

Иванов Алексей Иванович

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ГРАНИТОИДОВ ДЕПУТАТСКОЙ ОЛОВОНОСНОЙ
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Специальность: 25.00.04 – Петрология, вулканология

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Якутск 2010

Работа выполнена в Институте геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской Академии наук

Научный руководитель:	Доктор геолого-минералогических наук Трунилина Вера Аркадьевна
Официальные оппоненты:	Доктор геолого-минералогических наук Валуй Галина Александровна
	Доктор геолого-минералогических наук Леликов Евгений Петрович
Ведущая организация:	ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Аммосова»

Защита состоится «18» ноября 2010 г. в 14⁰⁰ часов на заседании
диссертационного совета Д 005.006.01 в конференц-зале Дальневосточного
геологического института ДВО РАН по адресу: 690022, Владивосток, пр-т 100-
летия Владивостока, 159, ДВГИ ДВО РАН. Факс (4232) 317-847

С диссертацией можно ознакомиться в Центральной научной библиотеке ДВО
РАН по адресу: г. Владивосток, пр-т 100 - летия Владивостока, 159

Автореферат разослан «____» _____ 2010 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук



Б.И. Семеняк

Актуальность работы. Депутатское оловорудное месторождение является одним из крупнейших на Северо-Востоке России. На протяжении десятилетий оно было объектом пристального внимания многих исследователей. Были детально изучены состав руд, этапность и зональность оруденения, возрастные взаимоотношения руд и магматических пород (Некрасов, 1960; Лир, 1968; Флеров, 1971, 1976; Борисенко и др., 1997; Холмогоров и др., 2000, 2007; Костин и др., 2002 и др.). Оставались дискуссионными формационная принадлежность гранитов Депутатского массива, геохимическая и металлогеническая специализация даек рудного поля, взаимосвязь между разнообразными магматическими проявлениями и оруденением.

Магматические образования рудного поля представлены комплексом даек разного возраста и состава и невскрытым гранитным массивом. Изучение магматизма рудного поля выполнялось в основном сотрудниками ИГАБМ СО РАН. В последнее десятилетие в них принимал участие и соискатель. Связь оруденения рассматривалась с глубокими горизонтами гранитного массива (Флеров и др., 1971; Флеров, 1976); с дайками гранит- и риолит-порфиров (Иванов, 1969); И.Я. Некрасов (1966) ранние стадии минерализации считал производными гранитного, а поздние – базальтового расплава; В.А. Трунилина (Трунилина и др., 2003) полагала, что постгранитоидные дайки основного состава являлись дополнительными источниками тепла и флюидов, обеспечившими длительную эволюцию гранитоидного очага.

По мнению большинства исследователей, занимающихся проблемами генезиса эндогенного оруденения, именно магматические расплавы являются главными источниками энергии и вещества рудоносных систем, а состав и характер эволюции материнских расплавов обуславливают формационную принадлежность генерируемых руд. Отсюда: установление специфических особенностей магматических образований такого уникального объекта, как Депутатское рудное поле, в котором наряду с касситерит-кварцевым проявлены касситерит-силикатный и касситерит-сульфидный типы оруденения и наряду с

профилирующим оловом сконцентрированы Ag, Bi, Sb, W определяет актуальность проведенных исследований.

Цель и задачи исследований. Основной целью работы являлось выяснения петрогенетических особенностей магматических пород Депутатского рудного поля и их роли в процессах рудообразования. Для её реализации решались следующие задачи:

1. Определение длительности эволюции магматизма рудного поля по изотопным данным.
2. Установление типоморфных особенностей минералов магматических пород.
3. Определение петро-геохимической специфики и генетических особенностей магматических пород, прежде всего – гранитов Депутатского массива.
4. Выявление роли мантийных источников при формировании уникального по запасам месторождения.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертационной работы положены материалы, собранные автором в период с 1999 по 2008 гг., литературные и фондовые материалы. Автором изучено 310 петрографических шлифов; обработаны по современным методикам результаты 153 силикатных, 220 микрозондовых анализов породообразующих и акцессорных минералов магматических пород на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-micro; 290 спектральных количественных, 130 – атомно-абсорбционных анализов, 30 определений содержаний редкоземельных элементов рентгено-флюоресцентным методом. Использованы результаты изучения Rb-Sr изотопных систем магматических пород рудного поля, определения изотопного возраста гранитов массива и даек ^{40}Ar - ^{39}Ar и U-Pb методами. Проведена статистико-математическая обработка результатов спектральных анализов методом парагруппового кластерного анализа.

Аналитические исследования выполнены в основном, в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН; определение содержаний редкоземельных элементов – в СНИИГГИМС (г. Новосибирск) А.С. Черевко; изотопный возраст U-Pb методом (Shrimp II) – в Аналитическом

Центре ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), аналитик И.П. Падерин; ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст слюд – в Аналитическом Центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик А.В. Травин. Автор выражает глубокую признательность всем сотрудникам аналитических подразделений.

Научная новизна.

- Впервые по изотопным данным определен временной интервал эволюции Депутатской рудно-магматической системы.
- Впервые детально охарактеризованы типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов всех магматических образований рудного поля.
- Впервые на основе петро- и геохимических особенностей гранитов Депутатского массива установлено смещение их петро- и геохимических характеристик от характеристик типовых гранитов S-типа к гранитам А-типа и поздне- посторогенная обстановка их формирования.
- Впервые на основе статистико-математической обработки геохимических данных определена общность геохимической специализации всех магматических пород рудного поля и сделан вывод о формировании уникального по запасам Депутатского месторождения в результате длительного функционирования гранитоидной рудно-магматической системы, в течение которого осуществлялось смешение продуцируемых этой системой гидротермальных растворов с потоками флюидов из глубинных источников, что отразилось на смене профилирующего касситерит-кварцевого оруденения касситерит-силикатным и касситерит-сульфидным.

Практическое значение работы заключается в определении важнейших особенностей состава оловоносных магматических образований и условий формирования уникального по запасам месторождения, что может быть использовано при прогнозной оценке оловоносных магматических систем.

Апробация работы и публикации. Основные результаты по теме диссертации освещены в 10 публикациях (из них – 2 в рецензируемых журналах) и доложены на Всероссийской конференции «Рудогенез и

металлогения Востока Азии» – Якутск, 2006; на XIX Всероссийской молодежной конференции – Иркутск, 2001; на Аспирантских чтениях по Наукам о Земле – Якутск, 2003; на конференции молодых ученых и аспирантов ЯНЦ СО РАН – Якутск, 2004; на Республиканской научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых “Минерально-сырьевые ресурсы и освоение недр Якутии” – Якутск, 2005.

Объем и структура. Диссертация объемом 154 страницы состоит из Введения, пяти глав и Заключения и содержит 56 рисунков и 19 таблиц. Список использованной литературы включает 130 наименований.

Во Введении обоснованы актуальность, цель и задачи исследований.

В первой главе приводятся общие сведения о геологическом строении рассматриваемой территории.

Во второй главе детально описаны геология и петрография магматических пород Депутатского рудного поля.

В третьей главе рассматривается состав наиболее информативных породообразующих и акцессорных минералов Депутатского массива и даек рудного поля.

Четвертая глава посвящена описанию петро- и геохимических особенностей магматических пород.

В пятой главе рассматриваются черты генезиса и геодинамическая позиция магматических образований рудного поля.

В Заключении сформулированы основные выводы по результатам проведенных исследований.

Благодарности. В процессе проведения исследований и подготовки диссертационной работы автор пользовался консультациями д.г.-м.н. Г.Н. Гамянина, д.г.-м.н. Г.А. Валуй, д.г.-м.н. В.Г. Гоневчука, к.г.-м.н. С.П. Роева, к.г.-м.н. А.И. Холмогорова, к.г.-м.н. С.О. Максимова, к.г.-м.н. З.Г. Бадрединова, к.г.-м.н. Л.И. Полуфунтиковой, снс Ю.С. Орлова, которым автор выражает искреннюю признательность. Особенно благодарен автор своему научному

руководителю д.г.-м.н. В.А. Трунилиной за всестороннюю помощь и поддержку на протяжении всего времени работы над диссертацией.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Геологическое строение района исследований

Депутатское месторождение – крупнейший оловорудный объект Северо-Востока Якутии, является главной составной частью одноименного рудного поля с комплексным Ag–Sb–Bi–W–Sn оруденением. Рудное поле локализовано в юго-западной части хр. Полоусного, протягивающегося в субширотном направлении в междуречье нижних течений рек Яна и Индигирка. Территория входит в состав Полоусненского синклинория. В ее геологическом строении принимают участие терригенные и терригенно-карбонатные породы палеозоя и мезозоя, а также вулканогенные и интрузивные образования. Расчленение и описание магматических образований приводится по данным (Трунилина и др., 1996). Наиболее ранние из них (поздний триас – ранняя-средняя юра) представлены силлами габброидов и долеритов известковой низкощелочной магматической серии и геохимического типа континентальных толеитов. В поздней юре сформировались покровы базальт-андезит-риолитового состава известково-щелочной серии активных континентальных окраин. На рубеже юры и мела происходило становление массивов тоналит-гранодиоритовой формации, близких гранитоидам М-типа.

Наиболее широко развиты раннемеловые гранитоиды, локализованные в зонах поперечных и продольных по отношению к направлению основных складчатых структур разломов. Первые представлены небольшими штокообразными и трещинными телами и сериями даек диорит-гранодиорит-гранитной формации, породы которых сопоставимы с гранитоидами I-типа. Крупные плутоны входят в состав Северного продольного пояса гранитоидных «батолитов». При этом массивы центральной части Полоусненского синклинория принадлежат к гранодиорит-гранитной (IS-тип) и гранит-лейкогранитной (S-тип) формациям корового происхождения, известково-

щелочной магматической серии и геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, тогда как гранитоиды массивов северной и юго-восточной части синклиория, локализованные в зонах региональных разломов, сопоставимы с гранитоидами латитового ряда.

В апт-альбское время формируются свиты даек поздне-посторогенной дацит-риолитовой формации известково-щелочной повышенно-калиевой серии, а завершают магматическую деятельность производные шошонит-латит-трахириолитовой формации латитовой, трахитовой и щелочно-базальтовой магматических серий посторогенной геодинамической обстановки. Они слагают покровы, мелкие массивы, свиты даек.

Депутатское рудное поле приурочено к участку пологих дислокаций, со всех сторон ограниченному крупными разломами (рис. 1). В его пределах вскрываются флишоидные терригенные отложения средней и верхней юры, смятые преимущественно в широкие брахиформные складки и интродуцированные гранитными массивом и разновозрастными дайками преимущественно основного состава (более 200 даек).

Обоснование защищаемых положений

Первое защищаемое положение: по изотопным данным установлен временной интервал эволюции полигенного магматизма Депутатского рудного поля (120–106 млн лет по ^{40}Ar - ^{39}Ar и 118–98 млн. лет по Rb-Sr методам). Полученные результаты свидетельствуют о длительности функционирования рудно-магматической системы, происходившей на фоне циркуляции гидротермальных растворов, продуцируемых гранитным магматизмом, и подтока глубинных флюидов.

Первые проявления магматической деятельности на территории рудного поля представлены редкими дайками андезибазальтов, андезитовых, диоритовых порфиров. Они пересекаются и смещаются дайками риолит- и гранит-порфиров, содержащими их ксенолиты. Изотопный возраст диоритовых

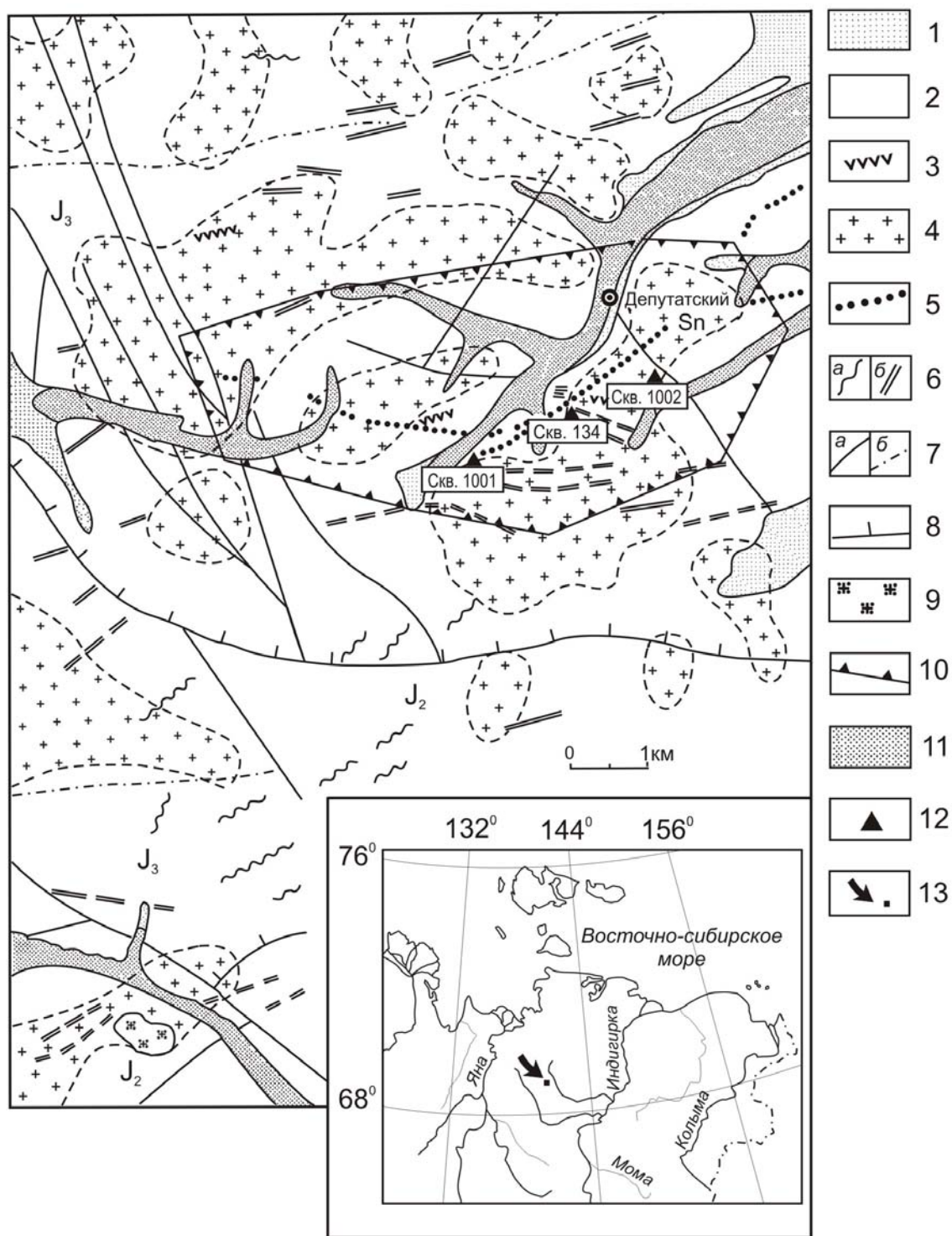


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Депутатского рудного поля (по материалам В.Г. Иванова, А.С. Нестеренко, Ю.С. Орлова, М.Н. Кочнева):

1 - четвертичные отложения; 2 - терригенные отложения; 3 - дайки андезибазальтов, андезитовых, диоритовых порфиров; 4 - граниты куполовидных выступов Депутатского массива (по геофизическим данным); постгранитные дайки: 5 - риолит- и гранит-порфиров; 6 - трахидолеритов, трахибазальтов, монзонитов (а), субщелочных лампрофиров (б); 7 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 8 - надвиг; 9 - зона грейзенизации; 10 - контур Депутатского месторождения; 11 - оловоносные россыпи; 12 - структурные скважины; 13 - район работ

порфириров по данным Rb-Sr метода – 118+/-18 млн. лет, по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar метода – >113 и <120 млн. лет.

Породы метаморфизованы под влиянием Депутатского гранитного массива с развитием тонкочешуйчатого биотита, то есть, являются догранитными.

Депутатский массив вскрыт тремя структурными скважинами на отметках 236, 380 и 294 м от поверхности. По геофизическим данным, площадь его около 150 км², кровля осложнена многочисленными куполами, а в центре рудного поля – валообразным выступом широтного простирания, над которым и располагаются основные рудные тела. Изохронный Rb-Sr возраст гранитов 117±7 млн. лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст по биотиту – 115 млн. лет.

Граниты массива средне- и мелкозернистые. Они идентичны по составу и представляют собой фациальные разновидности. *Жильная фация* массива сложена аплитовидными и мелкозернистыми лейкократовыми турмалиновыми гранитами с U-Pb изотопным возрастом 112,2 ±1,4 млн. лет.

Наблюдающееся в разрезах по структурным скважинам «послойное» чередование грейзенов, грейзенизированных и неизмененных гранитов (местами вплоть до забоя), соединение и пересечение субгоризонтальных зон грейзенизации субвертикальными зонами грейзенов, свидетельствуют о связи грейзенизирующих растворов с долгоживущими остаточными очагами глубоких горизонтов магматической камеры (или магматического очага). Грейзенизирующие растворы, проникавшие по субвертикальной системе трещин, "сбрасывались" в верхние горизонты и распространялись здесь по трещинам контракции в гранитах после просадки купольной части массива. Максимальное скопление этих растворов происходило под кровлей глинистой толщи.

Риолит- и гранит-порфиры слагают две мощные (до 20 м) дайки общей протяженностью около 8 км и несколько более мелких субпараллельных им тел. Большая их часть заключена в контурах проекции гранитного массива на дневную поверхность. Изохронный Rb-Sr возраст риолит-порфиров – 112±5 млн. лет. Они содержат ксенолиты лейкократовых турмалиновых гранитов,

аналогичных породам жильной фации Депутатского массива, пересекаются рудными телами всех минеральных типов и дайками трахидолеритов.

Постгранитные дайки основных пород сложены трахидолеритами, трахибазальтами, трахиандезитами, монцонитами, монцодиоритами и субщелочными биотит-пироксеновыми лампрофирами (минетты). Изотопный возраст лампрофиров ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по биотиту – $106,1 \pm 1,2$ млн. лет, K-Ar методом по породе – 70–90 млн. лет; изохронный Rb-Sr возраст трахидолеритов – 98 млн. лет. По геологическим данным, для разновозрастных постгранитных даек основного состава Л.Н. Индолевым (Индолев и др., 1973) доказано внедрение их после образования касситерит-кварцевой, но – до сульфидной минеральной ассоциации (более ранние дайки), или после сульфидно-карбонатной ассоциации (более поздние дайки). Изотопный ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст мусковита из кварц-турмалин-сульфидных жил $106,3 \pm 1,2$ млн. лет. Наиболее молодой возраст предполагается им для лампрофиров, которые пересекаются только галенит-сфалеритовыми жилами.

Таким образом, в пределах и в непосредственной близости от Депутатского рудного поля наблюдаются проявления четырех самостоятельных магматических этапов: первый – внедрение даек андезибазальтов, андезитовых и диоритовых порфиритов; второй – формирование крупного гранитного массива с его комплексом жильных пород; третий – образование свит даек субвулканических риолит- и гранит-порфиритов; четвертый – образование свит даек трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, монцонитоидов и субщелочных лампрофиров. Временной интервал эволюции магматизма по изотопным данным составляет 120–106 млн лет по ^{40}Ar - ^{39}Ar и 118–98 млн. лет по Rb-Sr методам.

Выявлены признаки длительной циркуляции метасоматизирующих растворов по субвертикальным и субгоризонтальной системам трещин. При этом процессы грейзенизации наложены не только на граниты Депутатского массива, но и на постгранитные дайки риолит- и гранит-порфиритов. Более поздние процессы с преобразованием даек основного состава в карбонат-

хлоритовые, с сульфидами метасоматиты, интенсивная сульфидизация и образование биотитов по вмещающим их породам, очевидно, связаны с подтоком флюидов, продуцируемых очагами базальтоидных расплавов повышенной щелочности.

Второе защищаемое положение: *типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов гранитов Депутатского массива существенно отличаются от таковых производных верхнекоревой гранит-лейкогранитной формации (гранитов S-типа) и сопоставимы по ряду параметров с особенностями минералов гранитов A-типа, а также производных андезитовидных расплавов или габбро-гранитных серий, что может быть обусловлено повышенной основностью плавящегося протолита.*

Большинством исследователей Депутатский массив относился к гранит-лейкогранитной формации или гранитам S-типа (Флеров и др., 1971; Флеров, 1976). Однако анализ имеющихся материалов и полученных новых данных по типоморфизму минералов депутатских гранитов позволяет пересмотреть это положение. Для гранитов S-типа региона обычны незональный олигоклаз, низкий до максимального микроклин, высокожелезистый биотит, акцессорный спессартин-альмандин с низким (4–8%) содержанием пиропового минала, преобладание коровых морфотипов ряда S среди акцессорных цирконов и низкие величины ZrO_2/HfO_2 отношений (25–45) в них (Trunulina et al., 1998; Хабибуллина, 2003).

В *гранитах Депутатского массива* наиболее ранним минералом является зональный олигоклаз с составом центральных и средних зон: 28–>20% *an*, степень упорядоченности (*cy*) 0,7–>1. Периферические же его зоны при плавном снижении основности до 15–20% *an* имеют заметно более низкую *cy* – до 0,3, что указывает на повышение температуры расплава в конце процесса кристаллизации (Марфунин, 1962). Присутствуют небольшие самостоятельные зерна коррозионных очертаний, сложенные андезином (45–38% *an*, *cy* 0,6–0,8) с

высоким (до 20%) содержанием *ort*. Такого же состава корродированные ядра отмечены и в центре крупных зональных зерен. По диаграмме G. Brown и J. Parsons (1985) температура кристаллизации таких ядер – 1000–1150°C. Автор рассматривает эту генерацию плагиоклаза как реститовую.

Калиевый полевой шпат также обладает структурной зональностью: промежуточный микроклин с $2V_{Np}=62-70^\circ$ в центре и высокий ортоклаз с $2V_{Np}=42-51^\circ$ по периферии зерен. В центре порфировидных выделений встречены единичные реликтовые корродированные включения кали-натрового полевого шпата состава *ort* 69,2 *ab* 22,5 *an* 8,3, кристаллизовавшегося при температуре около 1000°C (по Brown, Parsons, 1985).

Биотит гранитов представлен истонит-сидерофиллитом с заметным преобладанием сидерофиллитового минала. Его первая генерация имеет железистость $f = 60-72\%$, глиноземистость $al = 23-26\%$ и кристаллизуется при 780–720°C, в восстановительных условиях ($-\log f O_2=16,5-17$), при низкой активности K_2O и умеренной – воды и галогенов ($\log f H_2O=1,1-1,5$; $\log f HCl=0,3-0,8$; $\log f HF=-1,6-2,1$). Поздняя генерация богаче фтором (до 2,6%) при заметно меньшей концентрации хлора (0,25–0,51%) и образовалась на фоне небольшого подъема температуры (до 800°C). По основным параметрам состава обе генерации аналогичны биотитам пород гранит-лейкогранитной формации (S-типа) (рис. 2, 3), но по высокому содержанию Cl (0,46-0,67%) в ранней генерации и коэффициенту распределения его между сосуществующими биотитом и апатитом (как правило, больше 1) близки биотитам производных расплавов повышенной основности. На диаграмме $f - al - OH/F$ точки их составов располагаются в пределах полей биотитов анорогенных гранитов А-типа и шошонитовых постколлизийных гранитоидов (рис. 4).

Наиболее обогащенные MgO гранаты (до 14% *py*) по составу отвечают гранатам производных андезитоидных расплавов, генерировавшихся в гнейсово-гранулитовых субстратах (рис. 5). Присутствуют также единичные зерна реститового альмандин-гроссуляра метаморфических пород.

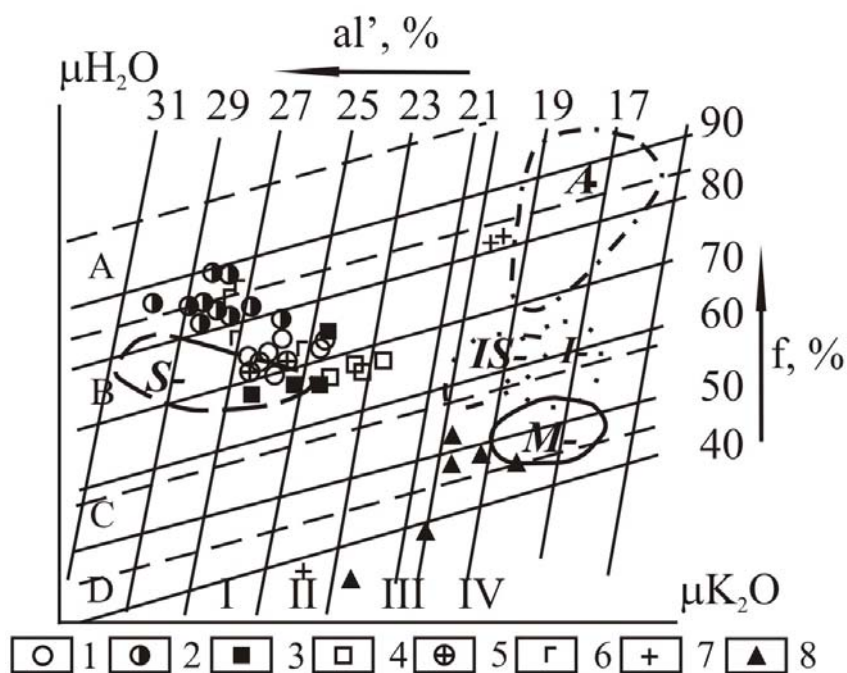


Рис. 2. Диаграмма соотношения активности воды и калия при кристаллизации биотитов магматических пород Депутатского рудного поля:

1-6 - породы Депутатского массива: 1- среднезернистые граниты, первая генерация, 2 - то же, вторая генерация, 3 - граниты глубоких горизонтов, 4 - граниты эндоконтактовой фации, 5 - граниты жильной фации, 6 - грейзены; 7-8 - постгранитные дайки: 7 - риолит- и гранит-порфиры, 8 - трахидолериты и

лампрофиты.

Поля и символы (Иванов, 1970): al' - глиноземистость, f - железистость; I-IV - поля щелочности; A-D - температурные зоны.

M-, I-, IS-, S-, A- - поля составов биотитов гранитоидов различных петротипов Верхояно-Колымских мезозоид (Трунилина и др., 2008).

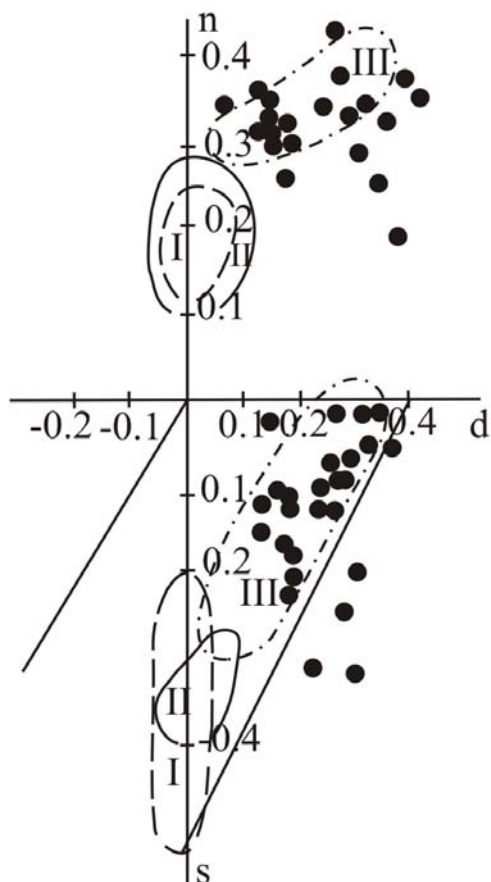


Рис. 3. Состав биотитов гранитов Депутатского массива в координатах n-d-s:

$n=0.5 (Al^{VI}+Al^{IV})-0.5$; $d=0.5 (Al^{VI}-Al^{IV}+1)$; $s=-f-0.5f+0.5l$ где t , f и l - число катионов Ti, Fe^{3+} и Li (Коренбаум, 1987)

Поля составов биотитов гранитоидных формаций Верхояно-Колымских мезозоид: I - диорит-гранодиорит-гранитная, II - гранодиорит-границная, III - гранит-лейкогранитная (Трунилина, 1992)

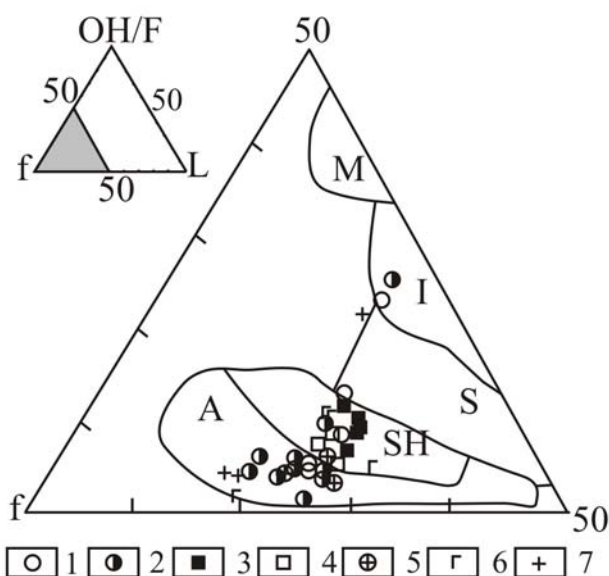


Рис. 4. Диаграмма f-L-OH/F для биотитов гранитов Депутатского массива и постгранитных даек кислого состава:

1-6 - породы Депутатского массива: 1 - среднезернистые граниты, первая генерация, 2 - то же, вторая генерация, 3 - граниты глубоких горизонтов, 4 - граниты эндоконтактовой фации, 5 - граниты жильной фации, 6 - грейзены; 7 - постгранитные дайки дайки риолит- и гранит-порфиров

f - общая железистость биотитов ($f = \text{Fe} + \text{Mn} / \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$); L - глиноземистость биотитов ($L = \text{Al} / \text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}$); OH/F - отношение гидроксильной группы к фтору в составе биотитов. Стандартные типы гранитоидов (Гусев, 2009): M - мантийные

СОХ, задуговых бассейнов (в составе офиолитовых комплексов); I - мантийно-коровые островных дуг, трансформных, активных континентальных окраин, коллизионных обстановок; S - коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок и комплексов метаморфических ядер, SH - шошонитовый тип гранитоидов постколлизионных обстановок, инициированных плюмтектоникой; A - мантийно-коровые и мантийные анорогенных обстановок (внутриконтинентальных рифтов, горячих точек, мантийных плюмажей).

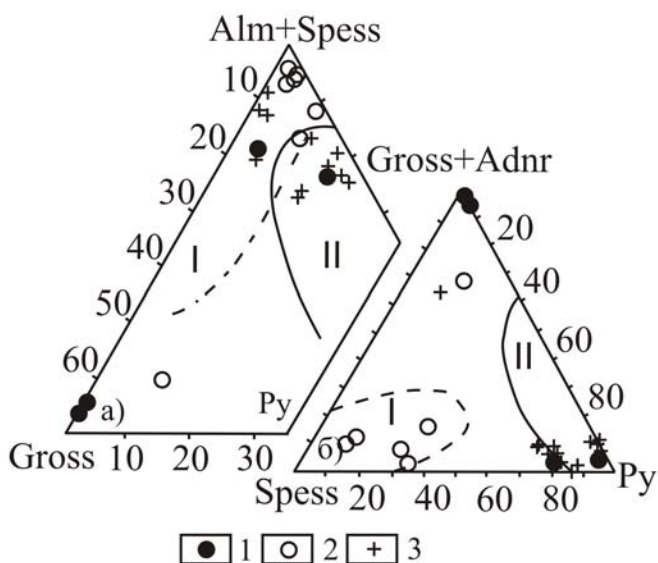


Рис. 5. Диаграмма составов гранатов магматических пород Депутатского рудного поля в системах: а)grossуляр - альмандин+спессартин; б) пироп, спессартин -grossуляр+андродит - пироп:

1 - мелкозернистые граниты, 2 - среднезернистые граниты, 3 - риолит- и гранит-порфиры постгранитных даек. Поля диаграмм: а) I - гранаты палингенных сиалических коровых гранитов, II - гранаты производных андезитоидных магм (Руб и др., 1984); б) I - гранаты производных расплавов, зарождавшихся в пределах гнейсово-амфиболитовых субстратах, II - то же, в

гнейсово-гранулитовых субстратах (Ермолов и др., 1977)

Цирконы представлены в основном типичным для корово-мантийных производных морфотипом D (Pupin, 1980), с высокими, «габбровыми», по В.В. Ляховичу (1979) значениями $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ (до 79–84). Соотношения в них $\text{Yb}_2\text{O}_3 - \text{Y}_2\text{O}_3$ (рис. 6) соответствует таковым в цирконах производных габбро-гранитных серий. Апатит первой генерации по повышенному содержанию Cl (до 0,47%) и относительно низкому – MnO (0,35–0,92%) сопоставим с

апатитами производных среднетемпературных расплавов повышенной основности. Соответствует последним и незначительный рост мольной доли фтора в апатитах ($0,9 \rightarrow 1\%$) при заметном ее росте в сосуществующем биотите ($0,4 \rightarrow 0,8\%$), что определяет температуру кристаллизации до 820°C (рис. 7). Средние концентрации SrO ($0,06\%$), Ce_2O_3 ($0,06\%$), La_2O_3 ($0,19\%$), MnO ($0,72\%$) промежуточные между их значениями в апатитах гранитов S- и A-типов региона (Trunilina, Ivanov, 1998).

Таким образом, типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов депутатских гранитов промежуточные между таковыми гранитов S- и A-типов, и по ряду параметров близки минералам

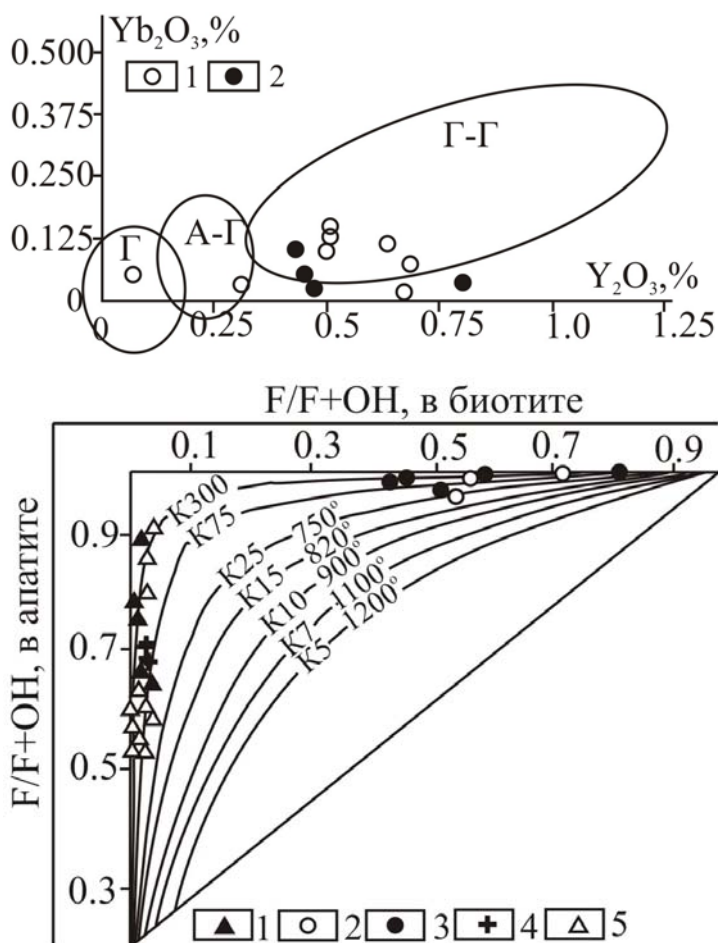


Рис. 6. Соотношение $\text{Yb}_2\text{O}_3/\text{Y}_2\text{O}_3$ в цирконах гранитов Депутатского массива:

1. - среднезернистые граниты; 2. - мелкозернистые граниты.

Поля диаграммы - цирконы гранитоидов различных формационных типов (Краснобаев, 1996): А-Г - адалмелит-гранитного, Г - гранитного, Г-Г - габбро-гранитного.

Рис. 7. Распределение фтора между сосуществующим апатитом и биотитом (Федотов, 1992):

1 - догранитные дайки диоритовых порфиров, 2 - среднезернистые граниты, 3 - мелкозернистые граниты; 4-5 - постгранитные дайки: 4 - риолит- и гранит-порфиров, 5 - трахидолеритов.

Поля диаграммы: K2-K300 - коэффициент распределения фтора между апатитом и биотитом; 750° - 1200° - температура обменного равновесия (Бушляков, Холоднов. 1986)

производных андезитоидных расплавов или габбро-гранитных серий, что может свидетельствовать о присутствии основных субстратов в составе плавящихся и гранитизируемых протолитов и высокой температуре материнского расплава.

В главе 3 работы рассмотрены также типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов до- и постгранитных даек. Первые по высокой основности плагиоклазов (84–70% *an* в базальтоидах и до 70% *an* – в диоритовых и андезитовых порфиритах), низкой железистости пироксенов и биотитов (21,3–26,1% и 31,6–33,6%, соответственно), присутствию хромшпинелидов с повышенным содержанием Al_2O_3 – сопоставимы с производными континентальных толеит-базальтовых расплавов (Рябов, 1978; Бушляков, Холоднов, 1986; Порошин, 1988).

Риолит- и гранит-порфиры постгранитных даек по пироксен-биотитовой ассоциации вкрапленников, соотношению $f - al - OH/F$ в биотите, кристаллизации его в условиях высокой активности K_2O , повышенным содержанием Cl и низким — MnO в апатитах близки гранитам А-типа.

Высокая магнезиальность пироксенов ($f=22,4–24,4\%$) и биотитов ($f=27,4–31,4\%$), кристаллизация их при высоком потенциале K_2O (см. рис. 2); присутствие хромистой шпинели, высокотемпературного титаномagnetита, Cl -apatита в постгранитных дайках основного состава соответствует их кристаллизации из глубинных расплавов повышенной щелочности.

Третье защищаемое положение: петро- и геохимические особенности гранитов Депутатского массива характеризуют их как внутриплитные образования поздне- посторогенного этапа. По параметрам состава они занимают промежуточное положение между гранитами S- и А-типов.

Граниты Депутатского массива и породы его жильной фации весьма высокоглиноземистые ($al'=3,9–6$), нормальной щелочности, по соотношениям $K_2O - SiO_2$ принадлежат к высококалийевой известково-щелочной серии. По содержаниям петрогенных окислов и элементов-примесей они занимают промежуточную позицию между гранитами S- и А-типов (таблица 1). Нормативный состав характеризуется близкими соотношениями ab и ort при низких значениях нормативного корунда (0,4–1,9 в наименее измененных гранитах глубоких горизонтов массива); соотношения в них $Sr (25–210) - Rb/Sr$

(0,3–20) соответствуют не коровым, а мантийно-коровым образованиям (Руб и др., 1984).

На диаграмме J. Maeda точки их составов намечают тренд из поля гранитов S-типа в поле гранитов A-типа (рис. 8), а на диаграмме Ba – Rb – Sr локализуются в поле гранитов A-типа (рис. 9). Тренды распределения РЗЭ резко дифференцированные, с минимальными содержаниями Eu при повышенных – легких лантаноидов (рис. 10), близки трендам для гранитов A-типа Верхояно-Колымских мезозоид (Трунилина и др., 2008). Расчеты Р-Т условий формирования гранитов массива (Беляев, Рудник, 1978; Куликова Куликов, 2001) определяют исходный расплав как сиалический, генерировавшийся в коровых субстратах при Р до 6–7 кбар и Т – до 1000°C. Достижение таких температур в коре только за счет геотермического градиента, составлявшего, по геофизическим данным, около 30°/км, без поступления дополнительного тепла, мало вероятно.

Таблица 1

Средний петро- и геохимический состав гранитов Депутатского массива

Компоненты %	граниты массива			жильная фация		6	7	I- тип	S- тип	A- тип
	1	2	3	4	5					
SiO ₂	71,32	71,68	74,03	72,89	74,69			69,20	70,30	73,81
TiO ₂	0,38	0,36	0,15	0,05	0,1			0,43	0,48	0,26
Al ₂ O ₃	13,72	13,40	13,18	15,01	12,73			14,30	14,10	12,40
Fe ₂ O ₃	0,48	0,5	0,14	0,05	0,01			1,04	0,56	1,24
FeO	2,55	2,48	2,07	1,12	1,57			2,29	2,87	1,58
MnO	0,06	0,05	0,05	0,01	0,01			1,42	1,42	0,20
MgO	0,56	0,46	0,26	0,12	0,45					
CaO	1,23	1,11	0,54	0,94	0,45			3,20	2,03	0,75
Na ₂ O	2,83	2,73	2,91	3,82	2,46	3,64	3,77	3,13	2,41	4,07
K ₂ O	4,86	4,94	4,95	4,94	5,39	4,7	3,97	3,40	3,96	4,65
H ₂ O ⁻	0,9	0,79	0,68	0,42	0,79					
H ₂ O ⁺	0,12	0,15	0,1	0,08	0,12					
P ₂ O ₅	0,21	0,22	0,14	0,12	0,18					
CO ₂	0,35	0,74	0,59	0,22	1,06					
SO ₂	0,06	0,16	0,17	0,12	0,15					
F	0,31 (3,8)	0,34 (4,1)	0,46 (5,6)	0,30 (3,7)	0,41 (5)	0,27	0,08			
Сумма	99,82	99,96	100,32	100,12	100,45					

Продолжение таблицы 1

элементы в г/т	граниты массива			жильная фация		6	7	I	S	A
	1	2	3	4	5			тип	тип	тип
Li	84 (2,3)	84 (2,3)	170 (4,6)	60 (1,6)	130 (3,5)	180	50			
Rb	310 (1,7)	316 (1,8)	377 (2,1)	300 (1,7)	160 (0,9)	440	175	151	217	169
Sr	114 (0,8)	92 (0,6)	74 (0,5)	120 (0,8)	61 (0,4)	70	330	247	120	48
Ba	325 (0,4)	298 (0,4)	289 (0,4)	405 (0,5)	360 (0,5)	175	830	538	468	352
Sn	15 (5)	14 (4,7)	16 (5,3)	22 (7,3)	20 (6,7)	22	6			
Pb	24 (1,3)	21 (1,1)	21 (1,1)	24 (1,3)	14 (0,7)	28	27	247	120	48
Zn	176 (4,5)	72 (1,8)	42 (1,1)	50 (1,3)	39 (1)	40	51	49	62	120
W	10,1 (4,7)	9,8 (4,4)	11 (5)	7 (3,2)		8,4	2,5			
B	62 (5)	78 (6,2)	194 (15,5)	120 (9,6)	120 (9,6)	27	2,2			
Be	13,3 (3,7)	13,3 (3,7)	29,9 (8,3)	23 (6,4)		8,8	3			
Bi	2,8 (220)	2,6 (260)	9 (900)	10 (1000)						
Sb	2,2 (11)	2 (10)	2 (10)							
As	231 (144)	228 (142)	231 (144)	300 (188)						
Mo	2,7 (1,8)	2,8 (1,8)	2,7 (1,8)	3 (2)		1,5	1			
Ag	0,46 (12,1)	1,5 (39,5)	2,4 (69,2)	2,4 (69,2)						
V	22 (0,6)	21 (0,6)	11 (0,3)	8,5 (0,2)	11 (0,3)	11	40	60	56	6
Ni	15 (4,1)	16 (4,6)	15 (4,1)	7,5 (2,1)	9,9 (2,8)	4	8	7	13	<1
Cu	40 (4)	34 (3,4)	69 (6,9)	82 (8,2)	130 (13)		23	9	11	2
Co	3,3 (3,3)	6,2 (6,2)	3,4 (3,4)	1 (1)	3,4 (3,4)	3	11			
Au	1 (0,4)	1 (0,4)	0,5 (0,2)							
K/Na+K	0,53	0,54	0,52	0,46	0,59	0,60	0,56	0,42	0,52	0,43
Na+K/Al	0,72	0,73	0,76	0,77	0,77			0,62	0,58	>0,95
Ca/Na+K	0,11	0,10	0,04	0,06	0,04			0,33	0,22	0,12
Al/2Ca+Na+K	1,12	1,13	1,18	1,12	1,19			0,96	1,18	0,95
K/Rb	128	131	130	137	337	90	190	187	151	229
Ba+Sr/Rb	1,21	0,96	0,96	1,75	2,63	0,6	6,6	5,19	2,70	2,36
Rb/Sr	2,71	3,32	5,09	2,50	2,62	6,28	0,53	0,61	1,81	3,52
Sr+Ba/Sr	4,08	4,25	4,89	4,38	6,9	3,5	3,5	3,17	4,90	8,33
F: (Li+Rb/Ba+Sr)	3454	3315	3053	4375	5952	6800	155			
AG	0,58	0,59	0,62	0,85	0,65					
Fob	0,85	0,88	0,98	0,83	0,78			0,55	0,55	0,88
Al'	3,91	3,89	5,33	9,04	6,2					

Примечание: 1 – мелкозернистые и 2 – среднезернистые биотитовые граниты, 3 – двуслюдяные граниты с кварц-альбит-турмалиновыми обособлениями, 4 – мелкозернистые лейкограниты и аплитовидные граниты, 5 – риолит- и гранит-порфиры; 6 – 7 по Л.В. Таусону, 1984: 6 - плюмазитовые граниты, 7 – палингенные граниты известково-щелочного ряда. В скобках отношения содержаний элементов к кларку для гранитов.

I-, S-, A-типы гранитов по В.М. Ненахову и др., 1991.

AG – коэффициент агпаитности, (Na+K)/Al, (ат. кол-ва); Fob – железистость пород;

Al' коэффициент глиноземистости: Al(FeO+Fe₂O₃+MgO), вес. %

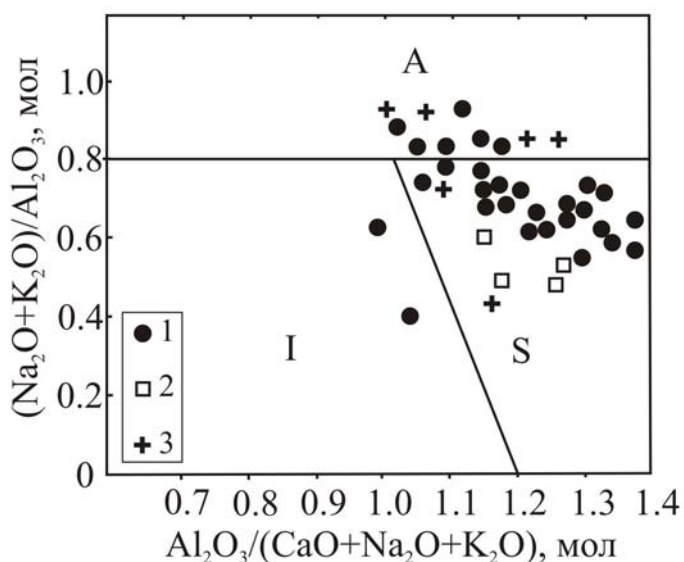


Рис. 8. Типизация пород гранитного состава Депутатского рудного поля (Maeda, 1990):

1- граниты Депутатского массива, 2 - ксенолиты фундамента гранитного состава, 3 - дайки риолит- и гранит-порфиров.

A, I, S - петрогенетические типы (Maeda, 1990).

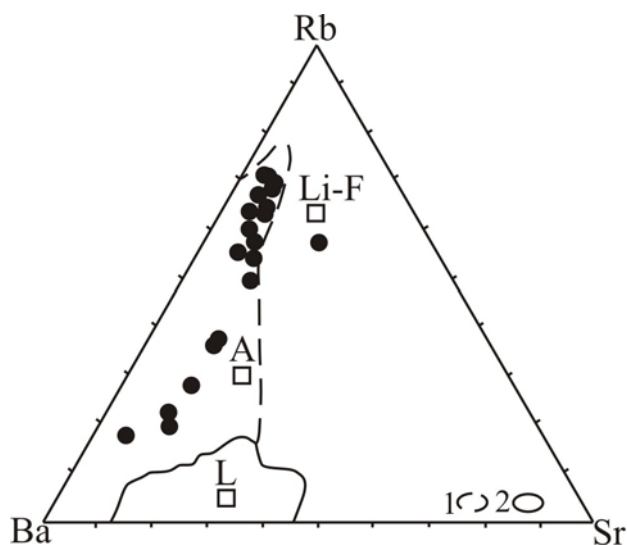


Рис. 9. Соотношения Ba - Rb - Sr в гранитах Депутатского массива:

поля диаграммы (Сазонова и др., 2003): 1 - анорогенных гранитов-рапакиви; 2 - шошонитовых гранитоидов. Типы гранитов: L - латитовый, A - редкометальных щелочных гранитов, Li-F - плюмазитовых редкометальных (литий-фтористых) гранитов.

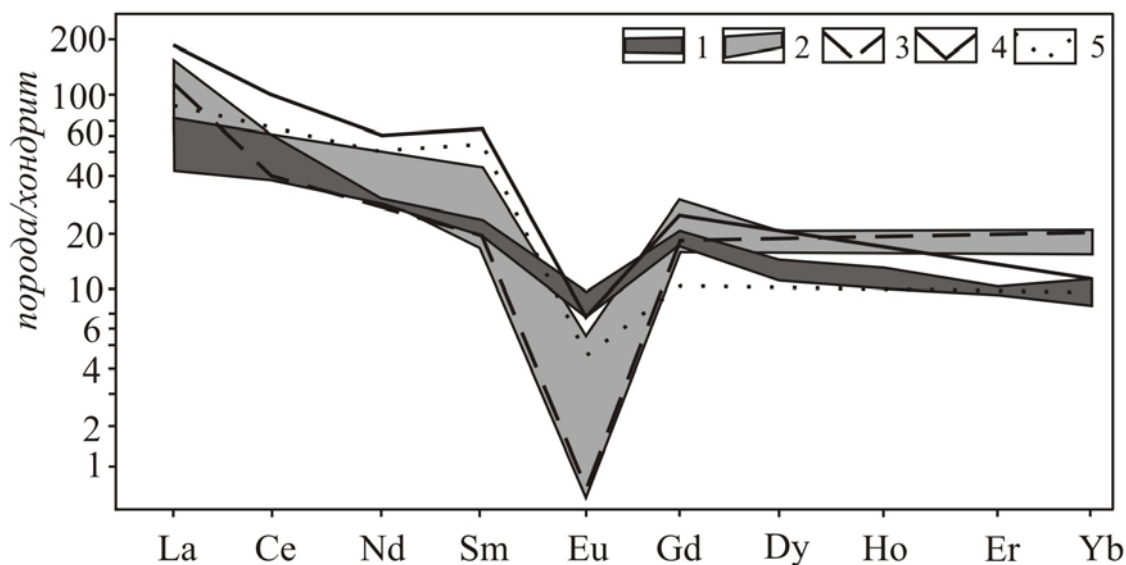


Рис. 10. Нормированное по хондриту содержание редкоземельных элементов в гранитах:

граниты Верхояно-Колымских мезозойд (Трунилина и др., 2007, 2008): 1 - S - типа, 2 - A - типа; 3 - граниты Депутатского массива; 4 - 5 ксенолиты фундамента.

Косвенным указанием на это может служить и специфика составов биотитов, соответствующих биотитам производных расплавов, генерировавшихся в подвергшейся переработке континентальной коре (рис. 11). Эти выводы подтверждаются и результатами изучения Rb-Sr изотопных систем гранитов (Трунилина и др., 2003). С гранитами А-типа они сопоставимы по относительно высоким концентрациям Rb при пониженных – Sr как в породах, так и в слагающих их минералах и по расчетным значениям I_0 в расплаве – 0,7068.

Полученные для отдельных образцов калиевых полевых шпатов низкие значения $I_0=0.7053-0.7035$ могут отвечать первичной неоднородности магмообразующих субстратов, а могут быть обусловлены подвижностью

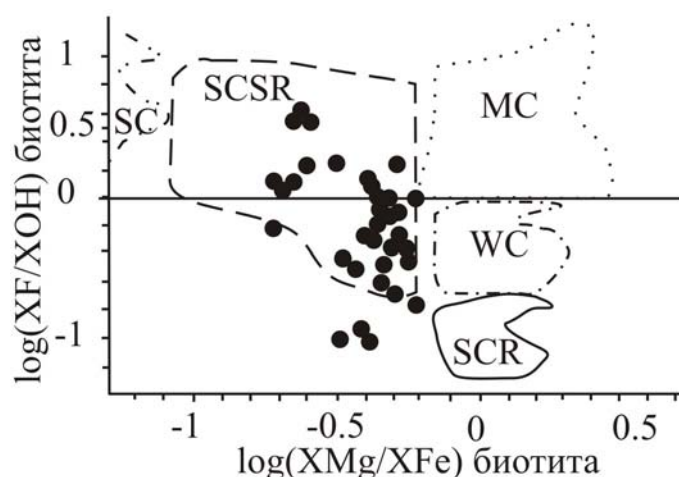


Рис. 11. Соотношения фтористости и железистости биотитов гранитов Депутатского массива:

Типы гранитоидов и стадии формирования континентальной коры (Волкова, Сырицо, 2002): SC - переходная, MC - переходная-континентальная, SC - континентальная, SRC - континентальная и переработки континентальной коры, SCSR - переработки континентальной коры

элементов Rb-Sr систем минералов при наложении на них более поздних процессов. Время нарушения изотопных систем минералов имело место около 100 млн. лет назад (близко времени внедрения постгранитных даек) и проходило при участии флюидов.

Геодинамическая обстановка формирования гранитов определяется как постколлизийная внутриплитная (рис. 12).

Догранитные дайки по пониженной и нормальной щелочности, высокой магнезиальности (таблица 2), закономерному росту калиевой щелочности и железистости (30→63%) и уменьшению индекса темнотности (56→24) с ростом кремнекислотности рассматриваются как единая дифференцированная

серия производных базальтового расплава, генерировавшегося при давлении

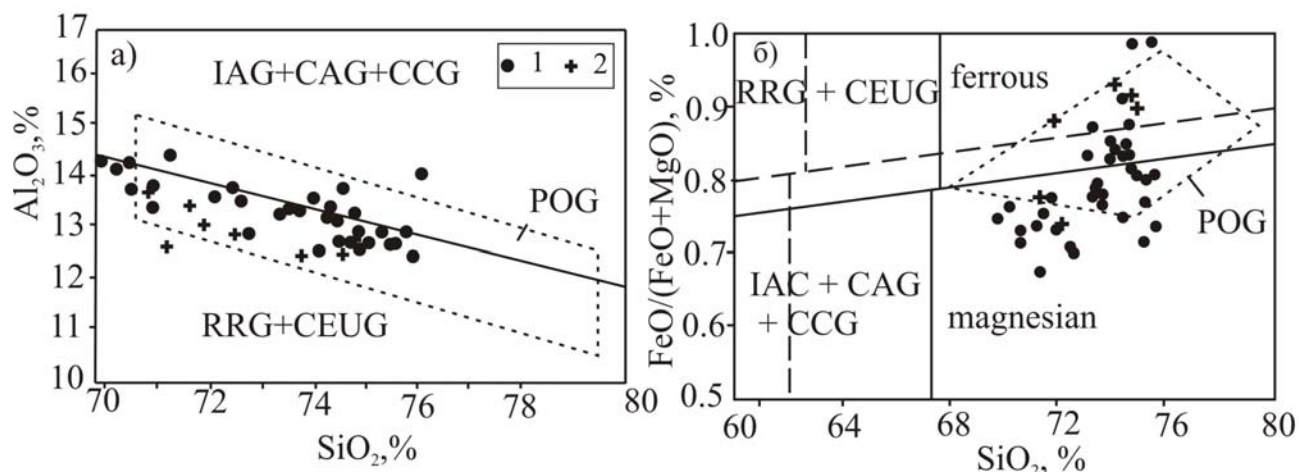


Рис. 12. Соотношения: а) Al_2O_3 - SiO_2 б) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ - SiO_2 в гранитах Депутатского массива и постгранитных дайках кислого состава:

1 - граниты Депутатского массива, 2 - постгранитные дайки риолит- и гранит-порфиров. Поля диаграммы (Manair, 1989): OP - океанические плагиограниты, IAG - островодужные гранитоиды, CAG - гранитоиды континентальных, дуг, CCG - континентальные коллизионные гранитоиды, POG - посторогенные гранитоиды, CEUG - гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG - рифтогенные гранитоиды

около 15 кбар и температуре 1250–1300⁰С (расчеты по: Перчук и др., 1982; Куликова, Куликов, 2001). Присутствие в породах Sr из разных источников – глубинного и корового указывает на контаминацию исходного базальтового расплава коровым материалом (Трунилина и др., 2003). Геодинамическая позиция даек определяется как внутриплитная по приуроченности их к постскладчатым разрывам и по значениям отношений $\text{Zr}/\text{Y} > 6$ (Pearce, 1979).

Риолит- и гранит-порфиры постгранитных даек весьма высокоглиноземистые, субщелочные, по соотношениям K_2O – SiO_2 принадлежат к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. По параметрам состава они еще ближе к А-типу, чем депутатские граниты (см. таблицу 1, 2); а значения в них La/Yb (14–20) сопоставимы с таковыми в гранитах латитового ряда (Таусон и др., 1987).

Постгранитные дайки основных пород субщелочные – до щелочных, по петрохимическим параметрам соответствуют производным субщелочных и К-щелочных базальтовых и пикробазальтовых расплавов, а по значениям La/Yb (от 8 в трахидолеритах до 21 в лампрофирах) – производным расплавов, генерировавшихся в метасоматизированной мантии (Drill et al., 1997).

Таблица 2

Средние петро- (вес. %), геохимический (г/г) состав даек Депутатского рудного поля

Компоненты	1	2	3	4	5	6	шошонит	К-щел базальт
SiO ₂	49,53	53,91	72,88	51,14	51,11	53,83		
TiO ₂	1,16	1,12	0,19	1,12	1,01	1,16	2	2,75
Al ₂ O ₃	15,81	16,06	13,01	16,36	14,44	15,91		
Fe ₂ O ₃	0,73	1,03	0,28	0,82	0,84	0,60		
FeO	7,26	5,71	1,87	6,40	6	6,11		
MnO	0,15	0,1	0,06	0,13	0,16	0,15		
MgO	6,46	4,32	0,51	5,15	5,12	3,95		
CaO	7,08	6,45	0,65	6,30	6,00	5,78		
Na ₂ O	2,04	2,23	2,95	2,2	2,63	2,64	3,7	3,4
K ₂ O	2,46	3,36	5,57	3,59	4,51	4,12	2,8	3,5
H ₂ O ⁺	2,93	2,23	0,92	3,23	3,19	2,48		
H ₂ O ⁻	0,47	0,31	0,08	0,41	0,33	0,15		
P ₂ O ₅	0,38	0,39	0,12	0,41	0,51	0,42		
CO ₂	2,62	2,93	0,55	2,61	3,32	2,78		
F	0,15 (3,8)	0,07 (1,4)	0,14 (1,7)	0,12 (1,3)	0,12 (3)	0,14 (3,5)		
S	0,12	0,12	0,10	0,08	0,25	0,03		
ппп	1,18	не обн.	0,21	0,11	не обн.	не обн.		
Сумма	100,06	100,01	100,11	99,77	99,36	100,10		
Li	84 (5,6)	89 (3,7)	84 (2,3)	84 (7,6)	140 (9,3)	98 (3,6)		
Rb	153 (1,1)	100 (1,2)	289 (1,6)	153 (4,1)	180 (4,9)	126 (1,5)	15	85
B	100 (20)	34 (2,8)	90 (7,2)	40 (8)	34 (6,8)	34 (2,8)		
Be	2,8 (5)		3,6 (1)	2,4 (4,3)	2,7 (4,8)			
Sn	23,3 (5,8)	22 (18,3)	21 (7)	13 (3,2)	27 (6,8)	3,3 (2,8)		
W	4,4 (5,5)	4,1 (3,6)	5,5 (2,5)	4,6 (3,7)	4,3 (5,4)	4 (3,6)		
Pb	33,2 (5,5)	45 (4,1)	22 (1,2)	22,4 (3,7)	24,8 (4,1)	33 (3)		
Zn	170 (1,5)	110 (1,5)	113 (2,9)	94 (0,9)	124 (1,1)	88 (1,2)		
Mo	2,5 (1,7)	2,7 (2,7)	3,8 (2,5)	4,5 (3,2)	2,1 (2)	3,6 (3,6)		
Bi	0,5 (71)	1,3 (144)	2,2 (220)	0,5 (71)	5,3 (750)	0,5 (56)		
Sb	1,5 (9,4)	1,3 (6,2)	5 (25)	7,5 (21,7)	7,5 (21,7)	6,4 (30,5)		
As	15 (7,5)	11 (5)	180 (11,2)	45 (22,5)	100 (50)	27 (12,2)		
Ag	0,23 (2,2)	0,46 (5,1)	1,1 (28,9)	0,25 (2,3)	0,3 (2,7)	0,19 (2,1)		
Au	1,8 (0,5)	1,4 (0,5)	1,8 (0,7)	5 (1,2)	10 (3,5)	1,4 (0,5)		
Sr	209 (0,5)	340 (0,8)	162 (1,1)	510 (1,1)	1700 (3,7)	1133 (2,8)	1270	1300
Ba	973 (3,4)	1000 (3,4)	610 (0,8)	2366 (8,2)	3000 (10,4)	2533 (6,2)	1920	970
Zr	130 (1)	160 (1)	350 (2)	186 (1,4)	252 (2)			
Yb	3,1 (1,6)	4,2 (1,7)	4 (1)	4,3 (2,2)	4,2 (2,1)			
Y	15 (0,7)	19 (0,8)	22 (0,4)	21 (1)	22 (1)			
V	16,4 (0,1)	16 (0,1)	12,9 (0,3)	145 (0,6)	140 (0,6)	147 (1)	130	270
Ni	7,1 (0,05)	5,1 (0,1)	7,6 (2,2)	30,4 (0,2)	93 (0,7)	61 (1,8)	50	100
Co	4,7 (1)	12 (0,9)	6,1 (6,1)	20,4 (0,4)	19,8 (0,4)	9,8 (0,7)		
Cr	207 (1,1)	119 (2,2)	10,3 (1,8)	279 (1,5)	448 (2,5)	264 (4,9)	140	310
Nb	14 (0,8)	12 (0,8)	8,4 (0,4)	10,4 (0,5)	34,1 (1,8)	17 (1,1)		
K/Ns	1,34	1,68	2,11	1,82	1,91	1,74		
K/Rb	137	278	160	195	208	258	350	340
K/Ti x (Sr+Ba/Cr+Ni)	16,2	44,7		51,2	61,7	55,4	32	10

Примечание: 1 – догранитные дайки основного и 2 – среднего состава, 3 – риолит- и гранит-порфиры; 4 – трахибазальты, трахидолериты; 5 – лампрофиры, 6 – монцониты. В скобках величина отношения к кларку соответствующих пород. Шошонит и К-щелочной базальт по Л.В. Таусону, 1984. В скобках – отношение содержаний элементов к их кларкам в соответствующих породах.

Расчетные глубины генерации магм по разным методам – от 40–60 до 100 км. Геодинамическая обстановка формирования по близости их к К-щелочным базальтоидам и шошонитам (см. табл. 2) и по соотношениям $Zr/Y - Zr$ и $Zr/Y (>6) - Ti/Y (350-500)$ определяется как внутриплитная (Pearce, 1979).

Как и другие магматические породы рудного поля, поздние дайки основного состава неоднородны по содержанию Sr. Результаты изучения их Rb-Sr систем предполагают 2 источника Sr – мантийный и коровый. То есть, и при становлении поздних даек имело место мантийно-коровое взаимодействие.

Четвертое защищаемое положение: общая геохимическая специализация на Sn, W, Bi, Ag, Sb, Mo, B и Li, сохраняющиеся связи Sn с летучими, привнос рудных и летучих элементов при постмагматическом изменении как гранитов, так и постгранитных даек кислого и основного состава позволяют рассматривать все магматические породы рудного поля в составе единой полигенной рудно-магматической системы и свидетельствуют о поступлении в эту систему глубинного расплава и связанных с ним флюидов. Интенсивное мантийно-коровое взаимодействие на всех этапах функционирования РМС обусловило формирование комплексного, уникального по масштабу месторождения.

Породы догранитных даек характеризуются повышенными концентрациями Bi, Sb, As, Ag, Sn, W, Be, F, B, Li (см. табл. 2), т.е. как халькофильных, так и литофильных элементов. Концентрации Au вдвое ниже кларка. Sn обнаруживает значимую прямую корреляцию с Ni, Co, Zn, Cr и через последние – с Mg и Mn, что может указывать на концентрацию его в составе рудных минералов, ассоциирующих с постмагматическими карбонатами.

Геохимические характеристики гранитов Депутатского массива промежуточные между таковыми палингенных гранитов известково-щелочного ряда и плюмазитовых редкометальных гранитов (см. табл. 1). По соотношениям $F - Li + Rb - Ba + Sr$ они относятся к ультрарудоносным образованиям (рис. 13) и обогащены, по сравнению с кларками для гранитов, Bi, Sb, As, Ag, Cu, Ni, Sn,

W, Be, B, F, V, менее – Li и Rb. В лейкократовых жильных породах увеличиваются содержания Sn, B, Be, Bi, Ag и Cu.

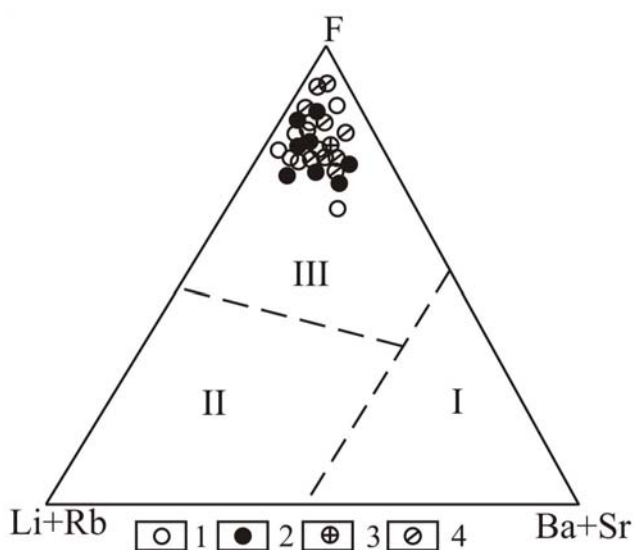


Рис. 13. Диаграмма рудоносности для гранитов Депутатского массива:

1. - среднезернистые граниты, 2. - мелкозернистые граниты, 3. - лейкограниты жильной фации, 4. - мусковит-турмалиновые граниты;

Поля диаграммы (Козлов, 1985): I - нелуноносные гранитоиды, II - ограниченно луноносные, III - ульуруноносные гранитоиды

В гранитах отчетливо проявлена коррелятивная связь Sn с B и F, что свидетельствует о его накоплении во флюидной фазе, и корреляция с Zn, Au, а также с Ag и через него – с Cu, Bi, W, Co. Значимые связи трех последних элементов с Al, Ti, Mg, Fe^{2+} , вероятно, обусловлены присутствием Sn, а также данной группы рудных элементов в слюдах, содержащих многочисленные включения рудных минералов (рис. 14, 15).

В породах жильной фации массива, которые мы рассматриваем как производные более глубоких горизонтов гранитного очага, наиболее отчетлива коррелятивная связь олова с бором, указывающая на его преимущественное накоплении во флюидной фазе.

Грейзенизация гранитов и образование эндогрейзенов сопровождаются возрастанием концентраций B, F, Li – в 1,5–2,5 раза, Bi – в 10 раз, Ag – в 6,7 раз, Sn и W – в 5 и более раз, Be – в 3,5 раза, что определенно указывает на рудную специализацию грейзенизирующих растворов. Наличие на всем протяжении вскрытого разреза гранитов жил турмалин–сульфидного состава и жильных грейзенов, грейзенизация постгранитных даек риолит- и гранит-порфиров свидетельствуют о длительном существовании остаточных очагов кислых магм и рудоносных флюидов, а смена во времени касситерит-

кварцевых рудных парагенезисов турмалин-кварцевыми и турмалин-сульфидными – об усилении активности бора и серы.

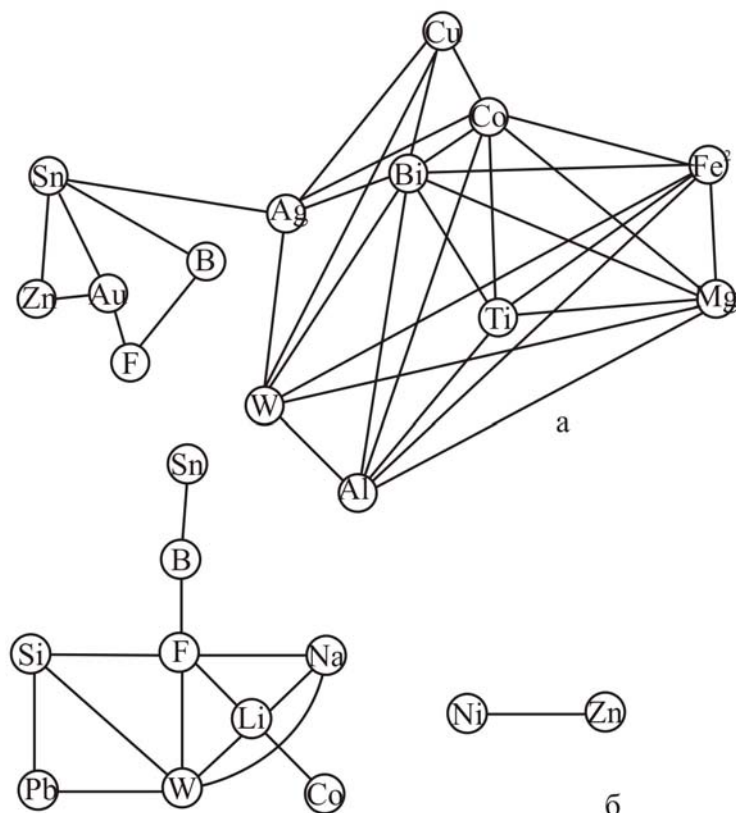


Рис. 14. Схема ветвящихся значимых корреляционных связей петрогенных и рудных элементов для среднезернистых гранитов главной фации (а) и мелкозернистых лейкократовых гранитов жильной фации (б).

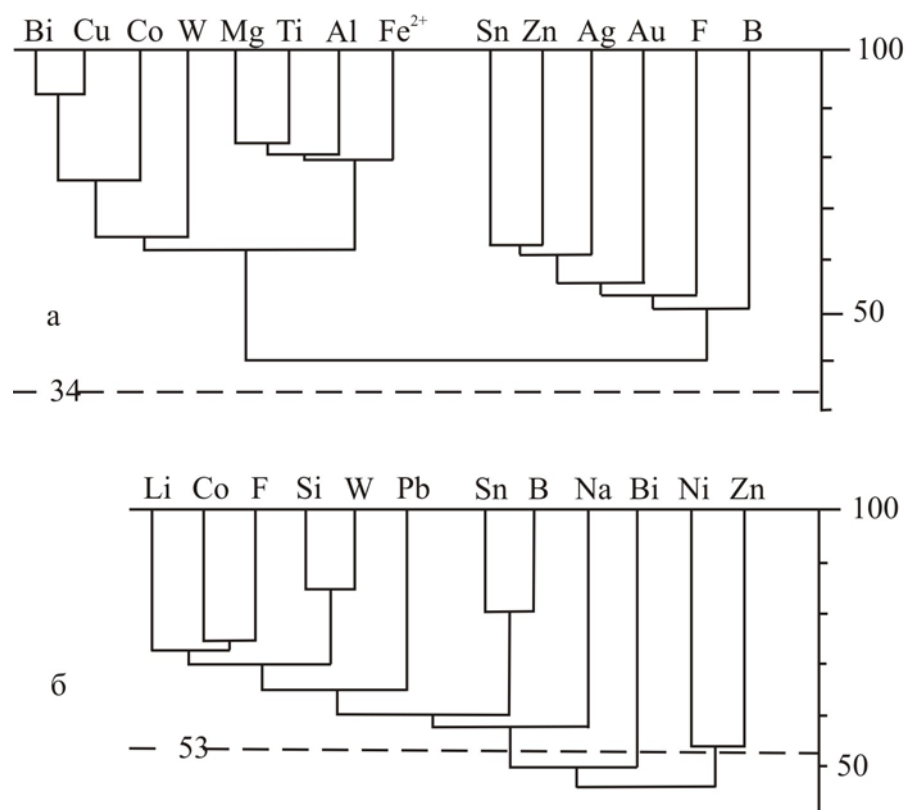


Рис. 15. Дендрограмма группировки петрогенных и рудных элементов методом парагруппового кластерного анализа для: а - среднезернистых гранитов главной фации, б - мелкозернистых лейкогранитов жильной фации.

По данным А.И. Холмогорова (Холмогоров, Местников, 2000), в грейзенах наиболее высокую значимость имеют коррелятивные связи олова с бором, а также с халькофильными Cu, Ag, Pb, Zn, вместе с которыми оно концентрируется в составе сульфидов грейзеновой стадии, что реализовано в образовании сульфидной прикупольной залежи и оловоносных турмалин-сульфидных жил.

Геохимическая специализация *риолит- и гранит-порфиров* постгранитных даек отличается от таковой гранитов массива лишь невысоким содержанием Be (см. табл. 2). С нарастанием степени метасоматических изменений содержания рудных элементов резко возрастают, достигая для Pb – 5,5, W – 68, Sn – 33, Bi – 2000, Au – 6 кларков концентрации. В породах даек, локализованных среди экзогрейзенов надкупольной части массива, этот рост ещё более значителен. По данным Ю.С. Орлова (Орлов и др., 1988 г.), в риолит- и гранит-порфирах Sn связано прямой коррелятивной зависимостью с В (коэффициент корреляции $r = 0,6$), F ($r = 0,5$), Pb ($r = 0,8$), Ag ($r = 0,3$), т.е. здесь также имеет место его накопление во флюидной фазе и концентрация в составе сульфидов.

Основные породы постгранитных даек характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr, Li, K, что позволяет сопоставлять их с магматическими образованиями геохимического типа шошонитов (Таусон, 1984). Характерно, что основные породы рудного поля в три и более раза, по сравнению с кларком, обогащены именно элементами литофильной группы (Li, Be, B), а обеднены типоморфными для основных пород V и Ni, что, по мнению автора, определенно указывает на контаминацию исходного мантийного расплава коровым материалом. В породах среднего состава эта тенденция сохраняется, но интенсивность специализации литофильного профиля снижается в среднем до трех кларков, а сидерофильного, напротив, поднимается до кларкового уровня (см. табл. 2). В целом, породы даек этого этапа магматизма обладают повышенными содержаниями Be, Sn, W, Bi и Sb, As, Ag, а также B, F, Li, Rb. Концентрации Au в трахибазальтах и трахидолеритах кларковые, в лампрофирах – в среднем в 3,5 раза превышают кларк для основных пород.

В трахидолеритах Sn обнаруживает устойчивую связь с В, что может свидетельствовать о его присутствии во флюидах, и в паре с Zn коррелируется с рядом К – Si. С последним также связана группа: Mg, Ni, Cr, и Co. Вероятно, эти металлы в основном концентрируются в биотите и включениях рудных минералов в нем. В лампрофирах олово образует значимую коррелятивную связь с F и парой Ni–Pb, а также с петрогенными Si, K, Na, т.е. и здесь имеют место как рассеяние Sn в породообразующих минералах, так и накопление его во флюидной фазе (рис. 16, 17).

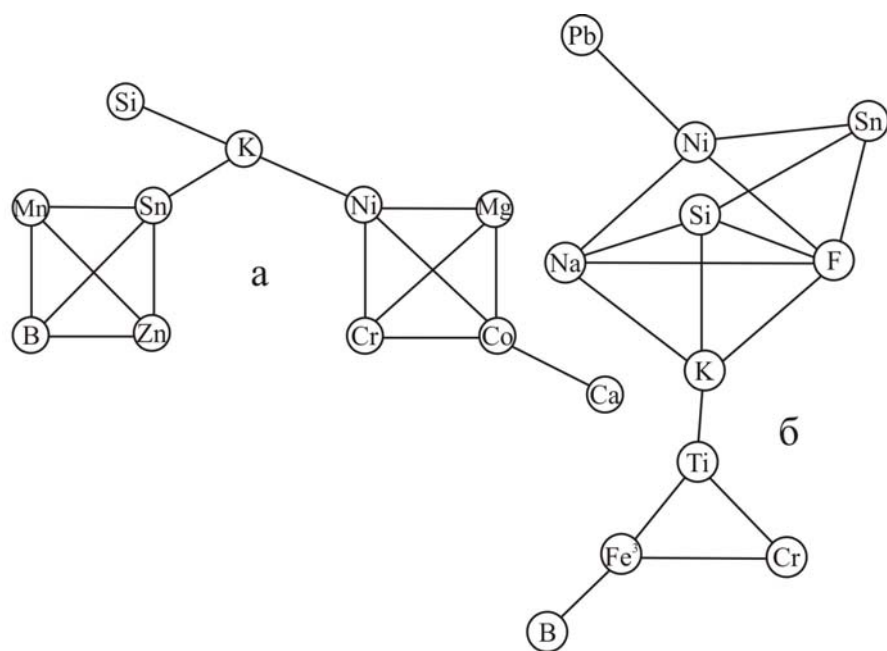


Рис. 16. Схема ветвящихся значимых корреляционных связей петрогенных и рудных элементов для постгранитных трахидолеритов (а) и лампрофиров (б)

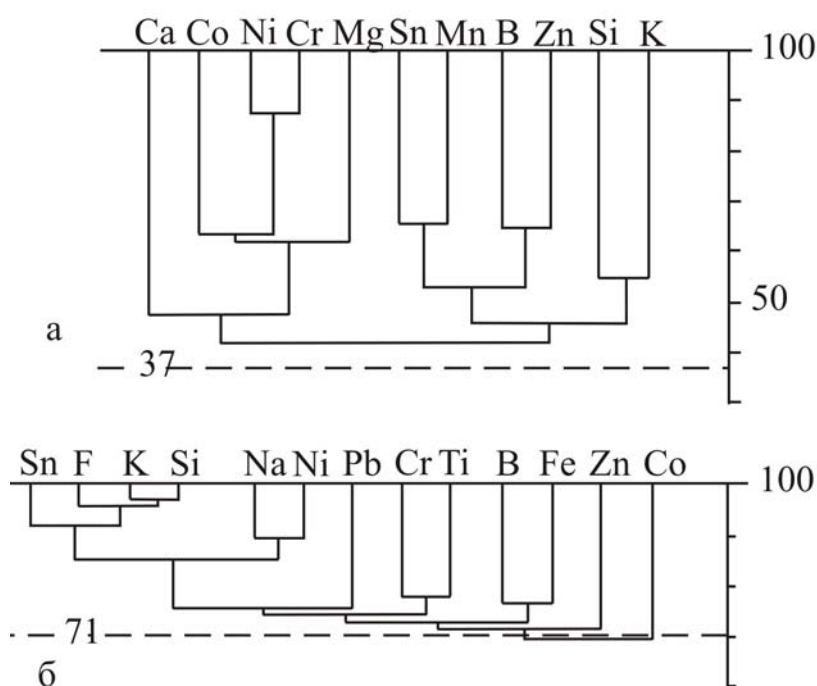


Рис. 17. Дендрограмма группировки петрогенных и рудных элементов методом парагруппового кластерного анализа для постгранитных трахидолеритов (а) и лампрофиров (б)

Установленная общность геохимической специализации и сохраняющиеся коррелятивные связи олова с летучими и с халькофильными элементами позволяют рассматривать все магматические породы Депутатского рудного поля в составе единой полигенной рудно-магматической системы (РМС). Расчетные параметры флюидного режима кристаллизации всего комплекса постгранитных даек – высокая активность воды и хлора позволяют считать, что сформировавшие их расплавы являлись дополнительными источниками тепла и летучих, обеспечившими длительность эволюции гранитной системы и дополнительную мобилизацию рудного вещества, а рост содержаний летучих и рудных элементов при метасоматозе как гранитов массива, так и постгранитоидных даек кислого и основного состава говорит о продолжающемся их привносе из глубинного источника. Отсюда: главной причиной формирования уникального по масштабам оловорудного месторождения явилось интенсивное мантийно-коровое взаимодействие на протяжении всего времени функционирования РМС. Догранитные дайки могут рассматриваться как производные мантийного диапира, подъем которого вызвал плавление коровых субстратов с генерацией гранитного расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований по изотопным данным определен временной интервал эволюции магматизма Депутатского рудного поля: 120–106 млн лет по ^{40}Ar - ^{39}Ar и 118–98 млн. лет по Rb-Sr методам.

Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов, петро- и геохимические параметры, результаты изучения Rb-Sr изотопных систем позволяют рассматривать догранитные дайки андезибазальтов, андезитовых и диоритовых порфиритов как единую дифференцированную серию производных мантийного базальтового расплава, контаминированного коровым материалом.

Граниты Депутатского массива по типоморфизму породообразующих и акцессорных минералов, петро- и геохимической специфике занимают промежуточную позицию между гранитами S- и A-типов, с одной стороны,

между плюмазитовыми редкометальными гранитами и палингенными гранитами известково-щелочного ряда, – с другой, а по одновременному обогащению редкими гранитофильными и редкоземельными элементами (за исключением Eu) соответствуют гранитам высокопродуктивных редкометальных систем.

Расчеты Р-Т условий формирования гранитов и результаты изучения их Rb-Sr изотопных систем определяют исходный расплав как сиалический, генерировавшийся в коровых субстратах при температуре около 1000°C, что предполагает поступление дополнительного тепла из глубинных источников. Петрохимические характеристики гранитов вместе с типоморфными особенностями их породообразующих и акцессорных минералов указывают на присутствие в составе протолита пород повышенной основности.

Установлена двустадийность формирования Rb-Sr изотопных систем гранитов, время нарушения которых имело место около 100 млн. лет назад (что близко времени внедрения постгранитных даек) и происходило при участии флюидов при медленном охлаждении теплового поля Депутатского рудно-магматического узла.

Риолит- и гранит-порфиры постгранитных даек по своим типоморфным особенностям еще более близки гранитам А-типа и кристаллизовались из корового расплава, генерировавшегося в переработанных субстратах содержащих породы повышенной основности.

Типоморфизм минералов основных пород постгранитных даек, близость их петро- и геохимических параметров к таковым К-щелочных базальтоидов и шошонитов свидетельствуют о кристаллизации из мантийных расплавов повышенной щелочности. При изучении их Rb-Sr систем также намечается 2 источника Sr в породах – мантийный и коровый.

Установленная сквозная геохимическая специализация на Sn, W, Bi, Sb, As, Ag, В, Li, сохраняющиеся корреляционные связи олова с летучими и рудными элементами позволяют рассматривать все магматические породы рудного поля в составе единой полигенной рудно-магматической системы. Высокая

активность воды и хлора при кристаллизации всего комплекса постгранитных даек и их геохимические особенности позволяют считать, что сформировавшие их расплавы являлись дополнительными источниками тепла и летучих, обеспечившими длительность эволюции гранитной системы и дополнительную мобилизацию рудного вещества. Рост содержаний летучих при метасоматозе как гранитов массива, так и постгранитных даек кислого и основного состава свидетельствует о продолжающемся привносе их из глубинного источника. Смещение глубинных флюидов с основными рудообразующими гранитными флюидами обусловило повышение активности бора и серы и отразилось в последовательной смене кварц-касситеритового оруденения касситерит-силикатным и касситерит-сульфидным. Отсюда: главной причиной формирования уникального по масштабам оловорудного месторождения явилось интенсивное мантийно-коровое взаимодействие на протяжении всего времени функционирования РМС.

Таким образом, Депутатская РМС обнаруживает отчетливые признаки полигенности, что является одним из характерных признаков крупнообъемных оловоносных систем. На основании полученных данных предполагается, что Депутатская РМС функционировала в поздне- и постколлизийный этап эволюции региона. Начало ее развития мы связываем с подъемом локального мантийного диапира, производными которого являются догранитные дайки основного и среднего состава. Это приводит к плавлению коры и формированию гранитного расплава, образовавшего Депутатский массив. И граниты, и постгранитные дайки кислого состава испытывали воздействие флюидов, сопровождавших внедрение даек основного состава – производных глубинных базальтоидных магм повышенной щелочности. Завершается формирование РМС постмагматической проработкой поздних даек и образованием касситерит-сульфидных и сульфидно-карбонатных жил.

Список опубликованной литературы:

1. *Иванов А.И.* Биотиты гранитов Депутатского массива. // Проблемы геологии и освоения недр. Труды Четвертого Международного научного симпозиума имени акад. М.А. Усова. – Томск, 2000, с. 102-104.
2. *Иванов А.И.* Петрохимия гранитов Депутатского массива. // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан, 2000. С. 135-136.
3. *Иванов А.И.* Акцессорный апатит из гранитов Депутатского массива. // Материалы конференции аспирантов и молодых ученых, посвященная 370 летию г. Якутска (Науки о Земле). – Якутск, 2002. С. 37-30
4. *Иванов А.И.* О специфике состава гранитов Депутатского массива // Наука и образование №3. Академия наук РС(Я), 2002. 92-95.
5. *Иванов А.И.* Граниты Депутатского массива // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XX Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2003. С. 137-138.
6. *Трунилина В.А., Зайцев А.И., Орлов Ю.С., Иванов А.И.* Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля // Отечественная геология №6 2003. С 34-41.
7. *Иванов А.И.* Геохимические особенности магматических пород Депутатского рудного поля. // Материалы конференции Рудогенез и металлогения Востока Азии 2006. С 81-84.
8. *Иванов А.И.* Акцессорные минералы магматических пород Депутатского рудного поля // Отечественная геология №5 2008. С. 110-115.
9. *Иванов А.И.* Магматизм района Депутатского месторождения // Материалы 1 Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского. Санкт-Петербург 2009. С. 270-272.
10. *Павлова Г.Г., Холмогоров А.И., Травин А.В., Трунилина В.А., Борисенко А.С., Прокопьев А.В., Иванов А.И.* Хронология процессов магматизма и рудообразования Депутатского рудного узла (Якутия) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том II. - Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 71-74.