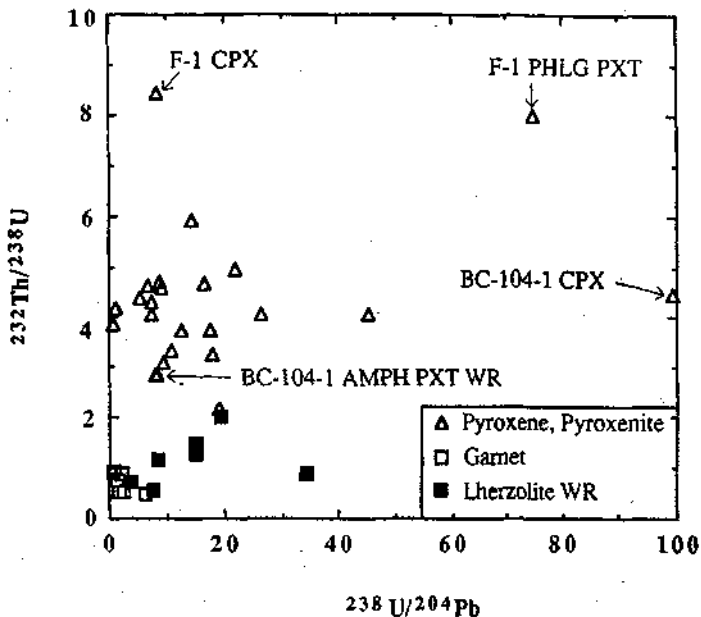


Рис. 37. Соотношения Th/U U/Pb в ультраосновных ксенолитах и лерзолитах (WR), амфиболовых пироксенитах (AmphPxT), флогопитовых пироксенитах (F-1 PHLG PXT) и минералов из них: гранатов (GT), клинопироксенов (Cpx). Показано, что в ультраосновных ксенолитах и гранатах (GT) из них очень низкие отношения U/Pb и Th/U. В пироксенитах эти значения значительно выше и разнообразнее по составу (Tatsumoto et al., 1992; и др.).

основании изотопных и редкоземельных данных по ксенолитам можно заключить, что первичная субконтинентальная литосфера была деплетирована, что весьма показательно на примере изотопов неодима в ксенолитах и базальтоидах (высокие в ксенолитах и более низкие – в базальтах); 6) предполагается, что метасоматоз нижних частей субконтинентальной литосферы (и возможно астеносферной мантии) связан с субдукцией океанической плиты (с последующим процессом и обогащением нижней литосферы). Наши данные, особенно выявленное аномальное истощение центральной (ядерной) частью Амурской мегаструктуры, а также различные уровни изотопных составов в близлежащих мегаструктурах, не позволяют связывать этот процесс с субдукцией океанической плиты, так как это не объясняет всех различий. Более правильное связывать с влиянием мантийно-ядерных процессов, как это предлагает С.Харт (Hart, 1988). Косвенным доказательством могут быть данные сейсмической томографии (Dziewonski, 1984; и др.) и наличие под Амурской мегаструктурой огромного мантийного диалюра, что определяет высокий тепловой поток (особенно под центральной ее частью, в рифте Сунляо) (Ma et al., 1989). Механизм формирования огромного плюма представлен в работе Т.Ларсена и Д.Юня (Larsen, Yuen, 1997), основанном на термальной конвекции с горизонтальным расширением и формированием области поднятия диаметром более 1000 км.

Следует подчеркнуть, что модель конвекции может иметь различные сценарии (рис. 38; Нобманн, 1997), при которых предусматривается большее или меньшее влияние компонентов нижней мантии или процессов на границе внешнего ядра и нижней мантии. Как предполагается, для модели основным источником влияния могут быть флюиды, главным образом, водорода, как наиболее энергетически емкого, при движении состав его преобразовывался в более сложные соединения, а в верхних горизонтах образуются углеводороды и т.д. (Haggerty, 1994; Ларин, 1990; Маракушев, 1990; Карпов и др., 1995; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.). Одной из парадигм современной геохимии углеводородов и нефтегеологии является вопрос о глубинном, мантийном происхождении углеводородов. И в решении этого вопроса Амурская мегаструктура с центральным опущенным ядром в виде впадины Сунляо, где обнаружены месторождения нефти и газа, может быть ключом к решению проблемы о неорганической природе нефти.

Геодинамический режим Амурской мегаструктуры

В рамках рассмотрения плюмовой гипотезы предполагается, что Амурская мегаструктура формировалась под воздействием мультиплюмов (Haggerty, 1994; Taylor et al., 1994; и др.), поднимающихся из внешнего ядра и нижней мантии и иницирующих

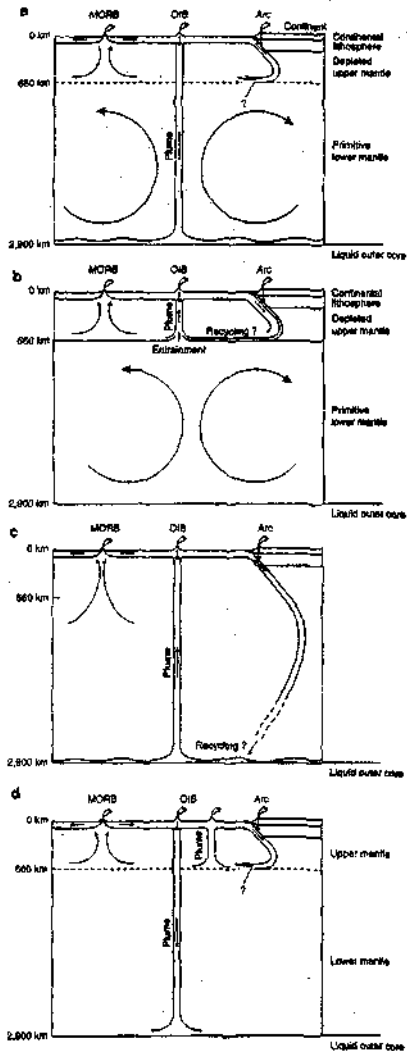


Рис. 38 Модели мантийной циркуляции (по А. Hofmann, 1997).

a - старая стандартная модель циркуляции двух уровней. Верхний слой деплетирован несовместимыми элементами при образовании коры. Плюмовые поднятия из основания нижней мантии, примитивного менее деплетированного слоя;

b - двухслойная циркуляция с полной изоляцией между верхним и нижним слоями. Плюмы поднимаются из основания верхнего слоя. Плюмовый источник определяется рециклированием океанической или континентальной литосферы;

c - всеобъемлющая мантийная циркуляция с плюмовым поднятием с границы мантия ядро;

d - модель, объединяющая условия модели "b" с ограниченным материалом из субдуцированной литосферы и мощным поднятием плюма из ядерно-мантийной границы.

движение горячих диапиров, прогрев и подтягивание верхней мантии. Это обусловило обширную зону аномальной мантии под Амурской мегаструктурой. Поднятие горячего диапира или диапиров на протяжении фанерозоя способствовало неоднократному проявлению глубинного магматизма на Ханкайском массиве: в среднем палеозое (девонские (?)) - внедрение кимберлитовых диапиров, в поздней юре (140 млн. лет) - меймечитовых трубок; на Буреинском массиве: в среднем мелу (115-117 млн. лет) - лампронтовых трубок; в среднем (\approx 140-125 млн. лет) и позднем мелу (91 млн. лет) - высокомагнезиальных андезитов рифтовых зон в центральной части и на периферии мегаструктуры. В кайнозое проявления глубинного магматизма охватило всю структуру, но имело тенденцию к омоложению, от периферии к центру, особенно в позднем плиоцене и голоцене, но в миоцене существовали центры одновременных проявлений вулканизма в различных местах структуры – на периферии и в центре. Если для раннего этапа развития плюма (средний палеозой, и на протяжении от среднего до позднего мезозоя) можно допустить формирование одного фиксированного возбуждаемого диапира (горячей точки), то для раннего-среднего кайнозоя это, возможно, действие нескольких диапиров. Омоложение вулканизма за последние 3 млн. лет от периферии к центру мегаструктуры (вокруг впадины Сунляо) фиксируется несколькими центрами четвертичного базальтоидного вулканизма.

Пространственно-временное смещение центров плюмового вулканизма от палеозоя по средний мезозой при фиксированной горячей точке в виде поднимающегося нижнемантийного плюма (если принять во внимание, что “загрузка” кимберлитовых расплавов алмазами проходила в нижней мантии, как это считают А.А.Маракушев и др. (1991) и С.Хаггерти (Haggerty, 1994; и др.), показывает, что литосферная плита двигалась с северо-востока на юго-запад и зафиксировала свое движение кимберлитовыми трубками (девоны?), трубками “меймечитов” - в поздней юре (\approx 140 млн. лет), лампронтов - в середине мела - (115-117 млн. лет), т.е. скорость смещения за этот промежуток времени была небольшой.

В мезозое центральная часть мегасвода Амурской мегаструктуры, начиная с поздней юры до среднего мела, была разбита разломами, которые испытывали растяжения, что привело к формированию рифтов и рифтовых долин. Возможно причиной таких движений были левосторонние смещения отдельных блоков относительно друг друга с растягивающими усилиями, как это полагает В.П.Уткин (1989, 2000). Геодинамический режим этого этапа был сложным, так как отдельные блоки испытывали локальные сжатия, другие - растяжения вдоль разломной системы Таньлю (Xu et al., 1987). Этот тезис подтверждается не только тектоническими построениями, но и тем, что здесь мы имеем

весьма пеструю геохимическую характеристику вулканитов: сочетание вулканитов с геохимическими чертами известково-щелочной серии и находки высокомагнезиальных андезитов, наличие которых подтверждается геохимическими чертами, присущими этим петрогенетическим типам, происхождение которых связывается с условиями почти адекватными трансформным разломам, что отмечалось для других областей (Saunders et al., 1987; Вольнец и др., 1998; и др.). Находка магнезиальных андезитов в пределах континентальной части Востока Азии, впервые представленная в этой работе, весьма актуальна, так как геодинамические условия формирования вулканитов проходили не по механизму примитивной субдукции, а при разломообразовании с участием первичных андезитовых расплавов, генезис которых еще предстоит обсудить.

Весьма ограниченные движения континентальных блоков Востока Азии в позднем мезозое, и в частности Амурской мегаструктуры, подтверждаются и палеомагнитными исследованиями российских и японских ученых в последние несколько лет (Otofuji et al., 1995, 1996, 1998).

В палеоцене-миоцене смещения континентального блока Амурской мегаструктуры были весьма малыми, возможно, существовало фиксированное положение. Так, на севере Ханкайского массива в пределах Алчанского разлома в миоцене и плиоцене сформировались два вулкана - Бабушка и Дедушка. Они представлены щелочными базальтами (табл. 11) с центральными некками, в которых встречаются ксенолиты и лерцолиты. Базальтоиды в Дедушки датированы 12 млн. лет (± 1 млн. лет), а в Бабушки - 4,78 млн. лет (Рассказов и др. 2000). Некки расположены на расстоянии 700-900 м друг от друга и по геохимическим характеристикам и спектрами редкоземельных элементов весьма близки. Этот факт позволяет говорить, что в промежутке времени между 12 млн. лет. и 4,78 млн. лет., т.е. на протяжении 7-8 млн. лет какие-либо движения отсутствовали. Безусловно, это предположение справедливо только для западного блока Сихотэ-Алиня, находящегося за Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. Не исключено, что более восточная часть структуры испытывала перемещения и, как считают некоторые исследователи, преобладали правосторонние движения.

Вулканизм субдукционного типа в полной мере в период мезозоя мог преобладать по периферии Амурской мегаструктуры, там, где встречные и косонаправленные движения континентальных блоков, в том числе и океанических плит, могли создавать условия, при которых генерировались расплавы с характеристиками островодужного типа. Подобные геохимические условия, в целом для Восточной окраины Азии, рассмотрены ранее (Тихоокеанская окраина ..., 1991).

Таким образом, учитывая длительный процесс проявления плюмового магматизма в Амурской мегаструктуре и его связь с глубинными геосферами, возможно, процессами на границе внешнего ядра и нижней мантии, представляется вполне реальным отнесение его к типам больших стационарных плюмов, возбуждение которых проходило время от времени и вызывало внедрение горячих флюидов в верхнюю мантию, прогрев, метасоматические преобразования и эрупцию базальтового расплава с геохимическими нижнемантийными и верхнемантийными характеристиками. Большемасштабные потоки из нижней мантии и их прорыв в верхнюю мантию может быть интерпретирован на основании томографических исследований, проведенных в последние годы в Исландии, Африке и Тихом океане (Nakakuki et al., 1997; Wolfe et al., 1997; и др.). С такими плюмами связаны потоки глубинных флюидов, что подтверждается исследованиями изотопов гелия (Graham et al., 1992).

Один из важных вопросов не может быть оставлен без внимания – вопрос о взаимоотношениях при встречных движениях Тихоокеанской плиты и Евразийского блока. Ранее были рассмотрены особенности вулканизма окраины восточной части Амурской мегаструктуры в объеме Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, как части огромного Восточно-Азиатского Вулканического линеймента. Все элементы такого взаимодействия были отмечены на примере вулкаников этого пояса: структурная, петрохимическая и металлогеническая зональность, состав и геохимический спектр магматических формаций, т.е. то, что свойственно вулканизму субдукционного типа. Но на рубеже позднего мела и раннего кайнозоя в вулканиках стали проявляться внутриплитные петрогеохимические черты, в среднем и позднем кайнозое проявился переход через предрифтовую стадию и деформирование высокоглиноземистых базальтов к типичным рифтовым комплексам плюмового вулканизма.

Следует добавить, и в период формирования окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса вулканогенные формации несли черты базитового влияния (Сахно, 1976; 1994 и др.), что выражалось в кислых вулканиках высокими концентрациями фемафильных элементов, изотопными отношениями близкими к базальтовым характеристикам ($\approx 0,70504-0,70450$ и т.д.). Возможно, это было следствием необычного строения коры краевого вулканического пояса – сокращенным гранитным слоем и мощной подушкой базальтового слоя в основании пояса. Но зональность, которая хорошо выражена для пояса предполагала субдукцию океанической плиты под континент. Возможен и другой вариант, как это полагает Г.М. Власов (1999) – рост сводового поднятия Амурской мегаструктуры сопровождается скупиванием в зоне стыка континентального блока и океанической плиты. При косонаправленном движении это вызывает скольжение и

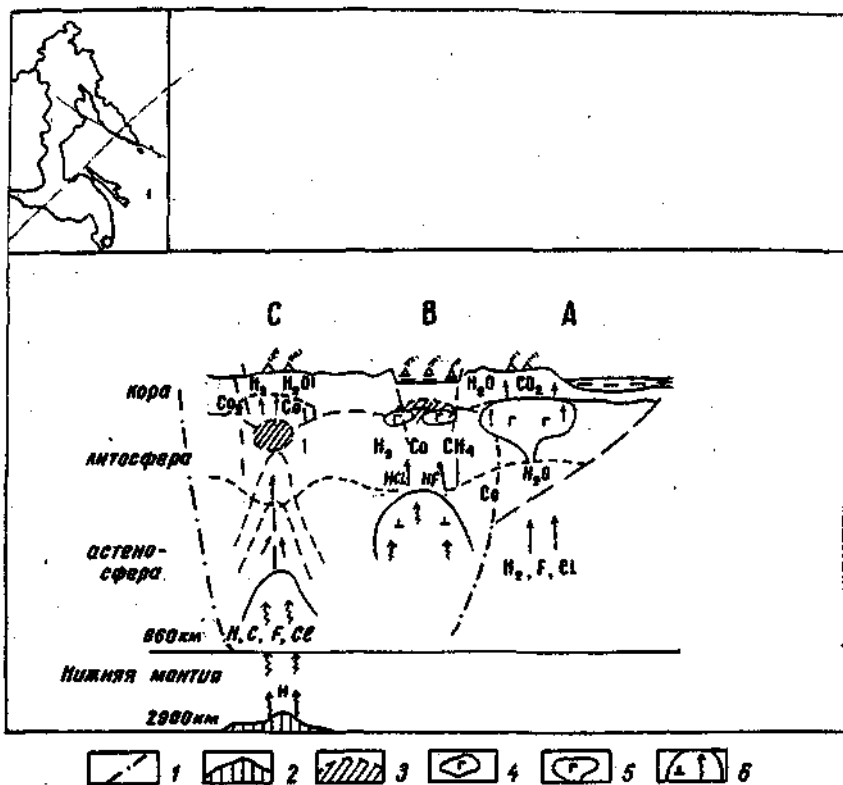


Рис. 39. Петрогенетическая модель континентальных вулканических поясов Тихоокеанской окраины Азии.

А - окраинно-континентальные вулканические пояса (Восточно-Сихотэ-Альинский), В - внутриконтинентальные пояса; С - зонный вулканизма.

1 - контуры глубинного корня ("киля") кратона Амурской мегаструктуры; 2 - поднятия (bubla) на границе D^* внешнего ядра и нижней мантии, поток флюидов (плюмажей); 3 - разуплотненная зона в литосфере и верхней мантии; 4 - зоны генерации базальтовых магнезиально-андезитовых расплавов; 5 - "базальтовая подушка" в основании окраинно-континентальных поясов; 6 - поднимающийся разогретый астеносферный диапир.

появление сдвиговых растяжений, через которые проникали глубинные магнитные расплавы. Это свойственно раннему кайнозою – наличие «переходных серий». Модель такого развития окраины рассматривали ранее (Тихоокеанская 1991; Сахно 1994; и др.)

На схеме (рис. 39) представлено взаимодействие Амурской мегаструктуры с глубинным «килем», как часть Евразийской плиты с Тихоокеанской на рубеже позднего мела и кайнозоя.

По окраине в меру развиваются магматические комплексы известково-щелочных серий, в тылу, в рифтовых впадинах известны высокомагнезиальные андезиты и субщелочные базальты. В центральной части мегаструктуры в более позднее время (миоцен-голоцен) проявлен высокощелочной плюмовый вулканизм, корни которого опускаются глубоко в мантию и возможно инициируются пламенными струями, поднимающимися от ядра.

ГЛАВА II. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Введение

Среди большого разнообразия структурных элементов окраинных и внутриконтинентальных поясов Востока Азии наиболее высокой рудоносностью отмечаются вулcano-купольные, интрузивно-экструзивные и магматогенно-купольные поднятия. В последних выделяются моногенные и полигенные структуры. Как правило, для последних свойственны длительность развития (50-100 млн. лет), многоэтапность проявлений и совмещение корового и глубинного магматизма (от ультраосновного щелочного до гранитоидного).

Такие структуры имеют глубинные корни, хорошо фиксируемые геофизическими методами, зоны разуплотнения в земной коре и уходящие глубоко в мантию (Липшевский, 1980; Глубинные., 1992; и др.). Для них свойственна высокая рудоносность. Это так называемые рудно-магматические системы, изучению которых посвящены исследования петрологов, геофизиков, рудников и геохимиков (Власов, 1979; Романовский, 1987; Томсон, 1988; и др.).

Формирование РМС проходило в сложной геодинамической обстановке, характеризующейся гетерогенным строением структур основания. Приуроченность к мантийным неоднородностям и зонам разуплотнения позволяет считать, что их организация связана с глубинными процессами, которые на протяжении десятков и даже сотен млн. лет определяли устойчивый профиль магматизма и оруденения. Геофизические исследования глубинных корней рудно-магматических структур независимо от профиля рудоносности показывают, что они характеризуются уровнями глубинности организации вещества (рис. 40). Верхняя часть, сводовое поднятие, обусловленное интрузивным внедрением - наличием скрытых магматических тел (криптобатолитов), апикальные части которых представлены гранитоидными интрузиями. По периферии сводов структуры вдоль разломов проявлены более глубинные интрузии. Это могут быть габбро-монцодиорит-гранитный дифференцированный комплекс, а также более ранние внедрения, представленные щелочно-ультраосновными и основными фазами - породами лампронитовой, шошонит-абсарокитовой или пикрит-щелочно-базальтовой сериями и т.д. Таким образом, выявляется мантийный фактор, влияющий на характер

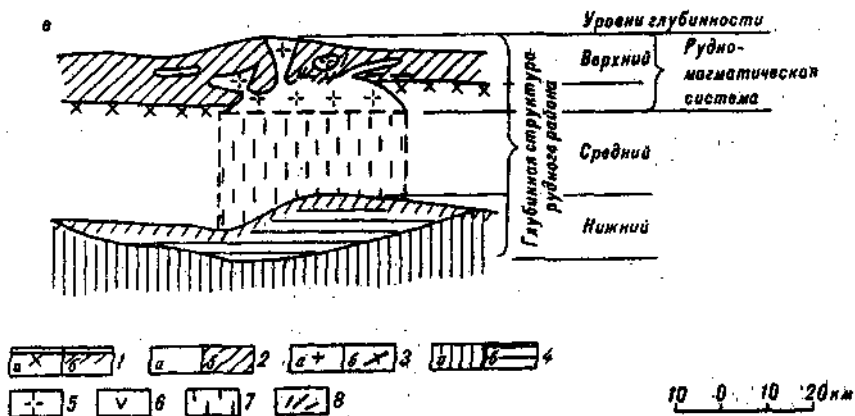


Рис. 40. Схема глубинного строения рудно-магматической системы (PMS) (Глубинное., 1992).

1 - граница: а) консолидированной коры, б) - Мохо; 2 - слои земной коры: а - консолидированной, б - чехла; 3 - кристаллический фундамент: а - гранитоидный, б - метаморфический; 4 - плотность мантии: а - нормальная (стандартная), б - аномальная (разуплотненная); 5 - гранитоидные тела; 6 - вулканоструктуры; 7 - магмопроницаемый канал; 8 - рудные тела.

становления магматической системы и их рудный профиль. Этим фактором может быть мантийный плюм, насыщенный глубинными флюидами.

Предполагается, что геофизически установленные неоднородности (гравитационные, магнитные и др.) в пределах таких структур связаны с воздействием процессов тектоно-магматической активизации и внедрением глубинных расплавов, насыщенных флюидами.

Анализ рудно-магматических систем оловоносных, золотоносных и других в рудных районах, а также областей активизации древних кратонов (Центрального Алдана, Кольского п-ва и т.д.) показывает, что для них характерны общие закономерности: приуроченность рудных районов к аномальным участкам земной коры и мантии и общие принципы преобразования глубинной структуры, связанной с потоком мантийных флюидов поднимающегося плюма.

Типовые рудные районы детально исследовались геофизическими методами (сейсмическими, гравиметрическими, магнитометрическими и др.) на территории Дальнего Востока и Восточной Сибири России, Западных штатов США (Глубинные, 1992; Романовский, 1987; Лишневикий, 1980; Kutina, Hildenbrant, ; и др.). Выявлено определенное строение литосферы и построены типовые геофизические модели, по которым можно сделать ряд выводов (Глубинные, 1992). Так, по данным сейсмических исследований в подошве литосферы выделяется инверсная граница, которая является кровлей низкоскоростного астеносферного слоя. В литосфере также отмечаются инверсные границы, которые указывают на существование низкоскоростных зон в земной коре и в верхней мантии. При этом, как указывают исследователи, эти разуплотнения уходят корнями в мантию на 80-100 км, т.е. в область генерации основных расплавов. Эта "сквозная" зона, вполне вероятно, инициирована потоком тепла. Данные по Амурской мегаструктуре показывают, что подъем поверхности Мохо достигает 20-30 км и наблюдаются высокие температурные градиенты, особенно в рифтовой зоне и впадинах (Сунля).

Учитывая глубинное строение Амурской мегаструктуры и ее связь с зонами генерации глубинных расплавов, можно предположить, что подток "разогретых" расплавов определял развитие центров проявления не только ультраосновного и щелочно-базальтового вулканизма, но и более кислых расплавов - высокомагнезиальных андезитов, которые известны во многих грабенах и рифтах. Более того, учитывая особенности геологического строения многих РМС, сложенных, главным образом, кислыми расплавами, но также присутствующих здесь ультраосновных и основных щелочных (лампроитов, пикрит-щелочно-базальтовых) магматических образований, проявляющихся как в раннюю стадию, так и в завершающую, можно сделать вывод, что развитие

РМС инициировано глубинным источником. Изотопно-геохимические данные (Sr и Nd изотопия) и спектр REE по наиболее изученным нами РМС (Баджальской, Комсомольской и др.) показывают, существование глубинных источников. Геофизические исследования подтверждают это и позволяют нам предполагать плюмовую природу долгоживущих и длительно развивающихся РМС, например, Баджальской, для которой свойственно наличие суперкрупных концентраций металлов - олова, вольфрама и др.

Как уже отмечалось выше, носителями тепла и обеспечивающими массоперенос могут быть флюиды. Детальное изучение флюидного режима магматических образований во многих разнопрофильных рудных районах (Баджальском, Комсомольском, Омсукчанском, Колымском и т.д.) показало, что РМС отличаются наиболее высоким проявлением газовой фазы при становлении интрузии и формировании РМС (Моисеенко, Сахно, 1982, 1976; Сахно и др., 1994; Полин, 1986; и др.). При этом, каждой РМС, отличающейся рудным профилем, характерны особенности соотношения флюидов, их степень окисленности-восстановленности. Систематические исследования состава газов как в интрузивных, так и гидротермальных породах, с которыми непосредственно связано оруденение, проведенное на многих РМС Дальнего Востока, позволило сделать вывод о приемственности флюидной фазы в магматической и прерудной стадиях вплоть до инверсии, когда наблюдается отложение металлов (Моисеенко, Сахно, 1976, 1982; Максимов, 1982; и др.). Было выявлено, что наиболее объемные месторождения отличаются наиболее объемной флюидонасыщенностью прерудной магматической фазы (Моисеенко, Сахно, 1976). В последние годы получено большое количество данных о роли галогенов (фтора и хлора) в рудном процессе благодаря разработкам новых методик экспрессного определения этих газов в магматических породах. Роль флюидов в генерации и переносе вещества, в том числе и рудного, доказана экспериментальными и термодинамическими работами.

Методика изучения

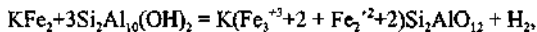
Изучению режима флюидов и особенно галогенов в петро- и рудогенезе уделяется большое внимание в исследованиях российских и зарубежных ученых. Эта проблема разрабатывается на основе экспериментов, термодинамическими исследованиями, изучением состава газовой фазы включений термобарометрическим методом. Проводится изучение особенностей распределения газов в магматических и гидротермальных породах с применением современных определений газов на основе газовой хроматографии

термическим вскрытием включений в минералах, стеклах и ионно-селективными электродами (Бушляков, Холодов, 1984; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.). В последние годы определение галогенов в магматических породах стало возможным по составу биотитов, роговых обманок и апатитов. Это позволило получить огромный материал по магматическим комплексам рудных районов, выявить определенную закономерность режима флюидов в рудно-магматических системах РМС. Методическая сторона газового анализа хроматографическим методом достаточно обоснована (Летников, Шарупа, 1977; Моисеенко, Сахно, 1976; Моисеенко, Сахно, 1982). Статистический материал по разнопрофильным РМС позволил выявить особенности флюидного режима континентальных и океанических структур Моисеенко, Сахно, 1982; Сахно, Мартынов, 1990; и др.).

Наиболее важным среди общего анализа флюидного режима является характер поведения галогенов в магматическом и рудном процессах. Роль галогенов во многом определяет петрогеохимический профиль и металлогеническую специализацию магматизма. Определение галогенов, и особенно фтора и хлора, в высокотемпературных магматических и гидротермальных системах стало экспрессным благодаря возможности анализа этих газов в гидроксилсодержащих минералах, которые свойственны как магматическим, так и гидротермальным породам в общей эволюции РМС. Наиболее индикаторным минералом, определяющим роль галогенов при кристаллизации и гидротермальной стадии эволюции РМС, является биотит, минерал широко распространенный как в высокотемпературных магматических системах, так и на уровне низкотемпературных гидротермалитов. Т.е. появилась возможность определения режима фтора и хлора в широких пределах температур и давления (Сахно и др., 1994; и др.).

Теоретическое обоснование индикаторной роли галогенов на основе изучения биотитов дано в работах Дж.Муноза (Munoz, 1984). А.Гунов, С.Лудингтон и Дж.Муноз (Cunow et al., 1980) впервые, на примере молибденового месторождения Хендерсон, штат Колорадо, США, попытались показать, что существует взаимосвязь между содержанием и соотношением фтора и хлора в биотитах и металлогенической специализацией гранитоидных расплавов. Была показана возможность использования OH-F-Cl при объемных реакциях во флюидной фазе в биотите и расплавах. Величина замещения галогенов в гидроксильной группе слюд зависит от таких важных факторов, как активность ионов галогенов или ассоциированных кислот (HCl , HF), от катионов октаэдрической позиции; от температур гидроксия-галогенового замещения при посткристаллизационном выщелачивания или обогащении при участии флюидов. Действие этих факторов в большей степени определяет состав слюд в дорудных и

пострудных процессах, т.е. характеризует окислительно-восстановительные условия. Состав слюд и соотношение галогенов – взаимосвязанные процессы. Соотношение Mg и Fe, т.е. миналы слюд, отражают эти условия. Непременным условием при расчете фугитивности H_2O , H_2 , F и Cl должно быть появление свободной фазы в виде окисного минерала – магнетита в равновесии с биотитом, на том основании, что при использовании реакции окисления-восстановления аннита (в ассоциации биотит-калиевый полевой шпат и магнетит):



аннит может содержать не более 10% октаэдрического Fe^{3+} (Hazen, Wones, 1972). Окисление Fe^{2+} сопровождается потерей H_2 , а в гидроксильной группе происходит переход $OHRO^2$, что отражается дефицитом состава в позиции гидроксильной группы. Однако, окисление Fe^{2+} не может объяснить весь дефицит в гидроксильной группе. Альтернативным объяснением может быть не окисление, а отрицательная корреляция между значимостью всех катионов октаэдрической и тетраэдрической позиций и гидроксильной группы, а вариация OH/O реагирует к позиции этих катионов в виде $R^{3+} + H^+ = Si^{4+}$ (Forbes, 1972). В связи с этим, оценка соотношений OH к фтору и хлору в гидроксильной группе в виде $OH = F$ и $OH = Cl$ выявляет специфику кристаллизации природных биотитов и параметры устойчивости минеральных ассоциаций. Примером может быть устойчивость биотитов различной железистости (Mg/Fe соотношений) при определенной фугитивности F, OH, Cl. Такие соотношения были получены при экспериментальном изучении биотитов и подтверждены эмпирически по природным слюдам (Munoz, 1984).

Пересчет биотитов на миналы $X_{sid} = [(3-Si/Al)/1,75] [1 - XMg]$

$X_{ann} = 1 - (XMg + X_{sid})$ в точности соответствует равновесию синтетических растворов флогопит-аннит-сидерофиллит по Дж. Мунозу (Munoz, 1984), что позволило Дж.Бримхоллу и Д.Крерару (Brimhall, Stetgar, 1987) использовать их при анализе на месторождениях различного состава в зависимости от состава гранитных плутонов (Сахио и др., 1994; и др.). Равновесия с определением аннитовой и сидерофиллитовой составляющих и предложенным эмпирическим уравнением (Munoz, 1984) дают возможность на основе данных по составам биотитов определить фугитивности фтора, хлора, OH, H_2O и H_2 , их соотношений в магматических и гидротермальных породах РМС различного петрогеохимического профиля. Это раскрывает возможности изучения эволюции флюидного режима галогенов и других газов, как в рудных, так и безрудных магматических структурах. Более того, количественная оценка фугитивности этих газов, на примере известных промышленных РМС, позволяет выявлять критерии оценки рудной перспективности гранитоидных плутонов. Такие

исследования были проведены на различных РМС Дальнего Востока: оловоносных, золотоносных, молибденовых, меднопорфировых и т.д. (табл. 17; Сахно и др., 1994; Сахно, 1994).

Количественная оценка фугитивности fH_2O , fH_2 , fOH , $fHCl$, fHF , а также параметров P и t на основе известных методик по составу пироксенов, гранатов и других минералов (Маракушев, 1973; Авченко и др., 1991; и др.) позволяют выполнить графическое построение этих соотношений, что дает наглядное представление о роли этих параметров в разнофациальных и разнопрофильных РМС (Aque, Brinhal, 1988; Сахно и др., 1994; Сахно, 1994; и др.) (рис.1,2).

Наряду с определением фугитивности галогенов, а также на основе анализа биотитов по вышеперечисленным методикам, определения фугитивности водорода, т.е. степени окисленности-восстановленности гранитоидных систем (Аранович, 1989; и др.), анализ содержания газов (H_2 , CO , CO_2 , CH_4 , H_2O , N_2) (Сахно, 1997; Сахно, Максимов, 1998) в минералах различных фаций глубинности и температур кристаллизации позволяет сделать следующие основные выводы.

Установлено, что РМС и магматические комплексы существенно различаются между собой не только первичной геохимической специализацией, но и составом и соотношением газов и галогенов, что дает основание разделить их на ряд типов, характеризующихся определенной спецификой гранитоидов и рудоносностью: фторотипных (Sn, W, Be, Ag и др.) и хлоротипных (Cu, Mo, Au, Pb и др.) и, соответственно, петрохимическим составом магматических комплексов (соотношение K/Na , Ca/Al и т.д.), а также минеральными ассоциациями и их составами.

Наиболее ярким представителем первого типа являются РМС с оловянной минерализацией, широко развитые как в окраинно-континентальных поясах, так и внутри Амурской мегаструктуры. Особенности глубинного строения таких РМС рассматривались выше (рис. 41). Примером структур подобного типа являются Баджалская, Кавалеровская, Омсукчанская и др.

Представителем структур второго типа являются Дальнегорская, Селитканская, Муникано-Тонумская, магматические комплексы структур Кольмского батолитового пояса с золоторудной минерализацией (Сибердякский и др.). Это так называемый халькофильный тип РМС.

Особенности состава магматических комплексов рассматривались многими исследователями и они широко представлены публикациями (Вулканические ;, 1984; Моисеенко. Сахно, 1982; Максимов, 1982; Тихоокеанская ;, 1991; и др.). Анализируя все эти данные, следует подчеркнуть, что для фторотипных (оловоносных,

Параметры флюидного режима магматических комплексов (по составу биотита) рудно-магматических систем
вулканических поясов Дальнего Востока

| № п/п | X_{Mg} | X_{SiO} | $X_{Al_{III}}$ | F, % | Cl, % | \log X_F/X_{Cl} | \log F/OH | \log f_{H_2O}/f_{HCl} | \log f_{H_2O}/f_{HF} | \log f_{HF}/f_{HCl} | $\ln f_{H_2}$ |
|----------|----------|-----------|----------------|------|-------|------------------------|----------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------------|---------------|
| 1 | 0,232 | 0,415 | 0,353 | 0,86 | 0,19 | 0,923 | - 0,907 | 1,666 | 3,648 | - 1,982 | - 0,708 |
| 2 | 0,289 | 0,341 | 0,370 | 0,57 | 0,20 | 0,724 | - 1,107 | 1,557 | 3,928 | - 2,371 | - 0,764 |
| 3 | 0,006 | 0,857 | 0,137 | 1,13 | 0,39 | 0,735 | - 0,741 | 1,748 | 3,137 | - 1,390 | 0,346 |
| 4 | 0,393 | 0,260 | 0,346 | 0,41 | 0,52 | 0,172 | - 1,258 | 0,955 | 4,212 | - 3,257 | - 1,547 |
| 5 | 0,457 | 0,302 | 0,240 | 0,24 | 0,28 | 0,203 | - 1,509 | 1,113 | 4,524 | - 3,411 | - 2,249 |
| 6 | 0,271 | 0,654 | 0,074 | 1,94 | 0,13 | 1,444 | - 0,491 | 1,695 | 3,223 | - 1,528 | 0,554 |
| 7 | 0,600 | 0,123 | 0,277 | 2,34 | 0,31 | 1,153 | - 0,404 | 0,682 | 3,615 | - 2,933 | - 1,671 |
| 8 | 0,107 | 0,504 | 0,389 | 1,33 | 0,33 | 0,876 | - 0,648 | 1,601 | 3,233 | - 1,631 | - 0,036 |
| 9 | 0,153 | 0,350 | 0,518 | 1,93 | 0,56 | 0,810 | - 0,449 | 1,249 | 3,123 | - 1,874 | - 0,332 |
| 10 | 0,054 | 0,799 | 0,147 | 1,95 | 0,66 | 0,743 | - 0,445 | 1,368 | 2,908 | - 1,539 | 2,000 |
| 11 | 0,208 | 0,545 | 0,247 | 2,28 | 0,45 | 0,975 | - 0,364 | 1,221 | 3,052 | - 1,831 | - 0,999 |
| 12 | 0,028 | 0,972 | 0,000 | 1,14 | 0,56 | 0,578 | - 0,742 | 1,549 | 2,993 | - 1,444 | 1,909 |
| 13 | 0,312 | 0,058 | 0,630 | 0,33 | 0,25 | 0,393 | - 1,350 | 1,424 | 4,259 | - 2,835 | 1,525 |
| 14 | 0,307 | 0,172 | 0,521 | 0,64 | 0,32 | 0,576 | - 1,045 | 1,312 | 3,923 | - 2,611 | - 0,726 |
| 15 | 0,568 | 0,118 | 0,314 | 1,66 | 0,32 | 0,986 | - 0,573 | 0,747 | 3,750 | - 3,003 | - 0,975 |
| 16 | 0,532 | 0,052 | 0,415 | 0,88 | 0,38 | 0,636 | - 0,901 | 0,794 | 4,050 | - 3,260 | - 0,206 |
| 17 | 0,407 | 0,129 | 0,464 | 0,50 | 0,09 | 1,018 | - 1,173 | 1,689 | 4,171 | - 2,482 | - 1,465 |
| 18 | 0,447 | 0,178 | 0,375 | 0,66 | 0,13 | 0,982 | - 1,048 | 1,451 | 4,079 | - 2,628 | - 1,714 |

Примечание. Оловоносные гранитоиды РМС (1-12): Баджалская РМС (ильменитовая серия): 1 - экзрузия гербинской фазы, 2 - экзрузия аракотской фазы, 3 - Верхне-Урмийские граниты, 4 - монцогранодиориты, сидинский комплекс; Кавалеровская РМС (ильменит-магнетитовая серия): 5 - монциты, Березовский массив, 6 - лейкотраниты, березовский комплекс, 7 - гранодиориты, новогорский комплекс, Угловская структура, 8 - аплиты, шумнинский комплекс; Омсукчанская РМС (магнетит-ильменитовая серия): 9-10 - крупнозернистые граниты, массив Маяк, 11-12 - крупно- и мелкозернистые граниты и невадиты Лево-Омсукчанского массива и штока; Халькофильные РМС (13-18): Магнетитовая серия: Дальнегорская, дальнегорский блок (Pb-Zn): 13- 14 - гранодиориты, дальнегорский комплекс; Краснореченский блок (олово-полуметаллический профиль оруденения): 15-16 - граниты, дальнегорский комплекс; Тонумо-Мунканская РМС (Mo-Cu порфировый тип оруденения): 17 - монцитониты, бургалийский комплекс, 18 - тонумские граниты, тонумский комплекс.

вольфрамоносных и др.) характерны темноволновые минеральные ассоциации с высокой железистостью. Устойчивость минералов с высокой железистостью по мере эволюции магматизма является отличительной особенностью оловоносных РМС баджальского типа. Такая особенность, прежде всего, объясняется высокой восстановленностью газовой фазы от ранних до поздних этапов кристаллизации магматических комплексов РМС. Устойчивый поток восстановленных газов при наличии высоких концентраций олова (Sn^{2+}) в двухвалентной форме не позволял рассеиваться в форме аксессуария от ранних до поздних фаз магматизма вплоть до инверсии флюидной фазы в предрудную стадию, что обеспечивало формирование большеобъемных месторождений (Верхне-Урмийское и др. в Баджальской вулканической зоне).

Иной характер магматизма отмечается в Омсукчанской и Кавалеровской оловоносных РМС. В кислых магматах – эффузивных риолитах, субвулканических гранитах железистость биотита снижается, появляется железистая роговая обманка и магнетит, что в целом определяет высокую степень окисленности флюидов в магматической системе, затем в последующей фазе снова возрастает восстановленность флюида и кристаллизуются биотиты с высокой железистостью в парагенезисе с ильменитом. Эти комплексы могут быть отнесены к ильменит-магнетитовой серии (кавалеровский тип РМС). К этой группе относятся гранитоидные массивы Омсукчанской РМС - Маяк, Невский, Лево-Омсукчанский и др. Биотиты этого типа гранитоидов отличаются значительными колебаниями по железистости (от 74 до 99 %) и глиноземистости (от 17 до 28%). Это же относится и к содержанию фтора и хлора, соотношения которых колеблются от фазы к фазе.

Как отмечалось выше, для оловоносных структур характерны проявления разноглубинного и разнофациального магматизма интрузий - монцитонитоидного и лейкократового корового (рис. 41), что и обуславливает при устойчивом восстановленном флюидном потоке высокую рудную продуктивность системы (Баджал).

К халькофильным РМС относится большая группа структур в вулканических поясах Востока Азии. Это прежде всего, золотоносные, полиметаллические, молибден-меднопорфировые и др (рис. 42). Типоморфными минералами для них являются ассоциации среднежелезистых биотитов, роговых обманок, пироксенов и магнетитов. Это типично магнетитовая серия. Наиболее информативным минералом, позволяющим давать оценку фугитивности кислорода и других газов является биотит. Биотиты по железистости отличаются большими колебаниями (от 30 до 65%). Наиболее магнезиальными являются биотиты из диоритов и монцодиоритов. В гранитоидах и гранитах с ростом кремнекислотности растет железистость пород. Но даже в лейкократовых гранитах она не

Модель оловоносной РМС

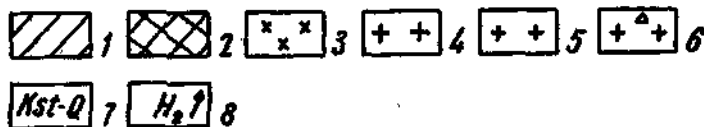
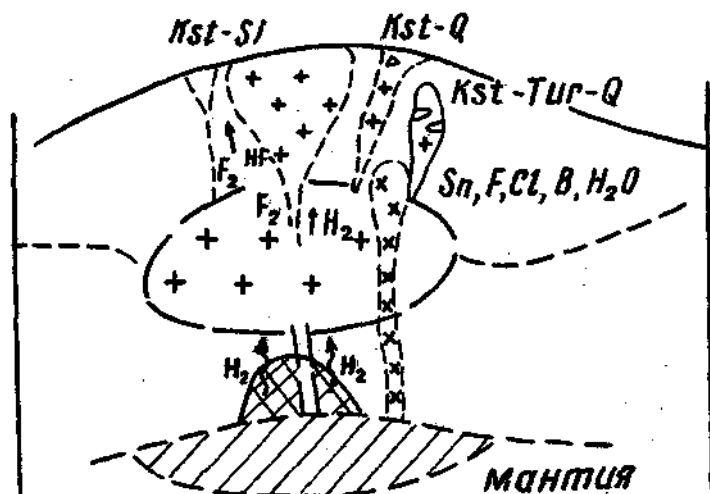


Рис. 41. Петрологическая модель оловоносной РМС.

1 - линза аномальной (разуплотненной) мантии; 2 - флюидонасыщенная аномальная мантия; 3 - интрузии монзонитоидного состава; 4 - линзагранитоидного состава; 5 - гранитные плутоны и субвулканические интрузии; 6 - трубчатые и субвулканические тела с касситерит-турмалин-кварцевым рудопроявлением и других типов; 7 - рудные формации: касситерит-силикатная, касситерит-кварцевая и др.

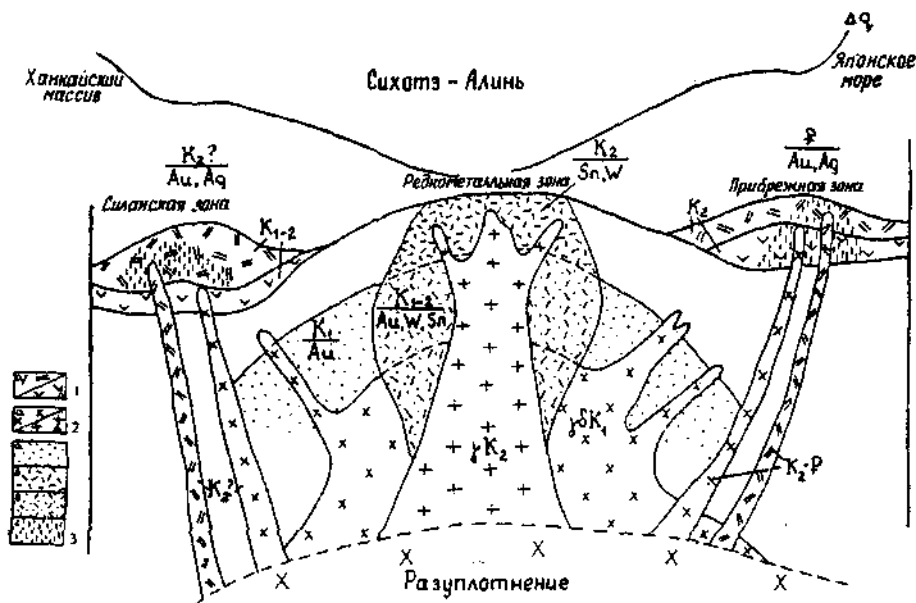


Рис. 42. Модель золоторудной (многопрофильной) магматической системы (Моисеенко, Эйриш, 1996).

1 – вулканиты кислого состава (а) и среднего (б); 2 – интрузии гранитоидов: ранние натровые (а) и поздние-калиевые (б); 3 – рудные формации: золотая (а), редкометалловая (б), золото-редкометалловая гибридная (в), золото-серебрянная (г).

превышает 70-75% (при отсутствии роговой обманки в парагенезисе с магнетитом). При сравнении составов биотитов с биотитами оловоносных РМС обнаруживается их высокая и средняя магнезиальность, колебания в содержании галогенов и соотношении F/Cl.

Другие темноцветные минералы - клино- и ортопироксены, роговые обманки в группе магнетитовой серии также являются более магнезиальными, чем это свойственно для фторофильных типов оловоносных пород РМС. Сопоставление двух серий - ильменитовой и магнетитовой выявляет не только определенные различия в составах минералов, их железистости-магнезиальности, но главное - в составах флюидной фазы, степени соотношений окисленных и восстановленных газов, соотношениях галогенов и в конечном итоге - петрохимическом типе магматических фаз и рудном профиле рудных формаций, с ними связываемых. Наиболее четко это представлено на графиках, построенных на основе определения фугитивности этих газов, с использованием анализов и методик, описанных выше.

Режим галогенов

Установлено, что одним из основных факторов, влияющих на петро- и рудогенетические процессы, являются окислительно-восстановительные условия при магмогенерации и отложении металлов в областях разгрузки гидротерм. В качестве индикатора кислотности-щелочности и окислительно-восстановленности минеральных фаз и сред может быть биотит - минерал, имеющий широкий диапазон условий кристаллизации и отчетливую зависимость от термодинамических параметров T , P и химических концентраций компонентов среды. Одним из параметров степени окисленности-восстановленности является фугитивность кислорода. Расчетные параметры летучести кислорода могут быть определены на основе компьютерной программы "Селектор-С" (Карпов и др., 1998), либо на основе равновесия минеральных ассоциаций по Уонесу и Югестеру (Wones, Engster, 1965). Но последний метод имеет большие погрешности. Компьютерный вариант во многом более определен, но имеет ряд условностей. Определение фугитивности кислорода по активности аннита в гранитоидах по методике (Аранович, 1983; Авченко, Валуй, 1991; и др.) дает нам возможность получить экспрессно области кристаллизации кислых магматических комплексов в эволюции РМС на различных ее стадиях, а также в этап гидротермального рудоотложения и в разнопрофильных рудных системах: оловоносных, золотоносных и т.д. (рис. 43). Так, для оловоносных структур на всем этапе эволюции магматизма флюидный режим баджальского

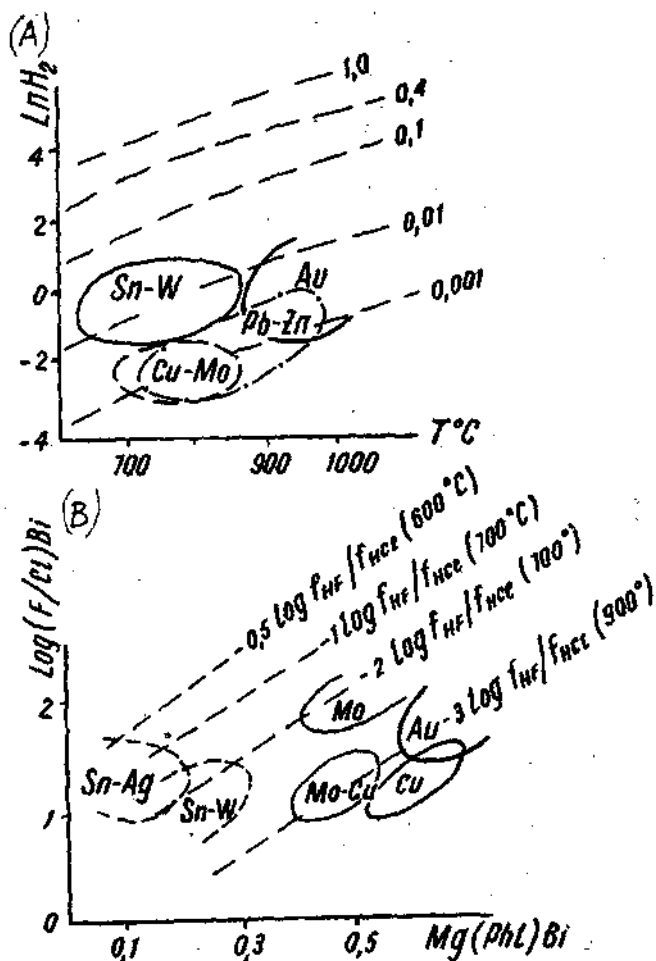


Рис. 43. А- фугитивность водорода по активности аннитовой составляющей в биотитах РМС (на примере разнопрофильных рудных районов). Пунктирные линии - линии равных отношений фугитивности водорода в кислых породах с парагенезисом $Bi + КПШ + Mt (+Ilm)$ при определенной температуре (Авченко, 1991; Сахно, 1994; и др.). В - Соотношения $\lg xF/xCl$ и флогопитовой составляющей (xMg) в биотитах кислых магматических пород РМС (оловоносных, молибденосных и др.) на примере рудных районов Дальнего Востока и Западных штатов США. Пунктирные линии - линии равновесных соотношений фтора и хлора в гидроксильной группе биотитов (расчеты по Munoz, 1984).

типа, для которого свойственно формирование большеобъемного месторождения, отличался устойчивым восстановительным режимом. При этом, и на этапе раннего магматизма (лакский комплекс) он имел четко выраженную тенденцию высокой восстановленности при высокотемпературном режиме на уровне буферного равновесия MW (гербинская и урмийская фазы Баджальской РМС). По мере эволюции системы, в фазе среднего этапа (табл. 18) высокотемпературных эффузивно-экструзивных фаций наблюдается резкое колебание степени окисленности, т.е. характерен переход фаций из ильменитовой в переходную ильменит-магнетитовую серию. Рудоносные фазы РМС - лейкократовые граниты как низкотемпературные ($> 650-670^{\circ}\text{C}$) и наиболее флюидонасыщенные, тем не менее отличаются степенью восстановленности газов, но в отличие от высокотемпературных экструзивных образований эти гранитоиды имеют несколько повышенную фугитивность кислорода и более низкую фугитивность водорода. Однако восстановленность сравнительно высока ($\log O_2 = -16,5-17,1$), поле активности аннита в пределах 0,3-0,4.

Фугитивность водорода для оловоносных интрузий резко повышена в сравнении с другими формационными типами структур (например, силинский комплекс Баджальской зоны, новгородский - Кавалеровской РМС и т.д.) (Сахно и др., 1994). Этим объясняется высокая железистость биотитов и других минералов. Повышение магнетизма биотитов в монцитонитовых комплексах - силинском, новгородском и др. идет при снижении фугитивности H_2 и повышении фугитивности O_2 , активность аннитовой составляющей находится на изолинии 0,01 (рис. 43).

Фтористость и хлористость флюида, как отражение степени окисленности при эволюции системы, может быть рассмотрена на примере оловоносных РМС Дальнего Востока (Баджальской, Омсукчанской, Кавалеровской и др.). В каждой из них, несмотря на схожесть, т.е. высокую восстановленность флюидов, эволюция имеет свой тренд. Для Баджальской - от начальных фаз к заключительным она остается на одном уровне. Это весьма важный фактор, т.к. олову (Sn^{+2}) ограничены условия рассеивания и переход к олову (Sn^{+4}) до заключительных предрудных фаз, когда происходит инверсия флюида. В Омсукчанской РМС это соотношение значительно колеблется и часть олова кристаллизуется в магматическую стадию в виде аксессуария. Различная величина $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$ свойственна для этих структур (рис. 44, 45).

В оловорудных полигенных структурах, помимо гранитоидных интрузий, близодновременно внедрены глубинные монцитонитовиды, флюидная фаза которых отличается более высокой степенью окисленности ($f\text{O}_2 = -12,5-14,0$) и высокой фугитивностью хлора ($\log f\text{HF}/f\text{HCl} = -3,2-3,5$). Такое совмещение имеет большое значение

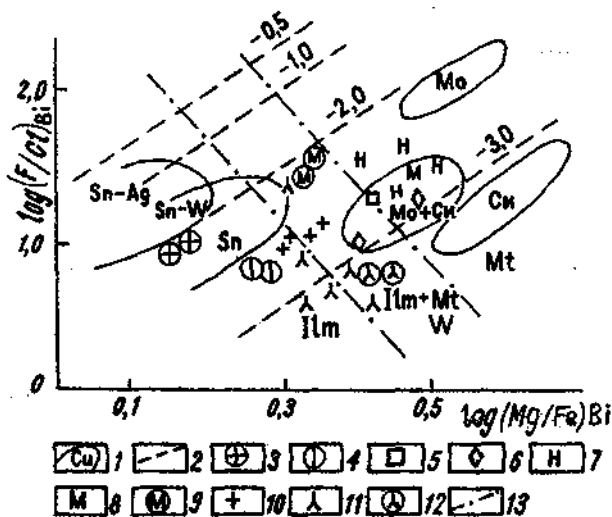


Рис. 44. Диаграмма соотношений F/Cl и флогопитовой составляющей в биотитах кислых магматических пород РМС Дальнего Востока (оловоносных, молибденосных, медно-порфировых и др.) и Западных штатов США (Mo -Henderson, Cu -Santa-Rita) (Сахно, 1994; Gunow et al., 1980; Grimhall, Cterar, 1987). 1 - поля фигуративных точек биотитов из рудоносных комплексов; 2 - линии равных отношений $\log((HF/HCl)_{Bi})$, рассчитанных по активности мишалов биотита и соотношений фтора и хлора в гидроксильной группе биотитов с учетом температуры; 3,4 - магматические комплексы Баджальской (3) и Комсомольской (4) РМС; 5 - гранитоиды молибденовых комплексов Селитканской РМС; 6 - гранитоиды с Mo-Cu порфировой минерализацией южного обрамления Куйдусунской зоны (Прихотье); 7-11 - гранитоиды Кавалеровской РМС: 7 - новогорский комплекс, 8-9 - араратский комплекс, 10-11 - богопольский комплекс (кривопадинские граниты - 10, дайки и лавы - 11); 12 - богопольская экзтрузия Эмбагоуской РМС; 13 - магматические серииты: Ilm - ильменитовая, Ilm+Mt - ильменит-магнетитовая, Mt - магнетитовая и их разделяющие линии.

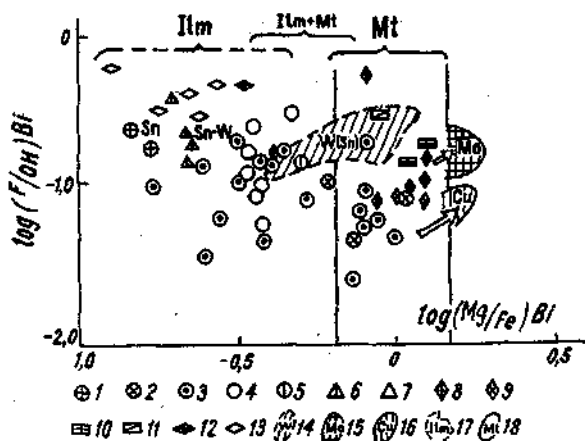


Рис. 45. Диаграмма соотношений F/ОН и флогопитовой составляющей в биотитах магматических комплексов и гидротермальных биотитов рудоносных зон РМС Дальнего Востока и Западных штатов США (Сахно, 1994; al., Gunow et 1980; Grimhall, Stegar, 1987). 1-4 - Баджалская РМС: 1 - верхне-урмийские граниты, 2 - силинские, 3-4 -экструзивные покровные фации баджалского комплекса; 5 - чалбинские граниты Комсомольской РМС; 6-7 - Верхне-Аллахская олововольфрамовая РМС; 8-9 - Комсомольская и Селитканская РМС (молибденосные - 8, меднопорфировые - 9); 10-11 - комплексы гранитоидов южного обрамления Куйдусунской зоны (медные и золотоносные); 12-13 - комплексы Омсукчанской РМС (оловоносные и олово-серебряносные); 14-16 - поля гидротермальных биотитов рудоносных РМС: 14 -вольфрамоносных и оловоносных, 15 - молибденосных, 16 - меднопорфировых (по данным месторождений ДВ и Западных штатов США (Арие, 1988); 17-18 -области развития ильменитовых (Ilm), ильменит-магнетитовых (Il+Mt) и магнетитовых (Mt) магматических комплексов и их разделяющие линии.

Состав газовой фазы из минералов-акраплиеников магматических пород РМС Дальнего Востока

| № пробы | Минерал (порода) | T°C | Содержания газов, объемные % | | | | | | CO ₂ /CO | H ₂ O/H ₂ | Тип минерального буфера [поле] | logfO ₂ ^{CO} | logfO ₂ ^{FeO} | logfO ₂ |
|---|------------------|------|------------------------------|----------------|-------|-----------------|-----------------|------------------|---------------------|---------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|--------------------|
| | | | H ₂ | N ₂ | CO | CH ₄ | CO ₂ | H ₂ O | | | | | | |
| Баджалский вулкан - плутонический комплекс | | | | | | | | | | | | | | |
| M-851 | Q (γ) | 988 | 5.74 | 0.66 | 3.45 | 0.57 | 4.60 | 85.58 | 1.33 | 14.90 | WI | -14.12 | -12.50 | -12.99 |
| M-685 | Fsp (γ) | 700 | 2.77 | 0.00 | 3.69 | 0.02 | 0.28 | 93.24 | 0.075 | 33.66 | QIF[1] | -23.50 | -17.84 | -18.59 |
| M-802 | Q (γ) | 620 | 2.75 | 0.82 | 8.25 | 0.16 | 2.75 | 85.26 | 0.33 | 30.77 | QIF | -24.93 | -20.28 | -21.75 |
| M-1417 | Fsp (γ) | 610 | 9.07 | 0.18 | 9.07 | 0.09 | 9.07 | 72.53 | 1.0 | 7.99 | MW[W] | -24.35 | -21.78 | -22.41 |
| M-665 | Pl (γ) | 970 | 16.67 | 2.33 | 6.67 | 1 | 10 | 6.33 | 1.49 | 3.79 | MW-QIF | -14.35 | -13.96 | -14.20 |
| Леурваамский вулкан - плутонический комплекс | | | | | | | | | | | | | | |
| ПН-42-380 | Fsp (λ) | 1100 | 13.33 | 0.025 | 7.49 | 1.49 | 11.80 | 65.84 | 1.57 | 4.93 | MW[W] | -13.54 | -13.05 | -13.41 |
| ПН-32-281 | Q (λ) | 980 | 18.81 | 0.37 | 31.49 | 0.12 | 12.76 | 36.42 | 0.40 | 1.49 | MW[W] | -15.23 | -14.31 | -14.72 |
| ПН-32-277 | Fsp (λ) | 955 | 3.01 | 0.00 | 0.83 | 0.42 | 1.66 | 94.05 | 2.01 | 31.24 | MW[W] | -14.32 | -12.32 | -12.82 |
| ПН-2566-1 | Q+Pl (λ) | 1100 | 2.43 | 0.09 | 1.04 | 0.21 | 1.08 | 95.15 | 1.04 | 39.15 | MW-QIF | -12.50 | -9.96 | -10.40 |
| ПН-203-1528 | Q+Pl (λ) | 1100 | 3.85 | 0.05 | 1.56 | 0.20 | 1.89 | 92.42 | 1.21 | 23.81 | MW[W] | -12.30 | -10.40 | -10.80 |
| Уннейваямский вулкан - плутонический комплекс | | | | | | | | | | | | | | |
| ПН-123-1354 | Pl+Q (λ) | 850 | 7.07 | 0.04 | 3.86 | 0.18 | 1.75 | 87.09 | 0.45 | 12.32 | WI | -17.92 | -15.17 | -15.58 |
| ПН-123-1353 | Q+Pl (λ) | 950 | 8.44 | 0.07 | 9.19 | 0.48 | 2.84 | 78.97 | 0.31 | 9.36 | WI-QIF | -16.11 | -13.52 | -14.17 |
| ПН-122-1344 ^A | Q+Pl (γ) | 950 | 4.72 | 0.21 | 4.92 | 0.27 | 1.57 | 88.32 | 0.32 | 18.71 | WI-QIF | -16.08 | -12.91 | -13.58 |
| ПН-125-1366 | Pl+Q (λ) | 950 | 3.46 | 0.02 | 2.89 | 0.00 | 0.35 | 93.27 | 0.12 | 26.96 | QIF[1] | -16.92 | -12.60 | -13.11 |
| Жировской вулкан - плутонический комплекс | | | | | | | | | | | | | | |
| ЮМ-1826 | Fsp (δ) | 1100 | 5.16 | 0.04 | 1.34 | 0.12 | 5.90 | 87.44 | 4.40 | 16.94 | MW | -11.11 | -10.61 | -10.75 |
| ЮМ-1826 | Q+Pl (δ) | 1100 | 4.95 | 0.00 | 1.87 | 0.07 | 4.70 | 88.42 | 2.51 | 17.86 | MW | -11.59 | -10.56 | -10.77 |
| ЧА-234 | Pl+Fsp (qδ) | 1000 | 7.32 | 0.06 | 2.77 | 0.15 | 3.78 | 85.92 | 1.36 | 11.73 | MW[W] | -13.82 | -12.42 | -12.67 |
| ЧА-942 | Pl+Q (γδ) | 1000 | 2.66 | 0.04 | 1.15 | 0.00 | 0.92 | 95.23 | 0.80 | 35.80 | MW[W] | -14.27 | -11.45 | -11.74 |
| ЧА-235 | Q+ Fsp (γ) | 1100 | 2.65 | 0.04 | 1.13 | 0.16 | 19.07 | 76.96 | 16.87 | 29.04 | QMF | -9.93 | -10.14 | -10.22 |

Примечание: величина logfO₂ (бар.) оценивалась по парам компонентов H₂O-H₂(logfO₂^{H₂O}), CO₂-CO(logfO₂^{CO}) и по валовому составу газовой фазы (logfO₂) при давлении 1 бар. T°C - температуры, используемые при оценке logfO₂. Условные обозначения минералов и пород соответствуют общепринятым. Анализ выполнен на газовом хроматографе ЛХМ-8Д. Аналитик - Н.П. Коновалова, ДВГИ ДВО РАН (Максимов и др., 2000).

Минимальный состав биотита и параметры флюида, сосуществующего с биотитом

| Номер образца | Содержание галогенов в биотитах (% массы) | | Минимальный состав биотитов | | | Параметры режима флюидов | | | |
|---|---|------|-----------------------------|-------|-------|--------------------------|--------------|--------------------------------------|-----------|
| | F | Cl | Ann | Sid | Phl | lnfH ₂ | lg(fHF/fHCl) | lg(X _F /X _{Cl}) | Тип серии |
| Баджальский вулканоплутоновый комплекс | | | | | | | | | |
| M-945 | 1,07 | 0,20 | 0,777 | 0,0 | 0,223 | -0,630 | -3,765 | 0,734 | Ilm |
| M-1417 | 1,13 | 0,39 | 0,348 | 0,643 | 0,008 | -0,532 | -1,155 | 0,743 | Ilm |
| M-851 | 0,57 | 0,20 | 0,467 | 0,313 | 0,226 | -0,027 | -2,353 | 0,726 | Ilm |
| Уннейваямский вулканоплутоновый комплекс | | | | | | | | | |
| ПН-123-1353 | 0,71 | 0,35 | 0,594 | 0,187 | 0,219 | 1,381 | -2,979 | 0,579 | Ilm+Mg |
| ПН-122-1354А | 1,55 | 0,26 | 0,421 | 0,387 | 0,192 | -0,538 | -1,743 | 1,047 | Ilm+Mg |
| ПН-122-1344А | 1,01 | 1,13 | 0,709 | 0,032 | 0,258 | 1,222 | -3,488 | 0,222 | Ilm |
| ПН-125-1366 | 0,64 | 0,22 | 0,523 | 0,247 | 0,230 | 0,387 | -2,496 | 0,731 | Ilm |
| ПН-124-1357 | 2,84 | 0,35 | 0,471 | 0,310 | 0,220 | -1,069 | -1,716 | 1,182 | Ilm |
| Жировской вулканоплутоновый комплекс | | | | | | | | | |
| КОМ-1826 | 2,06 | 0,16 | 0,307 | 0,094 | 0,599 | -1,19 | -3,058 | 1,609 | 920 |
| КОМ-1826 | 1,79 | 0,14 | 0,362 | 0,023 | 0,615 | -1,39 | -3,361 | 1,371 | 920 |
| Ча-234 | 4,46 | 0,13 | 0,394 | 0,00 | 0,606 | -1,93 | -2,902 | 1,808 | 920 |
| Ча-234 | 3,59 | 0,17 | 0,329 | 0,091 | 0,588 | -1,878 | -3,013 | 1,596 | 920 |
| Ча-942 | 3,43 | 0,08 | 0,209 | 0,067 | 0,724 | -4,09 | -2,918 | 1,899 | 820 |
| Ча-942 | 3,32 | 0,08 | 0,245 | 0,032 | 0,723 | -3,89 | -3,51 | 1,314 | 820 |
| Ча-654 | 3,21 | 0,13 | 0,320 | 0,020 | 0,660 | -2,25 | -3,199 | 1,669 | 920 |
| Ча-656 | 2,32 | 0,14 | 0,274 | 0,125 | 0,601 | -1,66 | -3,175 | 1,490 | 920 |

Примечание. Определение хлора и фтора в биотитах проводилось на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Аналитик - Н.А. Екимова (Максимов и др., 2000). Латинские символы отвечают общепринятым.

для характера рудной формации. В хлоритильных (халькофильных) РМС фугитивность кислорода значительно выше как в высокотемпературной, так и гидротермальной стадиях. Возрастает фугитивность хлора. При этом, наблюдаются значительные колебания параметров f_{HF} , f_{HCl} (табл. 19; рис. 45). В качестве примера приведены интрузии Муникано-Тонумской и других РМС, с которыми связаны порфировые, молддибен-медно-порфировые и золоторудные формации. Для них характерны, как правило, но не всегда (табл. 17), значительно меньшие концентрации фтора, чем это свойственно для оловоносных РМС, соотношения F/Cl F/O отличаются низкими величинами. В гидротермальных фациях - сдвиг в сторону более окислительных условий и более высоких концентраций хлора еще более значительный.

Соотношения параметров и величин фугитивности кислорода, хлора, фтора в различных РМС, отличающихся составом магматических формаций и рудным профилем, представлены в табл. 18, 19 (Максимов и др., 2000). Помимо Баджальской РМС здесь представлены Леурваамская с золото-серебряносным профилем, Уннейваамская с серебро- и оловянной минерализацией, на Чукотке и Жировская (Камчатка, Мутновская группа вулканов) с золото-серебряным рудопроявлением. Как видно из анализа данных, закономерности, описанные выше, прослеживаются и для других РМС, находящихся за пределами Дальнего Востока.

Не рассматривая детально режим и эволюцию флюидов для РМС различного профиля следует наметить основные закономерности:

1. Наиболее высокой рудоносностью отличаются гранитоидные РМС, в которых отмечается наиболее высокая флюидонасыщенность, устойчивый режим газов в расплавах от ранних фаз к заключительным этапам и гидротермальным стадиям.

2. Оловоносные, олово-вольфрамоносные РМС характеризуются, наряду с высокой флюидонасыщенностью расплавов, высоким соотношением фтора к хлору и устойчивым режимом восстановленных газов (низкой фугитивностью кислорода) от ранних магматических фаз вплоть до предрудной стадии, когда происходит инверсия газов, резкое возрастание степени их окисленности и доли хлора в составе галогенов, что приводит к экстракции олова из расплавов и его окислению ($Sn^{2+}RSn^{4+}$) и рудоотложению.

3. Золотоносные РМС, а также меднопорфировые, отличаются высоким отношением хлора к фтору, высокой степенью окисленности флюидной фазы в расплаве. Это соотношение на различных этапах эволюции РМС меняется.

4. Детальные исследования режима галогенов по составу биотитов позволяют проследить эволюцию режима в процессе формирования плутона и рудоотложения на различных стадиях.

5. Использование данных по флюидному режиму, особенно галогенов, с учетом геологических, петрологических и геохимических особенностей и условий кристаллизации позволяет прогнозировать характер, тип оруденения и перспективность гранитоидного магматизма РМС.

Системы углеводородного профиля

В отличие от известных РМС, где обозначена взаимосвязанная пара - магматический комплекс-рудная формация, в которой магматизм является источником рудных компонентов и его эволюция приводит к формированию рудных формаций при определенных термодинамических процессах, а флюид выступает как переносчик (комплексобразователь) рудных металлов, то в системе углеводородного типа (если так можно назвать), углеводородный флюид (в большинстве метан и его гомологи) имеет глубинные корни и связан с определенными оболочками Земли, где он синтезируется. Возможные глубины его синтеза можно только предполагать по термодинамическим расчетам (Маракушев, 1992; Карлов и др., 1998; Никольский, 1978; Кропоткин, 1995; Войтов, 2000; и др.).

Давно установлено, что метан, его высокие концентрации сопряжены с сейсмоактивными зонами Земли - разломами как на континентальных, так и океанических плитах. Установлено, что холодная дегазация метана в топосферу (по изотопным данным) во много раз превышает биогенные источники. Бурение сверхглубинных скважин на Кольском полуострове еще раз подтвердило, что древние кристаллические породы фундамента содержат огромное количество abiогенного метана. Это же относится и к вулканическим центрам, особенно к долгоживущим центрам. Примером может быть кальдера Узон, где были отмечены тяжелые гомологи метана. Известны и другие примеры. Так, на шельфе Вьетнама добывают нефть из месторождения "Белый Тигр" из гранитного массива с глубины 3000-3500 м. Покрышками залежей являются палеоген-неогеновые глинистые пакки мощностью всего 10-20 м (Обжиров, 2000). В Китае, в депрессии (Люхэ) рифта Таньлу, сложенной на 70-90% покровами базальтов, добывают нефть с глубины 800-1000 м.

Газовый анализ минералов и стекол из базальтовых вулканов вокруг впадины Сунляо, в которой сосредоточены большие запасы нефти (Ma et al., 1989), показали

высокие содержания метана, на порядок выше при сравнении с подобными образованиями других районов Дальнего Востока. Это же можно сказать и о содержании метана в минералах из пород фундамента (палеозойских) Хасанского района, приуроченных к позднемеловым центрам вулканизма (Обжиров, 2000), где также обнаружены повышенные концентрации метана (табл. 20).

Имеются многие другие примеры высоких концентраций метана, приуроченных к вулканическим центрам. Если рассматривать Амурскую мегаструктуру с теми особенностями глубинного строения и эволюции, что были даны выше, то можно предположить, что нефть и газ впадины Сунляо могут быть abiогенного происхождения, а дегазация газов, в том числе и метана, связана с плюмом. Это предположение строится на особенностях изотопно-геохимической эволюции, что рассматривалась выше.

Полученные результаты определения изотопов углерода из вулканических лав вулканов, расположенных непосредственно у впадины Сунляо показали в среднем $\delta^{13}\text{C}$ от -24,0 до 44,0‰, т.е. на 20‰ и более промилле больше величин углеводорода биогенного происхождения. Сравнивая эти данные с известными измерениями состава углерода метана Хибин по известным литературным источникам, которые относятся к мантийным, а также из рифтовых зон (Gamo Tshitaca et. al 1987; Галимов, 1973 и др.), можно заметить существенный разброс. Но более высокие величины $\delta^{13}\text{C} = -14,0-24,0$ свойственны глубинным фациям.

Вероятно, смешанный характер результатов вполне закономерен, так как мы брали пробы из поверхностных частей вулканических построек.

Как отмечалось выше, весьма интересны данные по вулканическим центрам мелового-палеогенового вулканизма Хасанского района Приморья, расположенного непосредственно у обширной мелководной бухты Экспедиции. Не исключено, что вулканические центры имеют определенный подсос углеводородов из близлежащих бассейнов. Но наличие высоких содержаний CH_4 в породах фундамента (пегматитах), на котором располагается вулканическая постройка, все же указывает на то, что дегазация метана имела региональный характер, а вулканические центры являлись проводниками при извержении в соответствующую эпоху.

Исследованиями проведенными учеными многих стран, результаты которых суммированы в работе Г.И. Войтова (2000) показано, что холодная дегазация метана в топосферу достигает огромных размеров. Точные лазерные исследования над известными крупными месторождениями дают огромные цифры исхода метана в литосферу. Как считает автор, если подсчитать объем этого исхода за время существования таких месторождений

**Состав газовой фазы из минералов-вкрапленников магматических
пород вулканических центров**

| №№ п.п. | № пробы | Минерал (порода) | T°С | Σ V, см ³ /кг | Содержания газов, объемные % | | | | | |
|------------|------------|----------------------|------|-----------------------------|------------------------------|----------------|------|-----------------|-----------------|------------------|
| | | | | | H ₂ | N ₂ | CO | CH ₄ | CO ₂ | H ₂ O |
| 1 | О-1950/2 | стекло | 900 | 6034.71 | 0.07 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.07 | 99.71 |
| 2 | О-1950/2 | оливин | 900 | 9975.37 | 0.09 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.17 | 99.64 |
| 3 | О-1950/6 | о.м. | 900 | 1720.23 | 1.62 | 0.00 | 1.08 | 0.17 | 6.41 | 91.82 |
| 4 | О-1947/4 | стекло | 900 | 5005.88 | 0.09 | 0.00 | 0.06 | 0.04 | 0.37 | 99.435 |
| 5 | О-1949/2 | стекло | 900 | 4953.21 | 0.28 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.57 | 98.93 |
| 6 | О-1950/5 | стекло | 900 | 2125.19 | 0.00 | 0.00 | 0.23 | 0.01 | 1.84 | 97.92 |
| 7 | О-1943/3 | стекло | 900 | 3517.65 | 0.47 | 0.00 | 0.58 | 0.69 | 0.42 | 98.53 |
| 8 | О-1950/1 | стекло | 900 | 14077.98 | 0.05 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.16 | 99.73 |
| 9 | О-1950/3-4 | стекло | 900 | 1939.86 | 2.26 | 0.00 | 3.43 | 0.46 | 3.12 | 91.07 |
| 10 | О-1949/5 | стекло | 900 | 4082.34 | 0.14 | 0.00 | 0.08 | 0.01 | 0.55 | 99.22 |
| 11 | О-1638 | пегматик КПШ Q | 1000 | 3700.2 | 0.89 | 0.00 | 2.41 | 1.89 | 2.4 | 92.7 |
| | | | 1000 | 2461.0 | 0.35 | 0.00 | 3.10 | 0.92 | 1.9 | 94.7 |
| 12 | О-1344 | базальт (стекло) | 1000 | 4586 | 0.17 | 0.00 | 0.11 | 0.23 | 0.49 | 98.00 |
| 13 | О-1748 | андезит рог.пбм. | 1000 | 7600 | 0.28 | 0.00 | 0.89 | 1.17 | 6.01 | 91.05 |
| | | | | 9748 | 2.47 | 0.00 | 4.03 | 1.99 | 5.01 | 86.50 |

Примечание: Определение газов проводилось на газовом хроматографе ЛХМ-8Д. Аналитик Н.П. Коновалова. Результаты анализов проверялись на калиброванных смесях.

Пробы № 1-10 – Лавы четвертичных извержений в в. Хэйлуншань и Хошоугоу (группа Удалинчи).

№ 11-13 – Палеогеновые вулканические центры п/о Граббе, Приморье.

(десятки и сотни миллионы лет), то можно полностью уверовать, что они давно были бы исчерпаны, если бы не было подтока углерода из глубины, т.е. из мантийных областей. Такое положение может показаться абсурдным, но главным источник нефти – мантия, возможно нижняя мантия или даже область внешнего ядра и нижней мантии. Последние геофизические томографические исследования с помощью длинноволнового сейсмографа показали наличие на внешней границе ядра огромных поднятий (протуберанцев или «bubble»), которые дают импульсы для движения плюмажей – газовых струй (главным образом водорода и других газов) (Wolfs et al, 1997 и др.). Цепочка связи: активность внешнего ядра и появления больших поднятий на поверхности установленных сейсмическими методами – вулканизм и активный газовый режим с эманацией высоковосстановленных газов, установленных как на современных вулканах, так в лавах древних вулканах, закапсулированных в стеклах и формирование газовых и нефтяных месторождений – такой возможный путь развития газовых полостей у поверхности Земли, под покрывкой, не позволяющей уходить в томосферу метану, газу, который практически не растворяется ни в расплаве ни в воде.

Уход метана из земной оболочки в томосферу фиксируется инфракрасным излучением. Такими эффектами были обусловлены огромные по площади аномалии в районах разломов, а также зоны сильнейших землетрясений в Средней Азии в 1984 и др. Большие аномалии уходящего метана расположены над крупнейшими месторождениями Сибири, Аравийского полуострова и др. районов. Исследования изотопов уходящего с поверхности Земли метана, проведенные американскими и российскими специалистами (VanbrIDGE et al, 1961; Кейлис-Борок, 1989 и др.), показали, что рифтовые зоны как и другие активные структуры – линейные и кольцевые разломы являются дренирующими системами. Мировой океан как и континент обладают высоким потоком выходов углеводородных газов (Войтов, 2000). И среди всех структур Мировой океан обладает наиболее высокой плотностью исхода газа: водорода, гелия, метана. В этом ряду вулканические центры, особенно долгоживущие (плюмовые точки) исходя из изотопных данных (Haggerty, 1994), поставляют на поверхность большое количество восстановленных газов: водорода, гелия и тяжелого метана.

Один из главных вопросов в нефтяной геологии – это наличие структурных ловушек. Такими структурными ловушками могут быть осадочные толщи, экранирующие выход на поверхность глубинных газов. Но есть примеры, когда в качестве коллекторов были пористые магматические породы: зоны выветривания гранитов, мощная толща пористых базальтов и т.д.

Известно нефтяное месторождение в рифтовой зоне Танью (Китай, провинция Ляонин), где в приразломном грабене, сложенном на 90% палеогеновыми базальтами мощностью около 2000 м, вмещающим нефть являются пористые базальты, Китайские геологи берут из них нефть (Li et. al, 1998; Обжиров, 2000 и др.).

Еще раз рассматривая впадину Сунелья, где находится крупное месторождение нефти и где мощность мезозойских осадков \approx 5-6 км в центре, а толща сложена озерными, озерно-речными и терригенными осадками при особенностях глубинного строения – резкое сокращение коры и подъем астеносферной мантии, активный вулканизм на протяжении более сотни млн. лет вокруг этой впадины, при наличии изотопных данных по углероду, близкому к мантийному, возникает предположение отнести происхождения нефти к абногенному типу.

Условия высокой восстановленности, которые прослеживаются в эволюции магматизма, сопровождающего формирование этой впадины могут быть косвенным доказательством эволюции флюидов этой структуры.

Дегазация из плюмовых точек как считают ученые достигает больших масштабов. Она влияет на озоновые слои Земли благодаря тому, что в томосферу вместе с такими газами как хлор и его соединения выносятся большое количество водорода, метана, углекислого газа и т.д.

На схеме (рис. 46) показаны зоны интенсивной дегазации газов из недр Земли в сопоставлении с областями стабильного разрушения ее озонового слоя (Маракушев, 1999; Сывороткин, 1993). Как видно, центры интенсивной дегазации и области разрушения озонового слоя совпадают с горячими точками восходящими плюма (Исландия, Красноморский рифт, Гавайская и др.). Эти районы на основе геофизических исследований и глубинной томографии отнесены к плюмам.

Все эти примеры лишь раз подтверждают, что любое восхождение плюма, а тем более многократное, как это свойственно для Амурской мегаструктуры сопровождалось выносом огромного количества газов, в том числе и метана. Структура, в которой удалось сохранить постоянное поступление газовых струй, в настоящее время является вмещающим месторождений нефти и газа.

Представляется, что необходим более глубокий анализ размещения ореолов распространения кимберлитовых трубок и нефтегазоносных районов Сибири.

Даже поверхностный анализ показывает, что существует определенная зависимость связи проявления глубинного магматизма (нижемантийного) с обширными нефтяными провинциями Сибири. Можно считать, что там, где существует глубинный вулканизм и

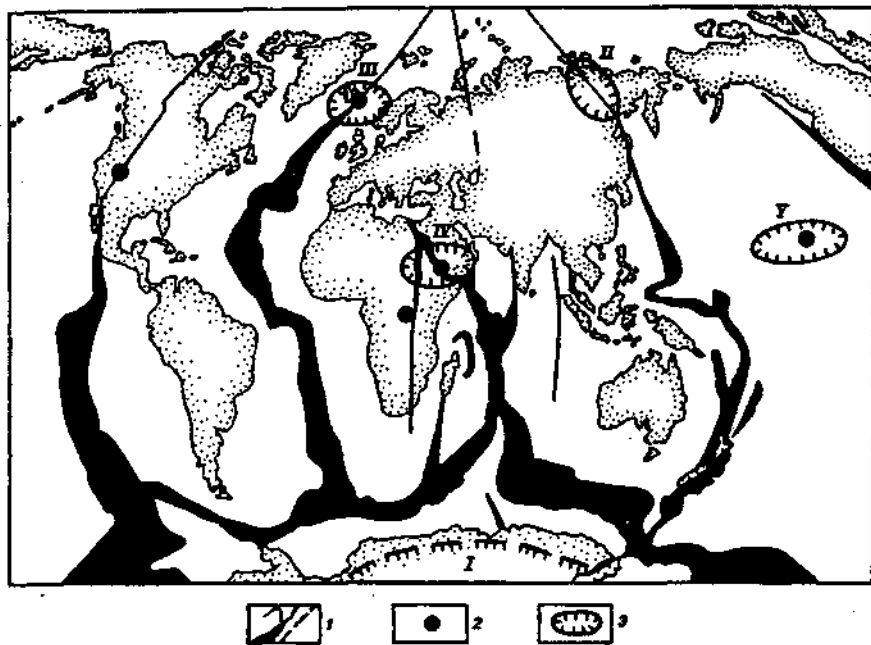


Рис. 46 Структуры интенсивной дегазации Земли в сопоставлении с областями стабильного разрушения её озонового слоя [110]

1- мировая система рифтовых структур, интенсивность дегазации вдоль которых отражена толщиной линий; 2- центры дегазации Земли с соотношением содержаний изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ выше 10^{-5} ; 3 - области разрушения озонового слоя Земли (озоновые дыры): I - Антарктическая, II - Индигирская, III - Исландская, IV - Каспийская, V - Гавайская.

перекрывающие их породы, которые служат ловушками, тем возможны и крупные месторождения нефти.

Моногенные щелочные вулканы в золото-платиновая минерализация

Общезвестно, что Амурская мегаструктура является одной из главных золотоносных провинций Дальнего Востока. Геология, геохимия и особенности эволюции РМС золотоносного профиля рассматривались неоднократно (Моисеенко, Эйриш, 1996; и др.) и многими другими. Здесь не стоит на этом акцентировать внимание. Вопросы влияния флюидов на условия формирования магматических комплексов, с которыми связано рудное золото, было рассмотрено выше.

Здесь обратим внимание на моногенные вулканы, трубки, которые представлены щелочными базальтами, как правило с ксенолитами ультраосновных пород (лерцолитов, перидотитов и т.д.). Эти породы были рассмотрены выше и являются проявлениями, как мы считаем, глубинного плюмового вулканизма.

С целью выявления особенностей их рудоносности были отобраны пробы из жерловых фаций большинства моногенных вулканов Уссури-Амурской рифтовой зоны: Болоньского, Бабушка, Дедушка, Свягино, Борисовский, а также пробы крупнообъемных включений шпинелевых лерцолитов из Свягинского вулкана.

В таблице 21 представлены пробы щелочных базальтоидов Амуро-Уссурийской рифтовой зоны, обработанные согласно методике В.Г. Моисеенко (1997). Дробление показало, что при общем однообразии состава базальтов (щелочные базальты, см. табл. 21) выход шлиха из проб в пересчете на процентное соотношение весьма различен. По шлиховому составу выделяются рutil-циркориевый тип (Болоньский вулкан), гранатовый тип (Борисовский) и арсенопиритовый (Сибирцевский). Надо отметить, что по редкоземельному спектру они также существенно отличаются. Самым большим выходом шлиха характеризуется вулкан Дедушка. Во всех породах (базальтах) отмечается присутствие золота. Наиболее высокое содержание отмечается в лесозаводской трубке, Сибирцевском и Борисовском вулканах. Чуть меньше в вулкане Болонь и Дедушка. Таблица 22 дает характеристику содержания наночастиц золота в породах и ксенолитах. Следует подчеркнуть, что содержание не является повышенным в сравнении с вмещающим его базальтом (сравним пробу Ф7766 и Ф26353, где первая – базальт, вторая – ксенолит). Это равенство на уровне дисперсного содержания (табл. 21 и 23).

Содержание минералов в шлихах из протолок проб песчаных
Базальтов и ксенолитов ультраосновных пород
Амурской мегаструктуры

| Минералы | № пробы, её вес в кг | | | | | | | |
|-------------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| | Ф7763 | Ф7764 | Ф7765 | Ф7766 | Ф7767 | Ф7719 | Ф26353 | Ф50508 |
| | 31,6 | 43,1 | 24,3 | 18,9 | 30,5 | 24,0 | 16,8 | 23,9 |
| | Выход шлиха, кг/т | | | | | | | |
| 22,0 | 16,0 | 38,3 | 33,7 | 83,1 | 21,0 | 179,6 | 20,0 | |
| Содержания минералов в шлихах, % | | | | | | | | |
| Магнетит | 6,8 | 0,96 | 0,73 | зн | 0,059 | зн | - | зн |
| Мартит | - | - | - | - | - | зн | - | зн |
| Ильменит | - | - | зн | зн | - | зн | - | 2,11 |
| Рутил | 0,014 | зн | зн | зн | - | 0,012 | - | зн |
| Хромит | 0,47 | 1,88 | зн | 0,17 | 0,47 | 0,24 | 0,23 | зн |
| Касситерит | - | - | - | - | - | зн | - | зн |
| Циркон | 0,030 | - | зн | зн | - | 0,008 | - | зн |
| Пирит | - | - | зн | зн | - | зн | - | 0,038 |
| Арсенопирит | зн | - | 0,026 | зн | зн | - | - | - |
| Оливин | 28,1 | 23,7 | 55,4 | 48,3 | 59,3 | 13,7 | 50,5 | - |
| Оливин замещенный илдингситом | | 19,2 | | | | | 6,75 | |
| Гиперстел | 18,9 | - | - | - | - | - | зн | - |
| Амфиболы | - | - | - | - | - | - | зн | 9,33 |
| Гранат | 0,40 | зн | зн | 0,17 | - | зн | - | - |
| Апатит | 0,055 | - | - | зн | - | - | - | - |
| Сфен | зн | - | - | зн | - | - | - | - |
| Шпинель | - | зн | - | - | - | зн | - | - |
| Au самородное мг/т | 562,0 | 156 | 1773 | 2084 | 36,8 | 569 | 58,1 | 103 |

Пробы отобраны из щелочных базальтов и ксенолитов ультраосновных пород вулканов: Ф7763 – Лесозаводская труба; Ф7764 – Свягино; Ф7765 – Сибицевский; Ф7766 – Борисовский; Ф7767 – Дедушко; Ф7719 – Болонь; Ф26353 – ксенолиты ультраосновных пород Свягинского вулкана; Ф50508 – габбродиабазы Усть-Депского массива.

Содержание золота в щелочных базальтах и ксенолитах ультраосновных пород Амурской мегаструктуры

| | Ед. измер. | <i>Лес</i> | <i>Свяг</i> | <i>Сибир</i> | <i>Борисова</i> | <i>Дедушка</i> | <i>Болонь</i> | <i>У.Д.СВ</i> | |
|---|------------|------------|-------------|--------------|-----------------|----------------|---------------|---------------|-------|
| | | Ф7763 | Ф7764 | Ф7765 | Ф7766 | Ф7767 | Ф7719 | Ф26353 | |
| Вес издробленной и проанализированной пробы | кг | 31,6 | 43,1 | 24,3 | 18,9 | 30,5 | 24,0 | 16,8 | 23,9 |
| Вес шлиха, полученного на концентрационном столе СКЛ 0,5 | г | 696 | 688 | 930 | 636 | 2534 | 604 | 3018 | 478 |
| Выход шлиха | кг/т | 22,0 | 16,0 | 38,3 | 33,7 | 83,1 | 25,2 | 179,6 | 20,0 |
| Извлечено под бинокляром Au самородного +0,02мм из шлиха | мг | 0,026 | 0,057 | 0,264 | 0,113 | 0,084 | 0,145 | 0,175 | 0,049 |
| Содержание извлеченного свободного самородного Au +0,02 мм в пробе, х.ч. | мг/т | 0,74 | 1,2 | 9,8 | 5,4 | 2,4 | 5,4 | 9,4 | 1,8 |
| Содержание *) тонкодисперсного (-0,02мм) и наночастиц золота в шлихе, х.ч. | г/т | 0,10 | 0,21 | 0,23 | 0,38 | 0,07 | 0,260 | 0,03 | 0,21 |
| Содержание *) тонкодисперсного (-0,02мм) и наночастиц золота в хвостах после переработки на концентрационном столе. | г/т | 0,09 | 0,03 | 0,073 | 0,057 | 0,143 | 0,12 | 0,05 | 0,18 |
| Общее содержание Au х.ч. в пробе | мг/т | 91 | 33 | 91 | 75 | 139 | 129 | 56 | 182 |

Пробы отобраны из щелочных базальтов и ксенолитов ультраосновных пород вулканов: Ф7763 – Лесозаводская гора; Ф7764 – Свягино; Ф7765 – Сибирцевский; Ф7766 – Борисовский; Ф7767 – Дедушко; Ф7719 – Болонь; Ф26353 – ксенолиты ультраосновных пород Свягинского вулкана; Ф50508 – габбродиабазы Усть-Депского массива.

Примечание: *) Содержание золота (-0,02мм) определялось атомно-абсорбционным анализом и заверялось на микрозонде.

Содержание элементов в щелочных базальтах и ксенолитах
ультраосновных пород Амурской мегаструктуры по данным нейтронно-
активационных анализов в г/г

Номера проб

| Элементы | Ф 7763 | | Ф 7764 | | Ф 7765 | | Ф 7766 | | Ф 7767 | |
|----------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|
| | исх. ^{*)} | шлих. ^{xx)} | исх. ^{*)} | шлих. ^{xx)} | исх. ^{*)} | шлих. ^{xx)} | исх. ^{*)} | шлих. ^{xx)} | исх. ^{*)} | шлих. ^{xx)} |
| La | 42,3 | 43,3 | 64,9 | 35,0 | 6,7 | 8,0 | 31,6 | 18,1 | 37,8 | 25,8 |
| Ce | 62,0 | 79,6 | 116,8 | 78,1 | 20,1 | 43,8 | 70,0 | 54,4 | 44,0 | 49,5 |
| Sm | 19,2 | 30,0 | 28,4 | 20,2 | 9,3 | 4,5 | 22,6 | 13,3 | 12,2 | 8,5 |
| Tb | 2,1 | 3,6 | 1,9 | 1,8 | 0,6 | 0,4 | 2,4 | 1,4 | 1,5 | 1,1 |
| Eu | 9,4 | 3,0 | 6,2 | 10,3 | 5,4 | 5,0 | 6,2 | 6,7 | 2,6 | 3,2 |
| Er | * ^{xxx)} | 1,0 | 1,5 | * | - | - | 2,4 | - | 2,1 | 2,0 |
| Tm | 1,5 | 1,2 | 1,0 | 1,2 | 1,3 | 1,2 | 1,9 | 0,7 | 1,4 | 1,3 |
| Yb | 14,4 | 10,3 | 4,1 | 4,0 | 8,0 | * | 12,5 | 6,1 | 10,0 | 10,9 |
| Lu | 1,2 | 0,8 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 1,4 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 0,8 |
| Sc | 9,0 | 13,5 | 11,9 | 7,8 | 10,4 | 11,9 | 7,3 | 7,8 | 9,1 | 7,3 |
| Fe | 65000,0 | 112000,0 | 78000,0 | 79000,0 | 59000,0 | 83000,0 | 56000,0 | 67000,0 | 52000,0 | 46000,0 |
| U | 3,5 | 12,5 | 5,0 | - | 15,0 | - | - | - | 0,9 | 11,6 |
| Au | 0,1 | 0,5 | 1,1 | 0,7 | 0,4 | 0,5 | 0,1 | 1,9 | 0,2 | 0,5 |
| Ag | - | - | - | - | * | - | - | * | - | - |
| As | 12,9 | 10,0 | - | - | 3,3 | - | * | 12,8 | 8,6 | 7,9 |
| Ta | 65,7 | 71,5 | 75,6 | 31,3 | 95,0 | 129,6 | 78,7 | 13,4 | - | 50,7 |
| Mn | 2017,0 | 1995,7 | 1465,0 | 583,7 | 406,2 | 919,2 | * | 1267,7 | 2789,0 | 78,6 |
| Hf | 27,3 | 18,3 | 13,1 | 24,5 | 12,4 | 27,1 | 9,5 | 9,3 | 15,0 | 5,4 |
| W | - | - | 87,6 | 37,1 | * | - | - | - | 104,3 | 113,0 |
| Zr | - | - | 65596,0 | * | * | - | * | * | 3900,0 | 4445,0 |
| Cr | - | 1141,2 | 204,3 | 1104,0 | 99,6 | 241,1 | 91,5 | 338,3 | 273,6 | 551,8 |
| Co | 40,4 | 60,0 | 94,2 | 99,1 | 30,3 | 104,5 | 41,5 | 65,3 | 25,5 | 59,8 |
| Ir | 3,8 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 1,7 | 0,8 | 0,5 | 0,6 |
| Ba | - | - | 244,7 | * | * | 764,0 | - | * | - | - |
| Te | 1,4 | 2,6 | 2,2 | 1,6 | 0,6 | 2,0 | 3,9 | 0,8 | 1,6 | 1,8 |
| Ru | - | - | 199,3 | 20,1 | 13,4 | - | 19,7 | - | 27,6 | - |
| Rb | - | - | 681,3 | 86,6 | 338,8 | - | 1072,0 | 147,7 | * | 818,0 |
| Sb | * | - | * | 8,5 | - | - | 5,8 | 6,9 | 9,6 | 5,1 |
| Cs | - | - | - | - | - | - | - | 54,9 | - | 26,3 |
| Hg | - | 24,5 | - | - | - | - | - | - | - | 65,0 |
| Re | - | - | - | * | 3,2 | - | 7,6 | * | 5,9 | - |
| Os | * | * | * | * | * | * | 28,4 | * | * | * |
| Na | 13614,0 | 9352,0 | 21374,0 | 14315,0 | 11761,0 | 6988,0 | 25190,0 | 14937,0 | 17716,0 | 10774,0 |
| Se | 213,1 | 185,5 | - | 65,6 | 105,8 | - | 66,0 | * | 74,0 | 65,2 |
| Mo | - | 128,7 | * | 37,0 | - | 80,8 | - | - | - | - |
| Nd | - | * | 219,7 | 184,6 | * | 91,2 | * | 51,2 | 54,3 | 62,0 |

Примечание: содержание платины не определялось :

^{*)} - исходный материал пробы, издробленный до (-1мм);

^{xx)} - шлих, полученный при промывке дробленного материала пробы на концентриционном столе;

* - элемент устанавливается качественно.

Весьма показательны и интересны данные по содержанию элементов группы платиноидов (платина не определялась). Во всех без исключения породах присутствуют иридий, рутений, рений и осмий. Но их количество сильно варьирует. Наиболее высокие содержания (см. табл. 23) отмечаются для Борисовского и Свягинского вулканов. Эти данные имеют несомненно не только теоретический, но и практический интерес. Во первых, они еще раз подтверждают высокую восстановленность флюидов (особенно водорода) в момент генерации расплавов. Во вторых, неравновесное состояние между ксенолитом и базальтом, установленное по изотопным данным подтверждается и на основе концентрации этих элементов. И третье, сопоставление данных по характеру содержания элементов группы платиноидов с определенной долей условности позволяет утверждать, что здесь мы имеем спектр элементов близких к спектру месторождения Кондер. Пока рано делать выводы, но вполне возможно, что находка платиноидов в золотых россыпях пограничных районов, где до сих пор не выявлен природный источник, можно связывать с разрушенными здесь вулканами с включениями ультраосновных пород. Возможно, не совсем проблематично нахождение здесь черносланцевых толщ в сочетании с щелочным базальтоидным магматизмом. Возможно не случайно здесь развитие и редкометальной минерализации (Маракушев, 1999).

Заключение

Континентальная часть Востока Азии характеризуется сложным блоковым строением. Архейские – нижнепротерозойские сиалические кратоны (Амурский, Охотский, Омолонский и т.д.) окружены складчатыми обрамлениями и ограничены линейными и кольцевыми разломами и сутурами. Это крупнейшие мегаструктуры (сотни и тысячи км в диаметре), термальная история в каждой из них имеет свои особенности, но основной из них является наличие долгоживущих центров магматической активности (сотни млн. лет) и эволюция, неоднократно проявленная от ультракалиевого высокомагнезиального вулканизма и мощных извержений основных, средне-основных до кислых расплавов. Наиболее детально изучена Амурская мегаструктура, расположенная в пределах Амурской плиты, интерпретированная как мегакратон, разбитый на ряд разобщенных архейско-протерозойских блоков палеозойской, мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизацией. В плане мегаструктура (диаметром 1,5-2,0 тыс. км) представляет овал с опущенным центральным ядром (впадина Сунляо), предположительно в результате поздне-кайнозойской активизации. Глубина впадины около 6 км, она выполнена континентальными нефтегазоносными осадками. В пределах блоков (микрократонов) известны проявления кимберлитов (D) и лампронтового вулканизма (K). Здесь же известны миоценовые, плейстоценовые и голоценовые многочисленные проявления щелочно-базальтового вулканизма с включениями гранатовых, гранат-шпинелевых перидотитов, связанные как с рифтовыми структурами, так и ареальными полями (вулканы Удаляичи). Последние приурочены к краевой части впадины Сунляо. По периферии кратона в складчатом обрамлении располагаются эндогенные центры активности рудно-магматической системы (PMS) мантийно-корового магматизма с корневыми зонами (зоны разуплотнения в мантии), уходящими на глубину 60-100 км. Это зоны высокой рудоносности с высоким устойчивым потоком глубинных восстановленных флюидов и галогенов. Им свойственно формирование большеобъемных месторождений олова, вольфрама, золота и т.д.

Анализ изотопных данных (Sr, Nd, H, C, Pb) по глубинным основным и ультраосновным породам и мантийным включениям в них, характер распределения REE, LIL и газов в минералах различных фаций глубинности, а также геолого-геофизические и томографические данные дают основание считать, что кратоны мегаструктуры имеют глубинные «кили». Породы мантии, особенно центральные части мегаструктуры, отличаются высокой деплетированностью. Это хорошо фиксируется по соотношению изотопов свинца. Это характерно и в отношении литофильных элементов (Li, Rb, K и т.д.),

степень деплетированности которых увеличивается в более молодых расплавах, что возможно связано с неоднократной активизацией. В глубинных породах, во флюидных включениях отмечается высокая доля восстановленных газов (H_2 , CH_4 , CO), а также фтора. Это с одной стороны определяет своеобразный фтористый тип оруденения при высокой восстановленности газов и высокой железистости минеральных фаз в РМС. С другой стороны – высокий поток углеводородов может предполагать формирование нефтегазовых месторождений впадины Суляо в центре Амурской мегаструктуры. Наличие в алмазоносных кимберлитах самородных металлов (Au, Ag, Fe), минералов (SiC, FeSi) и т.д., а также газов (H_2 , CH_4 , CO , N) позволяет предполагать, что плюмы были связаны со слоем D'' внешнего ядра (Haggerty, 1994). Термальная история и эрозия субконтинентальной литосферы были сложные и связаны с периодом тектоно-магматической активизации. Глубинные флюиды (в основном H_2 и CH_4) при продвижения в мантии и коре испытали сложную эволюцию. Они были главными носителями металлов и способствовали формированию рудных месторождений различного профиля при влиянии различных факторов, возможно и нефтегазоносных проявлений впадины Суляо.

Анализ изотопных данных (Sr, Nd, H_2 , C, Pb и др.) по породам и включениям перидотитов, особенностей распределения Li/L и EE, флюидной фазы в минералах глубинных фаций, а также геолого-геофизических исследований позволяет сделать следующие выводы:

а) плюмовый вулканизм имеет ниже-мантийную природу, возможно связан с D'' D' слоем;

б) термальная история и эрозия субконтинентальной литосферы была сложной и связана с периодами тектоно-магматической активизации;

в) глубинные флюиды (в основном H_2 и CH_4) при движении в мантии и коре испытали сложную эволюцию. Они были главными носителями металлов и способствовали формированию рудных и, возможно, нефтяных месторождений.

Глубинное плавление протекает под воздействием восстановленных металллоносных флюидов. Это способствует возникновению магматических расплавов с высоким содержанием рудных металлов. Но это возможно при огромном и устойчивом потоке восстановленных флюидов. При этом рудные металлы практически не входят в состав породообразующих минералов, которые по мере кристаллизации извлекаются из расплава, а расплав обогащается полезными металлами и флюидной фазой. Большеобъемность месторождений объясняется этим фактором – наличием повышенной концентрации элементов, составом (восстановленного) флюида и устойчивостью его режима. Примером

могут быть месторождения олова Баджальской вулканической зоны, где нами **детально** изучен флюидный режим и петрогеохимические особенности его проявления.

Рассматривая особенности изотопных соотношений глубинных пород Амурской мегаструктуры на примере базальтов плюмового вулканизма, можно вполне определенно предположить вклад ЕМІ резервуара.

Учитывая особенности строения Амурской мегаструктуры, характер распределения пород плюмового вулканизма и особенности изотопно-геохимических параметров можно полагать, что эволюция структуры прежде всего определялась глубинными факторами.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В., Валуй Г.А., Кирюхина Н.И. Генезис магнезиальных биотитов в малоглубинных гранитах // ДАН. 1991, т. 319, ? 2. С. 461-465.
- Альтшулер Л.В., Симаков Г.В., Трунин Г.В. К вопросу о термическом составе ядра Земли // Изв. АН СССР Физика Земли, 1968, № 1, с. 3-6.
- Аранович Л.Я. Минеральные равновесия и геобарометрия глиноземсодержащих пород. Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Черногоровка. 1989. 45 с.
- Ахметьев М.А. Олигоценовые и миоценовые флоры Юга Дальнего Востока СССР как показатель климатической обстановки // Изв. АН СССР, сер. геол. 1974, № 4. С. 134-143.
- Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих поясов. — В кн. Металлогения и новая глобальная тектоника М.: Наука, 1973.
- Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья М. Наука, 1982. 260 с.
- Басков Е.А., Велштейн В.Е., Суриков С.М., Толстихин И.М., Малюк Г.А. Изотопный состав Н, О, С, Аг, Не термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования // Геохимия, 1973, №2, с. 180-189.
- Барсуков В.Л.; Дурасов Н.А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня // Геохимия, 1966, № 2, с. 168—179.
- Белогуб В.Н., Шапочка М.И.; Романовский М.П. Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным) // В кн. Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—284.
- Белый В.Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1978. 213 с.
- Богатиков Л.А., Косарев Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра. 1987. с. 152.
- Бородин Л.С. Щелочные породы ~ индикатор земных глубин // Природа, 1971, № 5.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии М.: Мир, 1970. 348 с.
- Брянский Л.И. Блокавая структура Ханкайского массива // Тихоокеанская геология. 1983, № 2. с. 34-41.
- Булашевчч Ю.П., Любимова Е.А.; Карташов Н.П., Томар Г.А., Баторин В.Н., Александров А.Л. Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль // Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3.
- Бушляков И.Н., Холодов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука. 1984. 192 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965. 376 с.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
- Виноградов А.П. Газовый режим Земли // Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
- Власов Г.М. О геологической сущности процессов активизации // Геотектоника, 1979, № 6, с. 20-31.
- Власов Г.М. О принципах выделения магматогенно-рудных систем // Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1979. с. 15-26.
- Войтов Г.И. К оценкам современного субвертикального потока газов в различных геоструктурных зонах Земли // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

Войтов Г.И. Нестабильности потоков метана в холодной дегазации земли. // Геохимия. 2000. № 3, с. 309-316.

Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова Б.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак)- типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998, т. 39, № 11. с. 1553-1564.

Вржосек А.А., Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба // Геология, магматизм и рудогенные зоны перехода от континента к океану. Владивосток: Книжн. изд-во. 1978. С. 84-86.

Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука. 1984. 504 с.

Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М.: ИЛ, 1968.

Ву Ишань, Джен Юаньшен, Тан Лянъян, Жан Анди. Зависимость алмазности кимберлитов от тектонических структур фундамента Сино-Корейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 10. с. 117-123.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 260 с.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра. 1973. с. 384.

Галимов Э.М., Банникова Л.А. Некоторые особенности распространенности изотопов в коре и метеоритах в связи с вопросом о происхождении земной коры. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика. 1960. № 10. с. 46-61.

Геология СССР Т 32. Приморский край, ч 1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969 695 с.

Голозубов В В Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф дис канд геол-минерал наук Владивосток, 1984. 30 с

Глубинная структура рудных районов очагового типа: Центральноазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1992. 156 с.

Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.

Гутенберг В. Внутреннее строение Земли. М.: ИЛ, 1949. 283 с.

Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г., Дмитрук С.И., Зимин С.С. Кимберлитоподобные алмазоносные породы Северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 5, с. 103-108.

Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. Рост алмаза и графита из газовой фазы. М.: Наука, 1977. 152с.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампронты Западной Австралии. М.: Мир. 1989. 432 с.

Дмитриев П.В., Уханов А.В., Шараевкин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия, 1972, № 11, с. 7—15.

Добрецов Н.А. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра. 1981. 286 с.

Друбецкой Е.Р., Верховский А.Б., Толстихин И.Н. О возможности использования изотопов гелия для решения вопроса о генезисе пород земной коры (на примере пород Сангеленского массива, Тува) // Тез. VI Всесоюз. сим-поз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Наука, 1976, с. 16—17.

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутюлин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1992. 58 с.

Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Гелий раскрывает тайны земных недр // Природа, 1975, №1.

Жариков В.А., Маракушев А.А. К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976, с. 5-12.

Заварицкий А.Н. Вулканы Мергельской группы. 1939. 286 с.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950.

Зимин С.С., Старков Г.Н. и др. О находке меймечитов в Главном синклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВ СО АН СССР. 1965. С. 194-196.

Зимин С.С. Парагенезис офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука. 1973. 252 с.

Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976, с. 3-33.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвиг) // ДАН СССР. 1961. Т. 138, № 4. с. 900—903.

Изох Э.П. Корреляция магматических комплексов Баджальского и Комсомольского рудных районов на Дальнем Востоке // Геология, петро-химия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 3-33.

Изох Э.П., Колмак Л.М.: Наговская Г.И., Русе В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеол-техиздат, 1957. 246 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Ицксон М.И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.

Кадик А.А. Отделение воды от магм при подъеме к поверхности Земли: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 135-141.

Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный М.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). // Геохимия, 1976, № 5, с. 682-695.

Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998, т. 39, № 11. С. 1518-1528.

Кейлик-Борок В.И. Динамика литосферы и прогнозирование сейсмической опасности. В кн. Комплексное исследование по физике Земли. М.: Наука. 1989. с. 101-112.

Кириллова Г.А. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Востока Азии: Суэляо и Амуро-Зейского // Тихоокеан. геология. 1994, № 6. С. 33-54.

Коваленко С.П. Нижнемеловой вулканизм Центрального Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980.

Когарко Л.Н. Режим летучих компонентов в щелочных породах // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 173-181.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление неотектонических линий // ДАН СССР, 1959, т. 128, №2.

Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69-74.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1963.

Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 262 с.

Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов и их роль в формировании месторождений углеводородных газов и нефти // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

Красный Л.И. Геоблоки и тектоника плит // Геофизический сборник. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 70, с. 56-63.

Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра. 1984. 224 с.

Краускопф К.Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°C // Проблемы эндогенных месторождений. М.: ИЛ. 1960. Вып. 1. с. 139-178.

Краускопф К.Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам // Геохимические исследования. М.: ИЛ. 1961. с. 333-357.

Кропоткин П.Н. Проблемы происхождения нефти (о химико-литологическом и регионально-геологическом подходе к проблеме происхождения нефти). // Сов. геология. 1995. Сборник № 47, с. 104-125.

Кононов В.И.; Поляк Б.Г. Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. с. 98-108.

Конторович А.Э. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М. 1975.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанэразойских подвижных поясов. Новосибирск: СО. Наука. 1985. 198 с.

Кулаков А.П., Сахно В.Г., Вржосвк А.А. Структуры центрального типа в вулканогенных поясах Дальнего Востока // Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Хабаровск, 1979, с. 173-177.

Кулаков А.П., Сахно В.Г. Средне-Амурская мегаморфоструктура центрального типа – особенности строения и развития // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982, с.24-42.

Кулаков А.П. Морфоструктуры Востока Азии. М.: Наука. 1986. 186 с.

Кулиш Е.А., Сорокин А.П. Структурно-формационная зона. РАН Амур. научный центр. ДВО. – Киев. 1997. 84 с.

Кушев В.Г., Тюленев А.Е. Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтовых комплексов Приморья и Приамурья // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № , с. 170-173.

Лаверов А.Л., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии). // Рудные месторождения. М.: ВИНТИ. 1988. с. 163.

Лампроиты. М.: Наука. 300 с.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Наука, 1975. 215 с.

Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 271. № 2, с. 433-435.

Летников Ф.А., Вилор А.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра. 1981. 224 с.

Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск, ИФЗК СО АН СССР. 1977. 25с.

Лишневский Э.П. Об активной роли интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. N 3. с. 77-84.

Лишневский Э.И. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 21-32.

Лишневский Э.И. Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным // Геология рудных месторождений. 1980, № 6, с.37-46.

Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу и др. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан. геология. 1997, т. 16, № , с. 36-45.

- Максимов С.О. Пикрит щелочно-базальтовый магматизм Баджальской вулканической зоны // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 87-88.
- Максимов С.О. Геолого-структурная позиция и особенности минерального состава магматических образований Баджальской зоны // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 21-33.
- Максимов С.О. Пикрит-щелочно-базальтовый магматизм Баджальской вулканической зоны // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ, 1978, с. 87-88.
- Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны. Автореф. кандид. дисс. Владивосток: Дальнаука. 1982. 24 с.
- Мальшев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеанская геология. 1994, № 1. С. 13-28.
- Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ. 1973.
- Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М Наука, 1979. 264 с.
- Маракушев А.А. Геодинамические режимы образования алмаза // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1993, т. 68, вып. 2, с. 3-18.
- Маракушев А.А. Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений. 1996, т. 38, № 6. С. 500-511.
- Маракушев А.А. Термодинамика системы геохимических минеральных фаций // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. М.: Наука. 1999. с. 16-25.
- Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа её эндогенной активности. М.:Наука. 1999. 256 с.
- Маракушев А.А., Безмен М.И. Некоторые аспекты космической и глобальной петрологии // Вести. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 5, с. 3-18.
- Маракушев А.А., Иванов И.П., Ружевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вести. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 1, с. 3-22.
- Маракушев А.А., Моисеенко В.Г. Происхождение золоторудных кварцовых жал, связанных с гранитоидами. // Золотое оруденение и гранитоиды магматизма Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ. 1992, с.79-80
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Первый междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1977, Т. 1.
- Маракушев А.А., Панеях Н.А. Закономерности фазового разделения стабильных изотопов химических элементов // Геохимия, 1980, № 11, с. 1587-1605.
- Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феноменов и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993, № 6, с. 571-595.
- Маракушев А.А., Перцев Н.И., Зотов И.А. и др. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геология рудных месторождений. 1995, т. 37, № 2. С. 105-121.
- Маракушев А.А., Русинов В.А., Зотов И.Н. и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997, т. 39, № 6, с. 483-502.
- Мартынов Ю.А. Структурное положение, петрография и некоторые петрологические особенности колчанского комплекса Бухтыанской структуры // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 12-20.
- Мартынов Ю.А. Петрология кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья: Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1980. 29 с.
- Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1983. 140 с.

Мартынов Ю.А. Геохимия юбазальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука. 1999. 218 с. (под ред. И.Н.Говорова и В.Г.Сахно).

Мартынов Ю.А., Окамура С. Вариации изотопных отношений Sr и Nd палеоген-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1993, т. 333, №3, с. 363-369.

Мартынюк М.В. Соотношения эффузивного и интрузивного магматизма в мезокайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория (в пределах Алюйского блока). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск. 1977. 28 с.

Матырим Б.А., Топстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский М.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // ДАН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1197-1199.

Мацуо С. О происхождении вулканических газов // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 61-77.

Мельников Ф.П. Включения нефти и битумов в горном хрустале Алдана // Проблемы рудообразования. Варна: Изд-во Болгарской Акад. наук, 1974, т.2.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 280 с.

Милановский Е.Е. О коррекции фаз учащения инверсный геомагнитного поля, понижения уровня Мирового океана и фаз усиления деформации сжатия земной коры в мезозое и кайнозое. // Геотектоника. 1996, № 1, с. 3-11.

Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука. 1977. 304 с.

Моисеенков В.Г. Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки. Хабаровск. 1997. с. 103.

Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.

Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск Наука, 1974. 100с.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Взаимосвязь глубинных флюидов, вулканизма и оруденения (на примере Тихоокеанского подвижного пояса) // Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 92.

Моисеенко В.Г., Степанов Г.Н., Малахов В.В. Роль соединений углерода в формировании рудных месторождений СССР // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев: Наук. думка, 1978

Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Особенности состава газовой-жидких включений в минералах, проявлений, ассоциирующих с вулканогенными образованиями различных формаций // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивостоку 1978, с. 187-188.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудное месторождение Востока Азии. Владивосток. Дальнаука. 1996, 353 с.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Из-во АН СССР. 1963. 464 с.

Нагибина М.С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 268—283.

Назаренко Л.Ф., Баженов В.Л. Геология Приморского края. Ч. I Стратиграфия. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 66 с.

Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесия базитов. М.: Наука. 1978. 178с.

Никольский Н.С. Определение параметров равновесия природных газовых смесей по аналитическим данным // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток. 1980, с. 5-14.

Никольский Н.С. О метастабильной кристаллизации природных алмазов из флюидной фазы ДАН СССР, 1981, т. 256. № 4.

Никольский Н.С. Принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных флюидных фаз (на примере системы Н—О—С) и их роль при магматизме // ДАН СССР 19816 Т. 257, № 4, с. 983-988.

Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 199 с.

Обжиров А.И. Перспективы открытия залежей нефти и газа в Приморье // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Мат. конф. геологов Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 60-62.

Огнянов Н.В. Основные черты металлогении Центральной части Хингано-Охотского оловоносного пояса // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 89—102.

Основы тектоники Китая. М.: Недра, 1962. 527 с.

Олейников Н.В. Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей Среднего и Северного Сихотэ-Алиня // Кайнозой востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989, с. 50-5.

Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпн-нелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1989. 224 с.

Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука. 1996. (под ред. акад. РАН Ю.М. Пушаровского, И.Н. Говорова).

Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование Литосферы (на примере юга Российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая). автореф. канд. диссер. Хабаровск. 1999. 27с.

Полин В.Ф., Коновалова Н.П. Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985, с. 3-20.

Попов В.К. К петрологии палеогеновых вулканических комплексов Зевско-Собольевского пояса (Центральный Сихотэ-Алинь) // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 69-81.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР. 1986. 152 с.

Портнов А.М. флюидный диапиризм как причина формирования кимберлитовых труб и карбонатитовых массивов // ДАН СССР, 1979, т. 246, № 2, с. 416-420.

Приходько В.С., Чеснер К.Е., Эглингер У.Д. и др. Лейцитовые базальты Болоньского вулкана (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 1996, т. 15, № 3с. 140-143.

Пушаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса // Геотектоника, 1966, № 6.

Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222с.

Рассказов С.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А.П. и др. Миграция позднекайнозойского вулканизма как показатель глубинной геодинамики на юге Сибири и Дальнего Востока // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Материалы конф. геологов Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 63-65.

Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Изучение купольных магматических рудоносных структур по геофизическим данным (на примере Верхнеселемджинского района) // Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 110-115.

Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1987. 192 с.

Руб М.Г., Павлов В.А., Гоиевчук Г.А., Гоиевчук В.Г. Вулкано-плутонические

ассоциации Комсомольского рудного района. //Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 64-77.

Рундквист Д.В. Есть ли минерогенические критерии выделения крупных и суперкрупных месторождений. // Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века. Материалы доклада годичной сессии. М.: Наука. 1998, с. 75-77.

Рябчиков И.Д., Горшков А.И., Янь Нань Бао и др. Поликристаллические агрегаты алмаза – Борт из Кимберлитовой трубки Шенли (Китай): особенности роста, минерального включения, генезис. В кн. Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века. 1998. М. с. 31-33.

Сафонов Ю.Г. Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней. // Геол. структ. эндоген. руд. Месторождения. М.: Наука. 1978. С. 167-187.

Сахно В.Г. Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы //Магматические формации. М.: Наука, 1964, с. 186-202.

Сахно В.Г. Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и вопросы происхождения некоторых типов вулканических пород // Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 296-311.

Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, 1976. 100 с.

Сахно В.Г. Мезозойский вулканизм Среднего Приамурья. Автореф. канд. дисс. Владивосток: Изд-во. 1965. 27 с.

Сахно В.Г. Континентальные вулканические пояса Востока Азии. Проблемы геодинамики и магматизма // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I сов.-кит. сим-поз. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 54-56.

Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные пояса Востока Азии. Автореф. докт. дисс. Владивосток: Дальнаука. 1994. 104 с.

Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 1994. 104 с.

Сахно В.Г. Режим галогенов как критерий рудной специализации рудно-магматических систем // Тез. докл. междунар. симпоз. по прикладной геохимии стран СНГ. М.: ИМГРЭ. 1997, с. 247-248.

Сахно В.Г., Максимов С.О., Матюнин А.П. Флюидно-магматические рудоносные системы зон активизации Востока Азии // Рудные формации структур зоны перехода континент—океан: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Т. 2, с. 145-146.

Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чащин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994, ? 4, с. 74-92.

Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеанская геология. 1997, том 16, № 5, с. 46-59.

Сахно В.Г., Максимов С.О. Рудно-магматические системы континентального вулканизма Востока Азии: взаимосвязь геодинамики, магматизма и флюидного режима // Тр. симпоз. "Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления". Иркутск. 1998, с. 480-481.

Сахно В.Г., Чащин А.А. Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС. 1999. Т. II, с. 111-114.

- Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зыкин С.С. Особенности минерального состава алмазоносных кимберлитоподобных пород северной части Ханкайского массива (Приморье) // ДАН. 1999, том 368, № 3, с. 368-372.
- Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 52-55.
- Сахно В.Г., Вржосек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности состава лав дна окраинных морей западной части Тихого океана // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976
- Сахно В.Г., Говоров И.Н., Куренцова Н.А. Гопубева Э.Д. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией // Вулканизм и глубина Земли. М.: Наука, 1971, с. 189-197.
- Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Изв. АН СССР, сер. геол., 1963. № 8, с. 43-55.
- Сахно В.Г., Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Эволюция глубинных флюидов магматизма и золотой минералогии Тихоокеанского пояса // Тр. Между-нар. геол. конгр., XXV сессии. М.: Наука, 1976, с. 25-37.
- Сивяцин А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10, с. 8-12.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157с.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11, с. 7-24.
- Соболев Н.В., Сивяцин А.В., Кушев В.Г. Структурная металлогения алмазоносных кимберлитов // Геология и геофизика. 1992. № 10, с. 3-8.
- Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР. По данным геолого-морфологического анализа: объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа м.ба 1 : 10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ. 1978. 110 с.
- Сорохтин О.Г. Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 29-42.
- Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадкоаккумуляции в Амуро-Зейской впадине // Геоморфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1978. С. 12-34.
- Сухов В.И. Вулканогенные формации Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
- Сывороткин В.Л. Дегезация Земли и разрушение озонового слоя. // Природа. 1993. № 9, с. 36-45.
- Сюй Чжичан. Генезис мезозойских вулканических пород Востока Китая с учетом особенностей площадей тектонического напряжения. // Геол. обозрение. 1985. № 2. с. 109-124. На кит. яз.
- Тасон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36
- Тащи С.М. Ряды магматогенных морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение // Морфотектоника Дальнего востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С. 34-46.
- Твердая кора океанов (проект "ЛИТОС"). М.: Наука, 1987. 199 с. (под ред. акад. РАН Ю.М. Пушаровского).
- Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука. 1991. 261 с.
- Томсон И.Н. Петрохимическая зональность Сихотэ-Алиня // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 10-29.

Томсон И.Н. Анализ космических снимков при тектомагматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.

Томсон И.Н. Основные типы континентальных вулканических областей, геодинамические условия их образования и методы изучения // Рудоносность континентальных вулканических поясов. М: Недра, 1982. С 6-19.

Толстихин И.Н., Мамырин Б.А; Хабари Л.В. Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах // Геохимия, 1972, № 5.

Толстихин И.Н., Сочава А.В. Проблемы дегазации Земли и эволюция атмосферы // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 298 с.

Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г., Реутин Ю.В. О потоке гелия в зонах разломов на эндогенных месторождениях. // Геохимия. 1975. № 11, с. 1615-1625.

Уайт С.Х., Смит К.В. Структурная и геологическая позиция алмазоносных лампроитовых трубок Аргайл и Эллендейл (Западная Австралия) // Геология и геофизика. 1992. № 10, с. 93-108.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. М.: Наука. 1986. 286 с.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР 1978. Т. 240, № 2, с. 400-403

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М : Наука, 1980. 144 с.

Уткин В.П. Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового магматизма // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука. 1999, с. 31-48.

Фаворская М.А., Томсон И.Н., Ивапов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.

Федотов С.А., Славина А.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области Курильских островов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963, № 5, с. 670-686.

Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. Т. 3, с. 43-48.

Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в россыпях Красного моря: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974.

Фотиади Э.Э., Каратаев Г.А., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных // Геология и геофизика, 1965, № 10, с. 18—28.

Фролова Т.И., Гушин А.В., Бурикова И.А., Фролов В.Т. Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53(3), с. 100-115.

Хатгерти С.И. Алмазоносность Западной Африки: структурное положение и продуктивность кимберлитов // Геология и геофизика. 1992. № 10, с. 44-61.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Металлогения и геодинамика. Владивосток: Дальнаука. 1999. с. 7-30.

Хитаров Н.И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М.: Наука, 1976. 32 с.

Чжан Хун, Чжао Чуньцин, Яо Чжэнь и др. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеан. геология. 2000, т. 19, № 1, с. 109-117

Шатков Г.А., Бабаев Л.О., Максимовский В.А. и др. Тафрогенный комплекс Амурской депрессии и перспективы ее рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984, № 3, с. 54-67.

Шило Н.А., Сидоров А.А., Гончаров В.И. Условия образования рудных месторождений вулканических поясов // Геология рудных месторождений, 1978, № 6.

Шило Н.И., Николаевский А.А., Волохин В.С. и др. Геофизическая характеристика и региональные структуры акваторий Японского, Охотского и Берингова морей // Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления. М.: Наука, 1979, с. 59-61.

Шило Н.А., Ващиллов Ю.А. Динамическая природа асимметрии глубинной структуры востока и запада Тихого океана и его континентального обрамления // XIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция VI Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления. М.: Наука, 1979, с. 59-61.

Шило Н.А., Умитбаев Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона // Геология и геофизика. 1977, № 11, с. 158-165.

Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.

Юшкин Н.П. Наноминералогия: объекты, функции и перспективы. Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI Века. Тезисы докладов к IX съезду. С.-Петербург, 1999. с. 20.

Якуцин В.П. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изо-топного критерия // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 264 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 1995, т. 36, № 8, с. 132-141.

Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., 1966.

Яницкий И.Н. Гелиевая съемка М. Недр, 1979. 96 с.

Яницкий И.Н., Коробейник В.М., Созимова Г.В. Отражение разломов земной коры в полях гелия // Геотектоника, 1975, № 6, с. 80-90.

Aque J.J., Brinhall G.N. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory mineral in the batholiths of California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 100, p. 891-911.

Baker P.E., Buckley F., Holland J.C. Petrology and geochemistry of Easter Islands // Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 74, p. 85-100.

Bailey, Macdonald R. Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system // Mm. Mag., 1975, v. 40, № 312, p.405-414.

Basu A.R., Junwen W. et al. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications of their origin from suboceanic-type reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1991, v.105. P. 149-169.

Bourgeois J., Toussaint J.F., Gonzalez H. et al. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes) // Tectonophysics. 1987, v. 143. p. 307-327.

Brimhall G.N., Crerar D.A. Ore Fluids: Magmatic to Siperogenic // Thermodynamic Modeling of Geological Materials: Minerals, Fluids, and Melts (Ed. I.S.E. Carmichael and H.D.Eugster). Rev. Miner. 1987. Vol. 17. P.235-321.

Chauvel C., Hofmann A.W. et al. HIMU-EM: The French Polynesian connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1992, v. 110. p. 99-111

Chen Y.C. Geochemistry of basalts from Penghy Islands // Proc. Geol. Soc. China, 1973, № 16, p.23-36.

Clague D.A., Dalrymple G.B. Age of Koko seamount: Empenol. Seamount Chain // Earth Planet Sci. Lett., 1973, v. 17, p.411-415.

Clarke W.B., Bfg M.A., Craig H. Excess He in the sea, evidence for terrestrial primordial helium // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, p. 213-220.

Dawson J.B. *Kimberlites and their Xenoliths*. Berlin: Springer Verlag. 1980. 252 p.

Diets R.S., Menard H.W. Hawaiian swell, deep, and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands // *J. Geol.*, 1953, v. 61, p. 99-113.

Donald E. Reverse origins of hydrothermal are fluids // *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, № 6, p.954-973.

Engel A.E.I., Engel C.G. Igneous rocks of the East Pacific Rise // *Science*, 1964, v. 146, № 3643, p. 477-485.

Forbes W.C. An interpretation of hydroxyl contents of biotites and muscovites // *Miner. Mag.* 1972. Vol. 38, p. 712-720. 1

Fukao Y. Seismic tomogram of Earth's mantle: geodynamic implications // *Science*. 1992, v. 258, p. 625-630.

Fuller M. and Weeks R. Superplumes and Superchtons // *Nature*. 1992, v. 356, p. 16-17.

Garno Toshitaca, Ishidashi Ion-Ichiro, Sacai Hitoshi, Tibro Bronte. Methane anomalies in Seawater above the Loihi submarine area Hawaii. // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. v. 61. № 2. p. 2857-2865.

Gill J.B. *Orogenic andesites and plate tectonics*. N.Y.: Springer, 1981. 390 p.

Goodwin A.M. Rooted Precambrian ring shields: growth, alignment and oscillation // *Amer. J. Sci.* 1985, v. 285, p. 481-531.

Graham D.W., Humphris S.E. et al. Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from Sainy Helena // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1992, v.110, p. 121-13

Green T.H., Ringwood A.E. Origin of gemet phenocrysts in calc-alkaline rocks // *Contribs Miner. Petrol.*, 1968, v. 18, p. 163-174, p. 105-162.

Grough S.T., Morgan W.I., Hargraves R.B. Kimberlitea :Their relation to mantle hot spots // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. № 50, p. 260-274.

Gunow A.J., Ludington S., and Munoz J.L. Fluorine in Micas from Henderson Molybdenite Deposit, Colorado // *Econ. Geol.*, 1980. Vol. 75, ? 8, p. 1127-1137.

Haggerty S.E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 199, v. 122, p. 57-69.

Halliday A.N., Lee Der-Chuen et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1995, v.133, p. 379-395.

Hart S.R., Natwalk A.J.K. K, Rb, Cs, and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, p. 145.

Hart S.R. A Large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984, v. 309 p. 753-757.

Hart S.B. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts // *Roy. Soc. London. Phil. Trans. A*, 1971, v. 268, p. 573-587.

Hazen R.M., Wones D.R. The effect of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57, p. 103-129.

Helmsberger D.V., Ween L. & Ding X. Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // *Nature*. 1998, v. 396, p. 251-257.

Heritzler J.B. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motion of the floor and continents // *J. Geophys., Res.*, 1968 v. 73, № 6 p. 2119-2136.

Hess H.H. History of ocean basins. In: *Petrologic studies: A volume to honour A.E. Buddington*. — Geol. Soc.

Hofmann A.W. Mantle geochemisry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997, v. 385, p. 219-229.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1988, v. 90, p. 297-314.

Hutchinson C.S. The formation of the Earth // *Nature*, 1974, v. 250, № 16.

- Hutchinson R. Strontium and lead isotopic ratios, heterogeneous accretion of Earth and mantle plumes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, № 4, p. 482—485.
- Jackson E.D., Silver E.A., Dalrymple G.B. Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic circum-pacific tectonics // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 3, p.601-617.
- Ishihara S Sasaki A Shibata K et al Characteristics of cretaceous magmatism and related mineralization of the Lower Jangtze Area Eastern China // *Rep Intern Res and Develop Coop ITIT Projects* 1985. № 8113, p 23—48.
- Ishihara S Sawat H Shibata K et al Granites and S W deposits of Peninsular Thailand // *Mining Geol* 1980. Spec iss., № 8, p 223—242.
- Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978, v. 4, p. 297-322.
- Keleman P.B. Origin of high-Mg andesites and the continental crust // *Miner. Mag.* 1994, v. 58 A, p. 464-465
- Kushiro I. Effect of water on the composition magmas formed at high pressures // *J. Petrol.*, 1972, v. 13, p. 311-334.
- Larsen T.B., Yuen D.A. Ultrafast upwelling bursting through the upper mantle // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1997, v. 146, p. 393-399.
- Le Fort P Metamorphism and magmatism during the Himalayan Collision // *Geol Soc Spec Publ* 1986, № 19, p. 159-172.
- Lillei M.D., DeAngeles V., Gordon L.J. CH₄, H₂, CO and N₂O in submarine. *Nature*. 1982. v. 300. № 5887. p. 48-50.
- Loper D.L. Mantle plumes // *Tectonophysics*. 1991, v. 187, p. 373-384.
- Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Zhao Lei et al. Paleozoic Lithospheric Mantle composition and Processes Beneath North China Platform // *Sixth Inter. Kimberlite Conf. Novosibirsk*. 1995: p. 336-338.
- Lupton I.E., Graig M. Excess Me in oceanic basalts, evidence for terrestrial primordial helium // *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 133-135.
- Ma Li, Yang Jiliang and Ding Zhengyan Songliao Basin - an intracraton continental sedimentary basin of combination type // *Chinese Sedimentary Basin - Elsevier Sci.Publ. B.V.* 1989, p. 77-87.
- Mattauer M Intracontinental subduction crust-mantle decollement and crustal sta king wedge in the Himalayas and other collision belts // *Ibid* 1986. № 19, p. 37-50
- Mathies M., Siebert L.C., Rickwood P.C. Some aspects of the mineralogy and; petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite // *Contrib. Mineral, and Petrol.* 1970. v. 26, № 1.
- Matsuo S. Establishment of chemical equilibrium in gases obtained from the Lave-lake of Kilauea // *Bull. Volcanol.*, 1962, v. 24, № 53.
- Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brasil // *Amer. Miner.* 1974, v. 59, p. 775-782.
- Melton C.E., Giardini A.A. Experimental results and theoretics interpretation of gaseus inclusions found in Arkansas natural diamonds // *Amer. Min.*, 1975, v. 69, p.413-417.
- Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, v. 56, № 2, p. 203-213.
- Munoz J.L. F-OH and Cl-OH Exchange in Micas with Applications to Hydrothermal Ore Deposits // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13, p. 469-493. (Ed S.W. Baily).
- Myssen B.O., Virgo D. The solubility behaviour of CO₂ in melts on the join NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₇—CO₂ of high pressures and temperatures Ranren spectroscopic study // *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, № 11-12, p. 1166-1176.
- Nakakuki T., Yuen D.A., Honda S. The interaction of plumes with the transition zone under continents and oceans // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1997, v.146, p. 379-391.

O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium, volatile fluxes and development of continental crust // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1988, v. 90, p. 333-347.

Orberger B., Xu Y., Reeves S.J. Platinum group elements in mantle xenoliths from eastern China // *Tectonophysics*. 1998, v. 296, p. 87-101.

Otoguji Y., Matsuda T., Staya T., ..., Sakhno V.G. Late Cretaceous to Early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote-Alin far eastern Russia: implication for deformation of East Asia // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1995, v. 130, p. 95-108.

Qi Yuxing. Kimberlites in Fuxian, Lianing // 30th Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, China. 1996, v. 2., p. 396.

Peng Z.C., Zartman R.E. et al. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, Eastern China // *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*. 1986, v. 59, p. 3-33.

Peterson P. Methane from the bowels of the Earth // *New Scientist*, 1978, 29 June, p. 896-898

Reid J.B., Jr., Erey F.A. Rare earth distribution in ilmenite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 5, p. 1184-1196.

Ringwood A. Researches on meteorites /Ed. by C.B. Moore, 1962, p. 198-216.

Rob Van der Voo, Wim Spakman & Harmen Bijwaard. Mesozoic subducted slabs under Siberia // *Nature*. 1999, v. 397, p. 246-249.

Roedder E., Weiblen P.W. Silicate melt inclusions and glasses in lunar soil fragments from the lunar 16 core sample // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 13, № 2, p. 272-285

Sakhno V.G. Early Mesozoic magmatism in the Russia Far East // *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation*. Ed.: M. Dickins. Camb. Univ. Press. 199., p. 152-157.

Sakhno V.G. Plume Volcanism of Amurskaya Megastructure // 30th Intern. Geol. Congr. Beijing, China. 1996, v. 1. p. 135.

Sakhno V.G. and Maximov C.O. Lamproite Volcanism activated cratons of Far East Russia // 30th Intern. Geol. Congr. Beijing, China. 1996, v. II, p. 395.

Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F. et al. Geochemistry of Cenozoic Volcanism rocks Baja, California, Mexico: implications for petrogenesis of post-subduction magma // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987, v. 32, p. 223-245.

Shen J Liu H REE geochemical characteristics of the two types of granitic rocks in Jiangxi Province and their metallogenic significance // *Geochemistry* 1987, v. 6, № 2, p. 153-164.

Shido F. Miyashiro A., Ewing E. Crystallization of abyssal tholeiite // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1971, v. 31, p. 251.

Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence of sources of southern Africa Cretaceous kimberlites // *Nature*. 1983, v. 307, p. 51-54.

Stevens C.M. Atmospheric methane. // *Chemical Geology*. 1988, v. 71, № 1-3, p. 11-21.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.I. Norry. *Magmatism in the ocean basin*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989, v. 42, p. 313-345.

Tapponnier P., Pettier G., Armijo R. et al. On the mechanics of the collision between India and Asia // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986, № 19, p. 115-157.

Tatsumoto M., Basu A.R. et al. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EM1 and EM2 in subcontinental lithosphere // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1992, v. 113, p. 107-128.

Taylor H.P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, № 6, p. 843-882.

Taylor W.R., Tomkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1994, v. 58, p. 4017-4037.

Tian Zai-Yi, Han Ping and Xu Ke-Ding. The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992, v. 208, p. 341-363.

Wang G. The distribution pattern of kimberlites and associated rocks in Shandong, China // *Kimberlites and Related Rocks*. 1989, v. 1. p. 201-206.

Wedepohl K.H., Baumann A. Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source // *Contrib. Miner. Petrol.* 1999, v.136, p. 225-239.

Welhan J.A. Origin of methane in hydrothermal systems. // *Chemical Geology*. 1988. v. 71. № 1/3. p. 183-198.

Welhan J.A., Craig H. Methane and Hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids. // *Geophys. Res. Lett.* 1979. v. 6. № 11. p. 829-831.

Wilson M., Downes H. Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system // *Tectonophysics*. 1992, v. 208, p.173-182.

Wilson Y.T. Mantle plumes and plate motions // *Tectonophysics*, 1973, v. 19, № 2, p.149-164.

Wolfe C.J., Bjarnason I.Th. et al. Seismic structure of the Iceland mantle plume // *Nature*, 1997. v. 385, p. 245-247.

Wolfe C.J. Prospecting for hotspot roots // *Nature*, v. 396 (1998), p. 212-213.

Wu Liren, Zhai Mingzhe, Zheng Xiangshen Physicochemical processes involved cenozoic volcanism in Eastern China // *Geochemistry*. 1987, v. 6, № 3, p. 193-215.

Xu Jiawei, Zhu G., Toilg Weixing et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics*. 1987, v. 134, p. 277-310.

Yogodzinski G.M., Ray R.W., Volynets O.N. et al. Magnesium andesites in Western Aleutian-Komondorsky region: implication for slab melting and processes in mantle wedge // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995, v. 107, p. 505-519.

Монсеенко В.Г., Сахно В.Г.

Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры.

г. Благовещенск-на-Амуре: АмурКНИИ, 2000, 160 с.

Усл. печ. л. 10,0. Формат 60x84 ¹/₁₆. Тираж 200 экз.

Издано по решению Ученого совета АмурКНИИ АНЦ ДВО РАН

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект №99-05-65313

Отпечатано в ООО "Новые полиграфические технологии".

675000, г. Благовещенск, ул. Б-Хмельницкого, 5, тел. 44-85-66.