

ПЕТРОГРАФИЯ XXI ВЕКА

Н.И. Гусев, А.И. Гусев¹

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

¹ ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенсейское

В июне 2005 года в г. Апатиты состоялось международное (X) петрографическое совещание «Петрография XXI века», организованного Геологическим институтом Кольского Научного Центра РАН под эгидой межведомственного комитета отделения наук о Земле РАН, на котором рассматривалась обширная тематика петрографических исследований нового века. Заслушано на пленарных заседаниях и продемонстрировано на стендах более 1000 докладов, опубликованных в 4 томах..

На секции «**Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли**» участниками совещания рассмотрены вопросы дифференциации вещества Земли, глубинной геодинамики и эволюции петрогенеза в геологической истории на базе изучения магматических и метаморфических пород петрографическими и геохимическими методами.

По Сибирскому региону в рамках этой секции было сделано несколько сообщений, затронувших различную проблематику.

И.Д. Рябчиковым в докладе «Геохимия магм плюмовой обстановки» проведено обсуждение различных моделей зарождения плюмов, а также освещены проблемные вопросы генезиса сибирских траппов. Сравнение данных по расплавленным микровключениям с рассчитанными по экспериментальным данным титан/натриевыми отношениями в выплавках из пиролита в зависимости от давления и степени плавления, показывает, что начало плавления материала сибирского плюма отвечало давлению не ниже 7 ГПа. Составы исходных магм меймечитов и субщелочных пикробазальтов, оценённые по на основании изучения расплавленных микровключений с поправками на удаление оливина, близки к близкоolidным выплавкам.

В сообщении *А.И. Гусева* «Петрология и флюидный режим порфировых систем» рассмотрены порфировые МРМС в рамках классификации А.И. Кривцова [2]. Различные состав магматитов и их тектоническая приуроченность предопределили специфику петрологических особенностей, флюидного режима и оруденения порфировых систем. Гранитоиды последних относятся к I-, M-, A-, типам. Охарактеризованы порфировые системы Северной Америки (Клаймакс, Гендерсон, Бингем, Санта-Рита), Южной Америки (Чукикамата, Эль-Сальвадор), Малого Кавказа (Каджаран), Урала (Салаватское), Казахстана (Бошекуль), АССО (Жирекен, Аксуг, Сора, Кульбич), Монголии (Эрдэнуин-Обо, Ую-Толгой) и другие.

Более крупным по запасам системам свойственны открытые условия по фтору, углекислоте, на заключительных стадиях развития которых осуществлялся привнос летучих компонентов трансмагматическими флюидами. Золото-обогащённым порфировым системам свойственны повышенные содержания и фугитивности соляной кислоты.

На секции «**Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита**» обсуждались вопросы петрогенеза и связи рудообразования с магматизмом и метаморфизмом.

В сообщении *В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, В.П. Ковача, А.Б. Котова, Е.Б. Сальникова* «Изотопные провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса и их рудоносность» выделены структурные зоны, различающиеся Nd-изотопным составом слагающей их коры, определяемым по составу гранитоидов. Для большинства террейнов (Хангайского, Баргузино-Витимского, Сангиленского, Алтайского) величина $e_{Nd}(T)$ в основном варьируют в диапазоне +0,5—10, отвечая, таким образом, коре, модельный изотопный возраст которой $\{T_{Nd}^{(DM-2st)}\}$ отвечает интервалу 1000-1700 млн. лет, что позволило объединить эти террейны в рамках «рифейской» изотопной провинции. Закрытие раннекаледонских бассейнов Центрально-Азиатского палеоокеана и амальгамация микроконтинентов и островных

дуг происходили между 500- 480 млн. лет назад, без существенного взаимодействия с окраиной Сибирского кратона. Граница последнего с ранними каледонидами, скорее всего, была сдвиговой или трансформной.

Палеомагнитные данные показывают, что Сибирский кратон и пространственно сближенный с ним раннекаледонский континент в интервал времени 490-360 млн. лет переместились примерно на 20° к северу, по сравнению с его положением в позднем рифее, и перекрыли Алтае-Саянский мантийный плюм, входящий в состав Северо-Азиатского горячего поля мантии, результатом активности которого являлся внутриплитный магматизм ЦАСП в течение 490-360 млн.лет. Столкновение Сибирского кратона и раннекаледонского континента произошло к раннему девону вдоль трансформной границы.

В сообщении *Н.И. Гусева, А.И. Гусева* «Петрология и рудоносность анорогенных гранитоидов юга Сибири и Монголии» рассмотрены анорогенные гранитоиды обширного региона, образующие один из крупнейших поясов планеты. Их генерация связана с активизацией кратонных областей в обстановке внутриконтинентального рифтинга в рифее и функционированием суперплюма, охватившего громадную территорию на этапе ордовик-юра. Анорогенные гранитоиды, согласно современной классификации, включают разнородные интрузивные образования: двуполевошпатовые субсолъвусные умеренно-щелочные (A_1 -тип), моношпатовые гипертсолъвусные (агпаитовые) щелочные (A_2 - тип), граниты рапакиви (A_3 - тип), а также плюмазитовые редкометалльные гранитоиды [1].

Обширное семейство гранитоидов A_1 - типа обнаруживает несколько групп кислых интрузивов, различающихся петрологическими особенностями их формирования и сопровождающиеся специфическими типами оруденения.

Группа гранитоидов A_1 - типа, генерация которых осуществлялась при очень высоких температурах кристаллизации ($880-930^{\circ}\text{C}$), близких к котектическим с очень низкой закристаллизованностью, в своём составе содержит умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, редко кварцевые сиениты и сопровождалась формированием молибден-вольфрамового шеелит-гюбнеритового оруденения (Бом-Горхонская магмо-рудно-метасоматическая система – МРМС), молибденового (Амананская МРМС) Забайкалья, грейзенового шеелит-ферберитового (Калгазанская МРМС) Горного Алтая. От ранних фаз внедрения к поздним происходило закономерное снижение температур кристаллизации на фоне снижения кислотности и повышения основности среды, фугитивности кислорода, железистости расплавов и биотита и повышения восстановленности среды и глинозёмистости магмы.

Другая группа гранитоидов A_1 - типа кристаллизовалась при весьма низких температурах ($710-560^{\circ}\text{C}$), близких к эвтектическим с весьма высокой закристаллизованностью магм (30% и более). В парагенетической связи с гранитоидами этой группы формировалось грейзеновое шеелит-вольфрамитовое (Синюшинская, Кольванская МРМС), золото-редкометалльное скарновое оруденение (Атуркольская, Тавдушинская, Карагу МРМС) Горного Алтая. Следует отметить, что от ранних фаз к поздним в этой группе магматитов происходит закономерное снижение температур кристаллизации пород, а также летучести кислорода, фугитивностей воды, парциальных давлений воды и углекислоты в магматогенных флюидах. Сами флюиды становятся всё более восстановленными и в них происходит резкое увеличение концентраций плавиковой кислоты. В биотитах гранитоидов от ранней фазы к заключительной отмечается увеличение концентраций большинства редких элементов. В отличие от предыдущей группы в биотитах рудопродуктивных поздних фаз внедрения наблюдается увеличение железистости и глинозёмистости расплавов и одновременное повышение роли и тетраэдрической, и октаэдрической фаз алюминия в минерале. В золото-редкометалльных МРМС с комплексным оруденением вольфрама, молибдена, олова, золота, помимо плавиковой кислоты, в магматогенных и гидротермальных флюидах существенную роль играли комплексы хлора и бора.

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

Во второй, низкотемпературной группе ($550-530^{\circ}\text{C}$) агпаитовых гранитоидов (Казандинская, Бугачихинская, Елиновская МРМС Горного Алтая, Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС Монголии) отмечается несколько иной спектр оруденения: редкоземельное, оловянное, тантал-ниобиевое. В рибекитовых гранитах Елиновского массива отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0,70413-0,70429, указывающие на мантийный источник магмы. Характеризуются низкими температурами кристаллизации и умеренными общими давлениями (1-1,5 кбар). От ранних к поздним фазам внедрения наблюдается значительное снижение фугитивности кислорода и воды, заметное увеличение активности и летучести плавиковой кислоты. В биотитах лейкогранитов отмечается самое высокое содержание ниобия, а также повышенные концентрации тантала, циркония, цезия, олова. Среди массивов агпаитовых гранитоидов локализуются проявления олова и ниобий-редкоземельная минерализация. В экзоконтакте Аскатинского массива Горного Алтая известны скарны с касситеритом и полиметаллами, а в метасоматически изменённых (альбититы) гранитах Елиновского массива установлено Елиновское проявление редкоземельной минерализации с флюоритом. В последнем случае в рудах отмечены поликраз, фергусонит, малакон, иттриалит. Наиболее продуктивные гранитоиды (Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС) характеризуются максимальными значениями коэффициента агпаитности, низкой глинозёмистостью и предельно высокой общей железистостью биотита (97-98%) при значительном дефиците октаэдрического алюминия в кристаллохимической формуле слюды (до (-0,40) - (-0,50)).

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

Весьма сходные характеристики отмечаются и для штока гранитоидов рапакиви Кюми (северо-западная периферия известного Выборгского массива на территории Финляндии), где выявлена грейзеновая минерализация олова и бериллия.

Особую группу анорогенных кислых интрузивных пород образуют плюмазитовые редкометалльные граниты: Соктуйская, Олдондинская, Ары-Булакская, Адун-Челонская, Хапчерангинская, Шерловогорская МРМС Забайкалья, Бага-Хэнтейская Монголии, Алахинская, Калгутинская Горного Алтая. На диаграмме составы плюмазитовых гранитоидов перекрывают поля всех ранее рассмотренных типов гранитоидов, что обусловлено разнообразием их происхождения и возможностью формирования в качестве дифференциатов базальтовой, гранитной магм и метасоматическим путём с широким варьированием состава биотитов. Парагенетически с плюмазитовыми системами связан обширный комплекс оруденения: грейзеновое олово-полиметаллическое, олово-вольфрамовое, пегматитовое редкометалльное, грейзеновое литий-тантал-ниобиевое, кварцево-грейзеновое вольфрам-молибденовое. Продуктивность МРМС определяется интенсивностью процессов эманационной дифференциации и высокой насыщенностью летучими и особенно фтором. По авторским данным все перечисленные системы характеризуются умеренными значениями восстановленности флюидов (0,16-0,49). Среди них выделяются высокотемпературные ($840-890^{\circ}C$) и низкотемпературные ($790-520^{\circ}C$) с различными стилями изменения особенностей эволюции Т-Р параметров. Особенно это заметно для низкотемпературных систем.

От ранних к поздним фазам внедрения и последующего формирования литий-фтористой фации гранитоидов для Бага-Хэнтейской МРМС на фоне снижения температур кристаллизации происходит увеличение кислотности среды, фугитивности кислорода, общей железистости биотита и снижение глинозёмности. Одновременно наблюдается понижение алюминия и тетраэдрической, и октаэдрической координации в слюде.

Алахинская МРМС Горного Алтая показывает другую тенденцию изменений тех же параметров. Снижение температур кристаллизации последовательных фаз в ходе эволюции сопровождается параллельным понижением фугитивности кислорода во флюидах, и повышением общей железистости, глинозёмности биотита при одновременном увеличении и тетраэдрической и октаэдрической координации алюминия в кристаллохимической формуле слюды. Кислотность среды кристаллизации снижается и повышается основность к заключительным продуктам магматического процесса.

В интерпретации результатов исследований указано, что в выделенных типах гранитоидов контрастно меняются температуры кристаллизации, кислотность-основность среды, окисленность-восстановленность магматогенных флюидов, соотношения летучих компонентов, кристаллохимические особенности биотита. Для всех типов анорогенных гранитоидов характерны высокие концентрации и активность фтора во флюидах. Наиболее продуктивные МРМС развивались в условиях открытых систем по фтору и другим летучим компонентам. Последнее обстоятельство, а также повышение восстановленности флюидов на заключительных этапах становления некоторых систем указывают на подток трансмагматических флюидов мантийной природы в глубинные магматические очаги и их важной роли в рудообразовании.

Е.Н. Алтуховым в сообщении «Щелочно-гранитный магматизм и его рудоносность» рассмотрены рудогенерирующие щелочные граниты и связанные с ними комплексные редкометалльно-редкоземельные Арысканское, Хайламинское и Улут-Танзекское месторождения, расположенные в различных тектонических зонах юга Сибири. Щелочные граниты мантийного и корово-мантийного происхождения, в формировании которых участвовала геохимически обогащённая мантия, рассматриваются в качестве форм проявления на земной поверхности горячих точек мантии или мантийных плюмов.

На секции «**Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии**» рассматривались вопросы регионального метаморфизма горных пород, космической и физико-химической петрологии, а также результаты работ на стыке петрологии со смежными науками.

С.П. Кориковским в докладе «Минеральные и реакционные трансформации метабазитов при их эклогитизации и последующей эксгумации» рассмотрены Р-Т условия и химизм минеральных превращений при эклогитизации метабазитов. По мере погружения умеренно-глубинных амфиболитовых комплексов и их эклогитизации, доминирующими парагенетическими преобразованиями в метабазитах являются: возникновение и быстрое увеличение количества граната (с нарастанием содержания в нём пироповой и гроссуляровой молекул); омфацизация более ранних Са-клинопироксенов или прямая кристаллизация омфациита вместе с гранатом вследствие распада ассоциации роговая обманка+цоизит+плаггиоклаз; уменьшение стабильности, затем частичное

или полное разложение плагиоклаза, который обычно замещается гранатом; кристаллизация в амфиболитах и эклогитах кианита в сростании с амфиболом или омфацитом; появление наряду с Са-амфиболами Na-Са-барроизита или тарамита. Эклогитизация метабазитов происходит при T 550-700⁰ С, начинаясь при давлении >11 кбар, и геотермическом градиенте 6-12⁰ С/км в зонах субдукции или 12-15⁰ С/км - в корневых частях зон коллизии. В эклогитовой фации всегда сохраняются Са- и Na-Са амфиболы, минералы группы эпидота, фенгит и парагонит, так что эклогитовую фацию можно рассматривать как высокобарический или ультравысокобарический аналог эпидот-амфиболитовой и, частично, амфиболитовой фаций.

В.В. Ревердатто в сообщении «Метаморфизм как следствие геодинамики» приведены 5 типов метаморфизма в связи величинами геотермических градиентов: 1) контактовый (< 90⁰ С/км, $T=400-1000^0$ С, $Z=0-1,5$ кбар), 2) в поясах при низких P и высоких T (~40-90⁰ С/км, $T=300-800^0$ С, $Z=1-4$ кбар), 3) погружения (~20-90⁰ С/км, $T=100-500^0$ С, $Z=0,5-3$ кбар), 4) архейский полиметаморфизм (~20-40⁰ С/км, $T=300-1000^0$ С, $Z=4-14$ кбар) и 5) коллизионный, включая субдукционный (~7-20⁰ С/км, $T=200-700^0$ С, $Z=4-15$ кбар; в субдукционных комплексах возможны T до ~1000⁰ С и $P > 40$ кбар).

С позиций геодинамики в настоящее время возможно различать следующие основные разновидности метаморфизма: 1) метаморфизм, вызванный привнесением дополнительного тепла в земную кору путём магматических интрузий или потоков глубинного флюида; 2) метаморфизм, обусловленный расширением / растяжением литосферы, накоплением во впадинах осадков, их погружением и нагреванием; 3) коллизионный метаморфизм, связанный с горизонтальными движениями, которые инициируют конвергенцию, деформацию и субдукцию литосферных плит, надвиги и подвижки блоков земной коры. Недавно изучено два проявления, которые могут быть отнесены к метаморфизму в поясах при низких P и высоких T . Это тонгулакский комплекс на Алтае, где зональный метаморфизм при $T=500-700^0$ С и $P=3,5-5$ кбар был вызван внедрением в среднюю часть земной коры габбрового интрузива с клиновидной формой кровли. Другим примером такого рода является обширная метаморфическая зональность Коннемара в Ирландии, возникшая при $T=500-750^0$ С и $P=5,5$ кбар. Её происхождение связывается с интрузией основного состава на глубине около 20 км.

Н.И. Волковой, С.И. Ступаковым, Г.А. Третьяковым, В.А. Симоновым в докладе «Глаукофановые сланцы Уймонской зоны как индикатор аккреционно-коллизионных событий в Алтайском секторе Палеоазиатского океана» освещена среднедевонская деформированная чешуйчатая структура, включающая в себя несколько крупных структурно-вещественных единиц: 1) кембро-ордовикские офиолитовые пластины, описанные как рассланцованные серпентиниты с блоками массивных серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов; 2) блоки или пластины метаморфических пород (сланцы, гнейсы, амфиболиты), P - T условия образования которых отвечают эпидот-амфиболитовой фации ($T=500-650^0$ С, $P=4-6$ кбар); 3) вулканиты и туфогенные породы уймонской свиты, метаморфизованные в условиях, переходных от фации зелёных сланцев к глаукофансланцевой фации; 4) теректинскую свиту, сложенную также вулканогенно-терригенными породами, но отличающуюся более низкой степенью метаморфизма, отвечающей зеносланцевой фации, а также преобладанием метаграувакк и метакarbonатных пород; 5) позднекембрийскую-раннеордовикскую вулканогенно-осадочную сугушскую свиту, представленную туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами; 6) неметаморфизованные песчано-сланцевые толщи среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные породы раннего среднего девона.

Метабазиты Уймонской зоны представляют собой тонкозернистые сланцеватые, реже массивные породы. Слагающие их минеральные ассоциации включают в себя Na- и Na-Са амфиболы (глаукофан, ферроглаукофан, рибекит, винчит, барруазит), актинолит, фенгит, эпидот, хлорит, альбит, кварц, кальцит; редко встречающиеся - стильпномелан и пумпеллит. В зависимости от состава амфибола данные породы можно разделить на глаукофановые, винчит-актинолитовые и актинолитовые сланцы. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы сопоставимы с щелочными базальтами океанических островов (OIB), тогда как зелёные (актинолитовые) сланцы отвечают по составу толеитовым базальтам типа N-MORB.

Установлено, что минералогические различия пород (а именно, присутствие в них глаукофана или актинолита) обусловлены, в первую очередь, различиями химического состава исходных пород, а не изменениями физико-химических параметров метаморфизма. При метаморфизме субщелочных базальтов развивается глаукофан, тогда как при близких P - T условиях (350-400⁰ С и $P=6-8$ кбар) в толеитовых базальтах ещё устойчив актинолит. Возраст метаморфизма метабазитов Уймонской зоны определён по ⁴⁰Ar/³⁹Ar анализов фенгитов и глаукофанов из глаукофановых сланцев. Полученные датировки (485,3±2,1; 486,9±20,2 и 483,7±9,6; 491,2±4,7 млн. лет соответственно) указывают на раннеордовикский (тремадок-аренигский) возраст глаукофансланцевого метаморфизма уймонской свиты.

Присутствие в Уймонской зоне метабазальтов с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам океанических островов и MORB, а также обогащённых Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин (серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксениты) позволяют рассматривать эту структуру в целом, с учётом её покровно-чешуйчатого строения как аккреционно-коллизионный комплекс. Он включает в себя фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, сформировавшиеся в зоне субдукции, и породы аккреционного клина. Можно предполагать, что формирование протолита уймонской свиты происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как граувакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных

вулканов, а слоистые метачерты и мрамора как древние пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов, соответственнно. При этом тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, имело место при вхождении симаунта в зону субдукции или непосредственно в субдукционной зоне.

На основании приведенных исследований утверждается, что в эволюции Палеоазиатского океана имела место раннеордовикская субдукция, результатом которой явился глаукафансланцевый метаморфизм пород уймонской свиты. Возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия симаунта с островной дугой (фрагментами которой, по-видимому, являются кембро-ордовикские вулканогенно-осадочные породы сугашской свиты, представленные туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами), в результате чего комплекс был эксгумирован с глубины около 25 км.

Литература

1. Гусев А.И., Будникова М.Е., Колонакова О.Н. Петрогенетические типы гранитоидов юга Сибири и связанное с ними оруденение // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тезисы докладов. Том 1. Санкт-Петербург, 2000, с. 75-77.
 2. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфириновых месторождений. М., Недра, 1983, 125 с.
-