

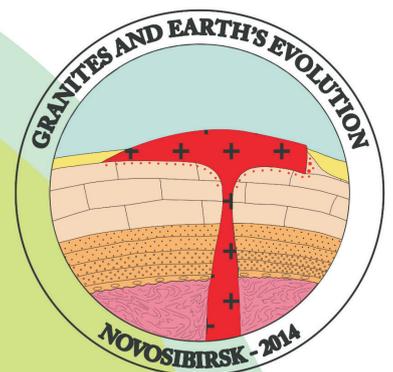


Guidebook for field excursion of the 2-nd International Geological Conference «Granites and Earth's evolution»

Granitoids of the North-West Altai



**21-27
August
Novosibirsk-
Zmeinogorsk
2014**



Сибирское отделение Российской академии наук
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева

ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ПОЛЕВОЙ ЭКСКУРСИИ
(21-27 августа 2014 г., г. Змеиногорск, Россия)

II Международной геологической конференции
**«ГРАНИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ:
ГРАНИТЫ И КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА»**

(17-20 августа 2014 г., Новосибирск, Россия)



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

2014

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	2
Введение	4
Часть 1. Геологический очерк Рудного Алтая	8
1.1. Алейский комплекс	10
1.2. Павловский комплекс.....	15
1.3. Змеиногорский комплекс.....	18
1.4. Усть-беловский комплекс.....	22
1.5. Устьянский комплекс.....	25
1.6. Гилевский комплекс	28
1.7. Волчихинский комплекс.....	34
1.8. Синюшенский комплекс.....	38
Описание точек экскурсии (п.п. 1-1//1-11)	42
Часть 2. Геологический очерк Горного Алтая	53
2.1. Майорский комплекс.....	55
2.2. Усть-беловский комплекс.....	60
2.3. Боровлянский комплекс.....	66
2.4. Харловский комплекс.....	69
2.5. Синюшенский комплекс.....	74
Описание точек экскурсии (п.п. 2-1//2-8)	79

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Алтайская аккреционно-коллизонная система представляет собой трапециевидный клин, широкая сторона которого на северо-западе перекрыта Бийско-Барнаульской впадиной, а на юго-востоке “сдавлена” Джунгарской плитой; общая протяженность 1200 км при ширине от 150 до 600 км (рис. 1). Большинство исследователей геодинамическая эволюция этого региона интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской литосферных плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [Зоненшайн и др., 1976; Берзин, Колман, Добрецов, 1994; Моссаковский и др., 1993; Уиндли и др., 1994; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003].

Предполагается, что Алтайская окраина Сибирского палеоконтинента в предколлизонную стадию (D_{1-2}) представляла собой трансформную границу, вдоль которой скользил Алтае-Монгольский террейн с неопротерозойской корой T_{Nd} (2-st) = 1,5-1,0 млрд лет. Обь-Зайсанский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской). К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций и мантийно-корового магматизма.

Территория Северо-Западного Алтая является частью Алтайской аккреционно-коллизонной системы и в целом Центрально-Азиатского подвижного пояса – региона с аномально широким распространением фанерозойской ювенильной коры [Kovalenko et al., 1996, 2004; Jahn et al., 2000, 2004]. Геологический полигон экскурсии позволяет получить достаточно полную информацию о геологическом строении Алтайской окраины Сибирского палеоконтинента, увидеть широкий спектр магматических комплексов – индикаторов геодинамических обстановок, особенностей мантийно-корового взаимодействия и их металлогении.

Авторы путеводителя, составившие общий каркас экскурсии и геологическую характеристику обнажений, заслуживают искренней благодарности. Хотелось бы только особо отметить новосибирских геологов – Николая Крука, Максима Куйбида, Сергея Хромыха, Нины Волковой и аспиранта Павела Котлера, без которых конференция и геологическая экскурсия были бы невозможными.

Со своей стороны, желаю участникам геологической экскурсии хорошей погоды, терпения в переездах, удачных маршрутов и острых научных дискуссий.

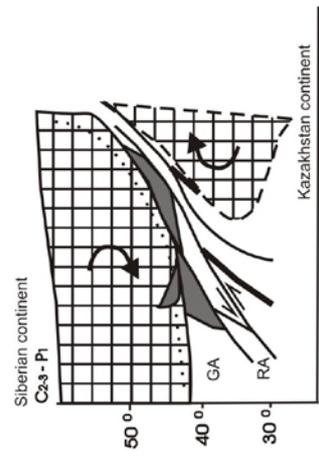
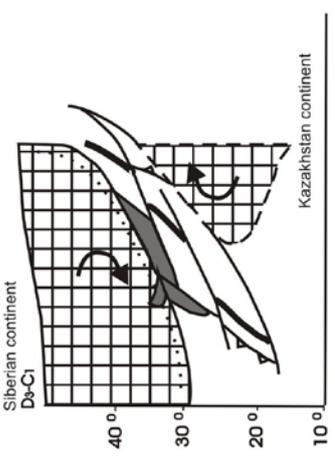
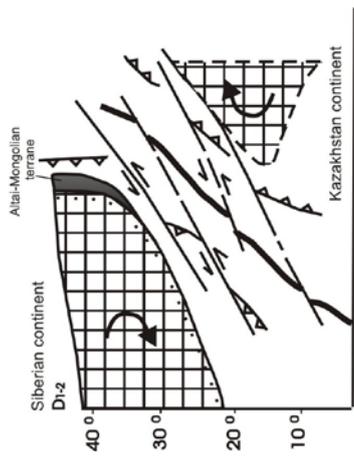
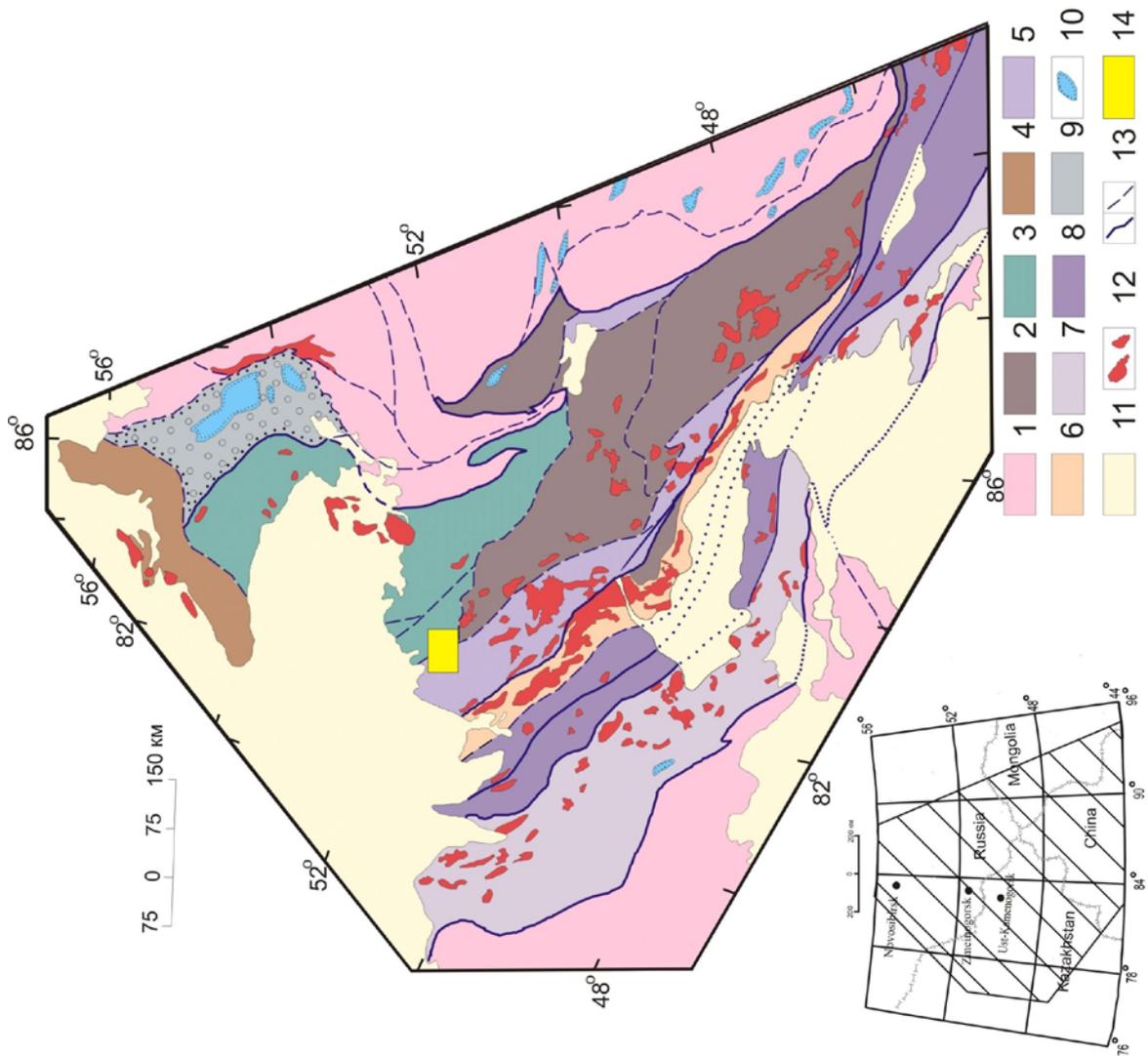
С уважением, профессор Александр Владимиров

г.Новосибирск, 05.08.2014 г.

Рис. 1. Положение полигона экскурсии в структуре Алтайской аккреционно-коллизонной системы [Vladimirov et al., 2003].

Слева – палинспатические реконструкции (использованы данные [Buslov et al., 2003; Vladimirov et al., 2003] с изменениями): 1 = континенты, 2 = зоны субдукции, 3 = спрединговые центры; GA = Горный Алтай, RA = Рудный Алтай.

Справа — тектоническая схема: 1 = Неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 = Алтае-Монгольский микроконтинент; 3–8 = окраинно-континентальные и океанические террейны средне-позднепалеозойского возраста: 3 = Кольвань – Томский террейн пассивной(?)окарины, 4 = Рудно-Алтайский островодужный террейн, 5 = Калба-Нарымский турбидитовый террейн, 6 = Жарма-Саурский островодужный террейн, 7 = Чарский океанический террейн; 8 = Кузнецко-Алатаусский и Джунгарский океанические бассейны и/или группы симаунтов; 9 = Кузнецкий осадочный бассейн Kuznetsk sedimentary basin, including: 10 = traps of Triassic age; 11 = Cenozoic deposits; 12 = granitoids in the age range from Carboniferous through Early Jurassic; 13 = faults: a = proved, b = supposed, 14 = polygon of the geological excursion.



ВВЕДЕНИЕ

Территория Северо-Западного Алтая является частью Центрально-Азиатского подвижного пояса - региона с аномально широким распространением фанерозойской ювенильной коры [Kovalenko et al., 1996, 2004; Jahn et al., 2000, 2004]. Район проведения геологической экскурсии включает два блока (террейна), резко отличающиеся по природе и возрасту. Восточная часть (Чарышско-Инской блок) входит в состав каледонских образований Горного Алтая и представляет фрагмент кембро-ордовикского турбидитового бассейна, имеющего океаническое основание и выполненного мощными слабометаморфизованными толщами флишеидного и молассоидного облика [Сенников и др., 1959; Волков, 1965, 1966; Берзин и др., 1994; Шокальский, 1999; Крук и др., 2010]. Западная часть (собственно Рудно-Алтайский террейн) представляет собой фрагмент герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы. Геофизические данные [State..., 2001 a, b] указывают на существенно мафический состав коры Рудного Алтая (мощность гранитно-метаморфического слоя редуцирована до 20 км и менее, граница Мохо фиксируется на глубинах 40-45 км, на всей территории наблюдаются положительные аномалии гравитационного и магнитного поля). Геологические комплексы нижней коры на современном эрозионном уровне не вскрыты, наиболее древние верхнекоровые образования представлены известковистыми турбидитами позднего силура – раннего девона [State..., 2001 a, b].

В раннем-среднем девоне территория северо-западного Алтая была включена в структуру активной континентальной окраины, связанной с субдукцией литосферы Обь - Зайсанского океанического бассейна под край Сибирского континента. Развитие субдукционных процессов привело к формированию системы вулканических поясов, сложенных бимодальными и дифференцированными сериями нормальной и повышенной щелочности [Ротараш и др., 1982, Берзин и др., 1994; Тикунов, 1995; Крук и др., 2008]. В позднем девоне (ранний фран) в связи с изменением режима АКО с субдукционного на трансформный [Ханчук и др., 2009; Крук, 2014] вулканическая деятельность сменилась формированием в Горном и Рудном Алтае крупных гранитоидных батолитов.

Эволюция Алтайской континентальной окраины завершилась закрытием Обь-Зайсанского бассейна на рубеже раннего и позднего карбона, коллизией Сибирского и Казахстанского континентов [Berzin et al., 1994; Владимиров и др., 2003, 2005, 2008; Крук и др., 2009; Kruk et al., 2011], сопровождавшейся активным гранитоидным магматизмом в Рудном Алтае [Куйбида и др., 2009, 2010, 2013, 2014]. Коллизионные процессы сопровождались активизацией сдвиговых перемещений, которые достигли максимума в ранней перми и привели к формированию «горячей» сдвиговой системы, обусловленной интерференцией плейт- и плюмтектонических факторов [Владимиров и др., 2005, 2008]. В поздней перми – раннем триасе на территории Северо-Западного Алтая проявился внутриплитный гранитоидный магматизм, обусловленный воздействием на литосферу Азиатского континента Сибирского мантийного плюма [Добрецов, 1997; Добрецов и др., 2005].

Сложная геологическая история и неоднократная смена тектонических режимов обусловили проявление в Северо-Западном Алтае разновозрастного гранитоидного магматизма, представленного широким спектром петрогеохимических типов, том числе и субсинхронных. Это открывает большие возможности для изучения процессов гранитообразования. Сравнение минералогических, геохимических и изотопных характеристик субсинхронных гранитоидов, пространственно ассоциирующих друг с другом, дает возможность установить закономерности эволюции магматических систем. Сопоставление одновозрастных

гранитоидов, локализованных в двух блоках, эволюционировавших в пределах единой геологической структуры, но имевших резко различный состав, позволяет проследить влияние природы и состава коровых источников на геохимические и изотопные характеристики гранитоидов, оценить роль мантийных расплавов в генерации гранитоидных магм. Анализ эволюции специфики гранитоидного магматизма во времени дает информацию о процессах дифференциации и эволюции континентальной коры.

В ходе экскурсии участники конференции получают возможность ознакомиться с гранитоидными и габброидными интрузиями, отвечающими основным этапам геологического развития региона (от среднего девона до раннего триаса) и сформированными в различных геодинамических режимах (активная континентальная окраина субдукционного и трансформного типа, коллизионный, постколлизионный и внутриплитный режимы). Объектами экскурсии являются ключевые интрузивы как Рудного, так и Горного Алтая (рис. 2), что даст возможность участникам сопоставить особенности гранитоидного магматизма двух контрастных по природе и составу блоков. В обнажениях можно будет увидеть особенности геологической позиции гранитоидных и габброидных тел, характер взаимоотношения слагающих их пород, а также петрографические и минеральные особенности гранитоидов. Подробная информация о возрасте, особенностях химического состава, изотопных характеристиках и петрологических особенностях гранитоидов приведена в данном путеводителе.

Организаторы экскурсии надеются, что она будет плодотворной, интересной и полезной для участников.

ГРАФИК ПОЛЕВОЙ ЭКСКУРСИИ

ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ
(21-27 августа 2014 г., Новосибирск-Змеиногорск, Россия)

День 1 (21 августа)

выезд из Новосибирска, прибытие в Змеиногорск, точнее – п. Барановка в 14 км от Змеиногорска), размещение в санатории.

День 2 (22 августа)

Рудный Алтай, северо-западная часть, северный борт Гилевского водохранилища

Stop 1-1. Граниты Павловского массива, павловский комплекс.

Stop 1-2. Граниты Устьянского массива, устьянский комплекс.

Stop 1-3. Диориты и тоналиты Алейского массива, гилевский комплекс, р. Дальняя Щелчиха.

Stop 1-4. Плагииграниты и постгранитные дайки Алейского массива, гилевский комплекс, р. Моховушка.

День 3 (23 августа)

Рудный Алтай, центральная часть

Stop 1-5. Габброиды массива Мохнатые сопки, змеиногорский комплекс, район п. Чекановский

Stop 1-6. Плагииграниты Первомайского массива, змеиногорский комплекс

Stop 1-7. Граниты массива сопки Острой, волчихинский комплекс.

Stop 1-8. Граниты и постгранитные дайки Верхнеборовлянского массива, волчихинский комплекс.

Stop 1-9. Граниты массива Черный Камень (змеиногорский комплекс), гранодиориты и граниты Первокаменского массива (волчихинский комплекс).

День 4 (24 августа)

Рудный Алтай, северо-восточная часть

Stop 1-10. Гранитоиды и пегматиты Саввушинского массива, синюшенский комплекс.

Северный берег Колыванского озера, район сопки Ортиловая.

Stop 1-11. Карьер Змеиногорского месторождения (г. Змеиногорск)

Stop 1-12. Месторождение Степноеского месторождения.

День 5 (25 августа)

Горный Алтай, район с. Колывань

С 9⁰⁰-11⁰⁰ – посещение музея и камнерезной фабрики в п. Колывань.

Stop 2-1. Гранодиориты Колыванского массива (усть-беловский комплекс) с меланократовыми включениями. Окраина с. Колывань.

Stop 2-2. Диориты краевой фазы Колыванского массива, усть-беловский комплекс. Район д. 8-е Марта, вблизи оз. Белое.

Stop 2-3. Граниты массива г. Очаровательной. Боровлянский комплекс. Вершина г. Очаровательной.

Stop 2-4. Рудные выработки и руды месторождения Колыванское, вмещающие гранитоиды (усть-беловский и боровлянский комплексы). Район заброшенного поселка Колываньстрой.

Stop 2-5. Граниты Синюшенского массива (синюшенский комплекс). Район оз. Моховое, севернее п. Колываньстрой.

День 6 (26 августа)

Горный Алтай. Харловский массив, харловский комплекс

Stop 2-6. Рудоносные габбро с титаномагнетитом.

Stop 2-7. Монцодиориты.

Stop 2-8. Граносиениты.

Посещение музея развития горного дела Алтая им. А. демидова (г. Змеиногорск).

19⁰⁰-22⁰⁰ – Дискуссия и дружественный ужин.

День 7 (27 августа)

Выезд из г. Змеиногорск в г. Новосибирск.



Рис. 2. Положение точек экскурсии.

ГЛАВА 1. РУДНЫЙ АЛТАЙ

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Рудного Алтая представляет собой восточную оконечность Обь-Зайсанской системы герцинид. С северо-востока она отделяется Северо-Восточной зоной смятия от каледонских складчатых сооружений Горного Алтая, с юго-запада по крупной трансрегиональной Иртышской зоне смятия граничит со структурно-вещественными комплексами Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана (рис. 1.1). Северная граница перекрыта отложениями Бийско-Барнаульской впадины.

Геологическая история Рудного Алтая связана, в первую очередь, с заложением и развитием на западной окраине Сибирского континента девон-раннекаменноугольной активной континентальной окраины, эволюция которой завершилась в среднем карбоне коллизией Сибирского и Казахстанского континентов [Ротараш и др., 1983; Берзин и др., 1994; Добрецов, 2002; Владимиров и др., 2003, 2005, 2008]. Именно в это время образовалось подавляющее большинство вулканических и интрузивных магматических комплексов, сформировались основные рудные месторождения. На более поздних этапах геологической истории (конец позднего палеозоя – ранний мезозой) эндогенная активность на территории рудного Алтая была обусловлена воздействием на литосферу региона Таримского (C_3-P_1) и Сибирского (P_2-T_1) суперплюмов [Добрецов и др., 2005; Борисенко и др., 2006; Владимиров и др., 2008].

Древнейшими стратифицированными отложениями Рудного Алтая являются осадочные породы *корбалихинской толщи*. Толща сложена переслаиванием зелено-серых серицит-хлоритовых сланцев, зелено-серые средне- и мелкозернистых полимиктовых метапесчаников, филлитов и филлитизированных глинистых сланцев. Для отложений толщи характерно повышенное содержание карбонатов. Общая мощность разреза превышает 2500 м. По данным [Государственная..., 2001, 2013] разрез корбалихинской толщи характеризуется многопорядковой ритмичностью, выраженной в чередовании ритмичных флишевых (турбидиты) и неритмичных (большей частью сланцевые и алевритовые) пачек. Ритмичные флишевые пачки имеют мощность от 10-30 до 40-70 м, сложены переслаивающимися филлитизированными глинистыми сланцами, филлитами, метаалевролитами, тонко- и мелко-среднезернистыми метапесчаниками. Неритмичные пачки обычно более мощные, сложены сланцами с редкими маломощными (до 0.1-1.0 м) прослоями и линзами метапесчаников и метаалевролитов. Иногда в разрезах наблюдаются единичные пачки (до 20-30 м) мелко-среднезернистых метапесчаников (фрагментарно – с градационной слоистостью).

Обычно породы тонко рассланцованы с проявлениями плейчатости и гофрировки, пронизаны густой сетью кварцевых, кварцево-карбонатных и карбонатных взаимно пересекающихся прожилков. Отложения интенсивно деформированы, смяты в сложные многоуровневые складки, в экзоконтактовых ареолах гранитоидных интрузий превращены в пятнисто-полосчатые, полосчатые амфибол-эпидот-кварцевые, эпидот-кварцевые и эпидот-кварц-хлоритовые роговики.

Отложения корбалихинской толщи несогласно перекрыты мощным вулканогенно-осадочным разрезом раннего-среднего девона, в составе которого выделяются мельничная ($D_{1e}-D_{2gv}$), заводская (D_{2gv}) и каменевская ($D_{2gv}-D_{3fr}$) свиты. Между отдельными стратонами фиксируются локальные размывы и несогласия, но, в целом, все перечисленные отложения имеют единый структурный план. Общая мощность разреза превышает 200 м. Общей особенностью этого разреза является мелководно-морской характер осадочных отложений, а также обилие вулканических и пирокластических пород, более чем на 90 % имеющих кислый

состав.

Вулканогенно-осадочный разрез несогласно перекрывается толщами позднего девона-карбона, представленными мелководно-морскими терригенными отложениями снегиревской свиты (D_3fr-fm_1), терригенно-карбонатными толщами тарханской (D_3fm) и карбонатно-терригенными бухтарминской (C_1t) свит. Вышележащий разрез представлен исключительно континентальными терригенными (в том числе угленосными) образованиями.

Ключевым вопросом с точки зрения региональной магматической геологии Рудного Алтая является геологическая позиция, объемы и природа позднедевонского вулканизма. Вдоль западной границы Рудного Алтая проявлена цепочка вулканотектонических структур (Локтевский, Николаевский, Кировский палеовулканы, см. рис. 1.1), сложенных непрерывной серией пород от базальтов до высококремнистых риолитов. Отличительной особенностью базальтов является обогащенность титаном (до 2,5 мас. % TiO_2), фосфором (до 1 мас. % P_2O_5), повышенные концентрации высоkozарядных и редкоземельных элементов [Крук и др., 2014]. Среди более кислых пород широким развитием пользуются андезиты, практически неизвестные в разрезах раннего-среднего девона.

Мнения исследователей по поводу возраста и природы этого вулканизма кардинально различны. Одни авторы [Шокальский, 1999; Государственная..., 2001; Крук и др., 2014] опираясь на стратиграфические взаимоотношения вулканических пород с нижележащими терригенными толщами, предполагают позднедевонский (фран-фаменский) возраст этих вулканитов (пихтовская свита по [Шокальский, 1999]), и связывают их формирование с этапом инверсии геодинамического режима и формированием континентальной окраины трансформного типа. Другие авторы [Геологическая..., 2013], указывая на почти полное отсутствие вулканического материала в фаунистически охарактеризованных фаменских отложениях Рудного Алтая, предполагают средне-позднекаменноугольный возраст вулканизма, синхронный с коллизией Сибири и Казахстана. Ситуация осложняется отсутствием надежных датировок по вулканитам и фаунистически «немым» характером ассоциирующих с ними осадков. Изучение этих комплексов представляет собой одно из важных направлений дальнейших исследований.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РУДНОГО АЛТАЯ

Территория Рудного Алтая характеризуется широким развитием разнообразных гранитоидов, слагающих крупные сложно построенные многофазные интрузии (рис. 1.1.). Природа, объемы и возраст гранитоидов Рудного Алтая являлись предметом длительных дискуссий в течение многих десятилетий. Формационное расчленение гранитоидов и создание согласованной схемы магматизма затруднялось, во-первых, фрагментарной обнаженностью региона, а во-вторых, – визуальным сходством пород, относящихся к разным, зачастую разновозрастным комплексам, в чем участники экскурсии смогут убедиться сами. Необходимо отметить, что даже в настоящее время, с развитием методов прецизионного датирования и геохимического исследования вещества, эта проблема до конца не решена.

Систематизация данных многолетних геологических исследований в совокупности с результатами петрологического и геохронологического изучения гранитоидов предполагают разделение интрузивных образований Рудного Алтая на восемь самостоятельных комплексов: алейский (D_2), павловский (D_2), змеиногорский (D_3), усть-беловский (D_3), устьянский (D_3), гилевский (C_{2-3}), волчихинский (C_{2-3}) и синюшенский (P_2-T_1).

Ниже приводится краткая характеристика перечисленных комплексов и слагающих их пород.

АЛЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Наиболее острым в магматической геологии Рудного Алтая долгое время был вопрос о природе, возрасте и масштабах проявления древнейших плагиогранитов, синхронных формированию мощных вулканических толщ кислых рудоносных порфиров, или даже более древних. Дискуссия по этому вопросу имеет многолетнюю историю. Во второй половине XX столетия В.С. Кузбный [1975], обобщив систематические наблюдения о геологических взаимоотношениях гранитоидов и фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных толщ в разных частях Рудного Алтая, пришел к выводу о том, что в северной части Рудного Алтая древние плагиограниты отсутствуют. Позже, в ходе геологического картирования, [Шокальский, 1999; Шокальский и др., 2001; Государственная..., 2001] ряд интрузивов, не имеющих видимых взаимоотношений с вулканическими толщами среднего девона и сложенных в максимальной степени деформированными породами, были объединены в алейский комплекс условно раннедевонского возраста.

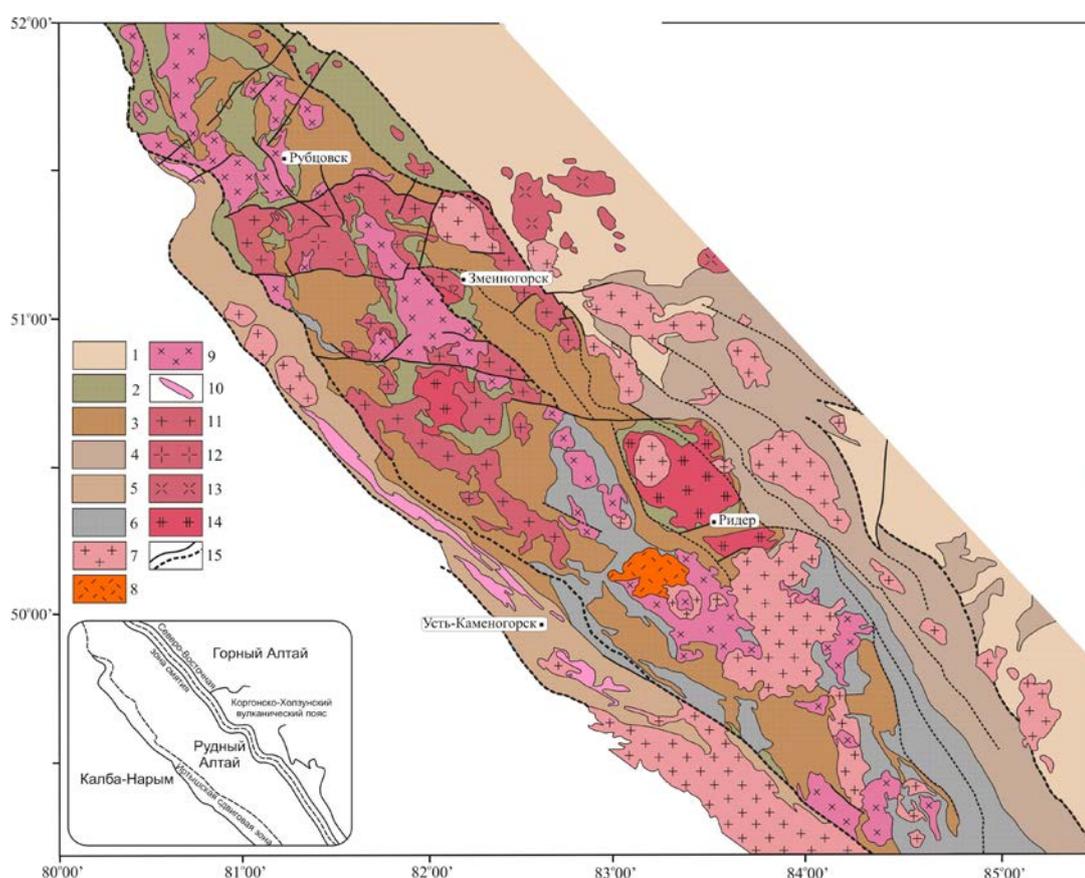


Рис. 1.1. Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая.

(А): 1 – юго-западная окраина Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай, Pz); 2 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, S-D₁?; 3 – надсубдукционный вулканический пояс Рудного Алтая, D₁₋₃; 4 – Коргонско-Холзунский вулканический пояс в месте сочленения Горного и Рудного Алтая, S-D₂ – условно; 5 – отложения глубоководного палеожелоба, D₁₋₂; 6 – континентальные отложения, C₁; 7 – гранитоиды лениногорского, синюшинского и калбинского комплексов, P₁-T₂; 8 – гранитоиды и вулканы сержихинского к-са, C₃-P₁; 9 – гранитоиды волчихинского и гилевского к-сов, C₂₋₃; 10 – гранитоиды Иртышской сдвиговой зоны, D₃-C₁; 11-13 – гранитоиды Горного и Рудного Алтая (11 – змеиногорский к-с, 12 – устьянский к-с, 13 – усть-беловский к-с), D₃-C₁; 14 – плагиограниты алейского к-са, D₂; 15 – разломы.

Геологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования, проведенные в последние годы практически для всех интрузий гранитоидов, относимых к алейскому комплексу [Куйбида, Крук, 2009; Куйбида и др., 2012, 2013,

2014; Крук и др., 2012, 2014], показали, что в действительности эти гранитоиды относятся к трем разновозрастным магматическим комплексам. Для большинства интрузий были установлены позднедевонские и каменноугольные возраста. Более древние U-Pb датировки были получены только для плагиогранитов Лениногорско-Синюхинского интрузива (район г. Риддер, республика Казахстан), а также тела плагиолейкогранитов в юго-западной части массива Мохнатые сопки (рис. 1.1).

Геологическая позиция и возраст гранитоидов. Гранитоиды алейского комплекса в северной (русской) части Рудного Алтая слагают вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело размером $\approx 2 \times 0.5$ км. Плагиограниты прорывают и ороговиковывают отложения корбалихинской свиты (S-D₁), а сами прорываются с нарушением гомодромности меланократовыми плагиогранитами змеиногорского комплекса (D₃). Геологические взаимоотношения с вулканогенно-осадочными толщами девона отсутствуют.

Возраст плагиогранитов, определенный по единичным зернам циркона U-Pb изотопным методом с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург) составляет 395 ± 3 млн лет (рис. 1.2.).

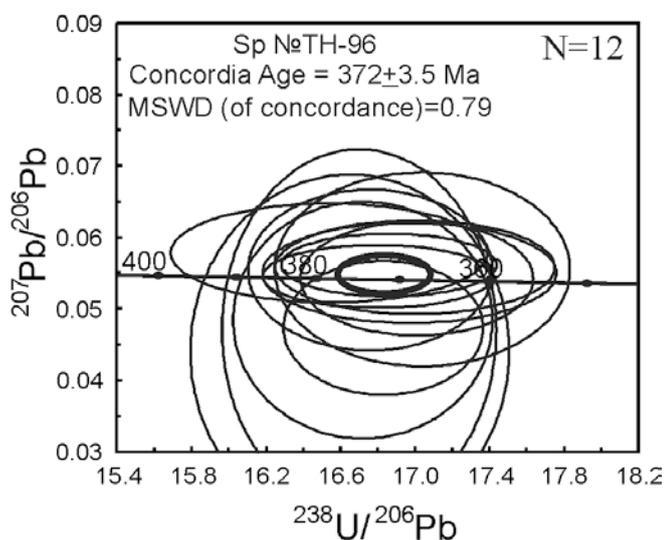


Рис. 1.2. Изотопная диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогранитов алейского комплекса.

Аналитик – И.П. Падерин, ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург. Выделение цирконов произвел С.Н. Руднев (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Петрографические особенности пород. Интрузив сложен однотипными лейкократовыми слабо порфиридовидными средне-крупнозернистыми плагиогранитами. Главные минералы - кварц (до 40 %), олигоклаз (45-50 %) и биотит (5-10 %). Изредка встречаются ксеноморфные зерна калишпата. Структуры пород гипидиоморфнозернистые (рис. 1.3 а). Акцессорная минерализация представлена апатитом, цирконом и окислами железа.

Вещественный состав. По химическому составу плагиограниты алейского комплекса отвечают гранит-лейкогранитной ассоциации нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.29-2.41$; рис. 1.4 а, б). Породы пересыщены глиноземом по отношению к щелочам и кальцию (рис. 1.4 с), характеризуются повышенными для лейкогранитов содержаниями титана (табл. 1.1) и высокой железистостью (рис. 1.4 d).

Редкоземельный состав плагиогранитов характеризуется умеренными содержаниями LILE и HFSE, типичными для известково-щелочных гранитоидов. Содержания РЗЭ составляют 64-95 г/т, спектры их распределения слабо асимметричные с $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.5-3.5$, практически без аномалии по европию (рис. 1.5 а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1.5 б) наблюдаются минимумы по Sr, Ti, Ta и Nb, максимумы по Zr и Hf.

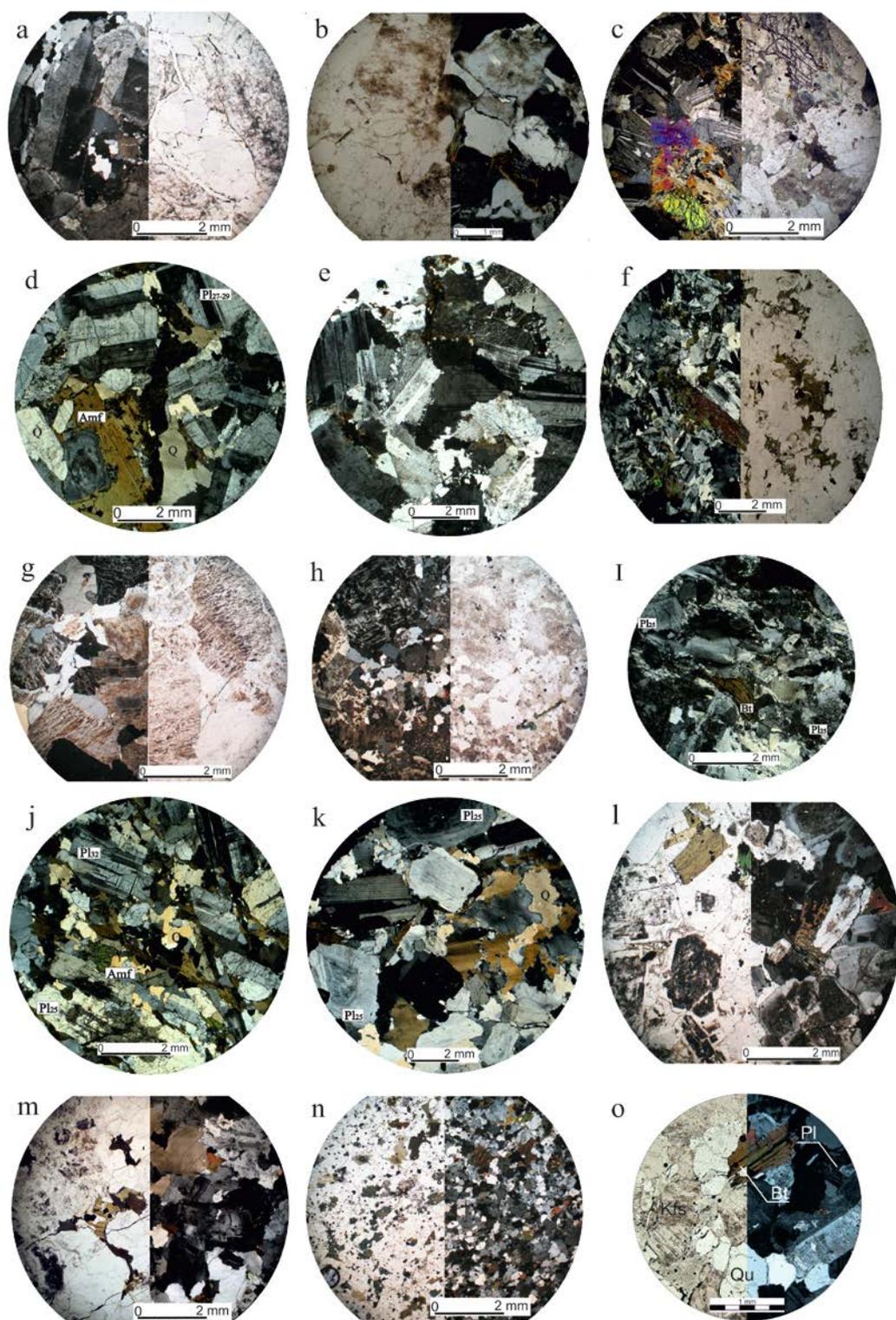


Рис. 1.3. Петрографические особенности габброидов и гранитоидов Рудного Алтая (описание в тексте).

а – алейский комплекс, массив Мохнатые сопки, биотитовый гранит; б – павловский комплекс, павловский массив, биотитовый гранит, с-е – змеиногорский комплекс: с - массив Мохнатые сопки, габбро, д – екатерининский массив, мланократовый плагиогранит, е – первомайский массив, лейкократовый плагиогранит; ф – усть-беловский комплекс, междуреченский массив, диорит, г-г – устьянский комплекс, Устьянский массив: г – крупнозернистый биотитовый лейкогранит, г – мелкозернистый биотитовый лейкогранит; и-к – гилевский комплекс, Алейский массив: и – тоналит, ж – биотит-амфиболовый плагиогранит, к – биотитовый плагиогранит; л-м – волчихинский комплекс: л – Первокаменский массив, биотит-амфиболовый гранодиорит, м – Верхнеборовлянский массив, биотитовый гранит; н-о – синопшенский комплекс, Саввушинский массив: н – кварцевый монцодиорит (включение в гранодиорите), о – биотитовый лейкогранит.

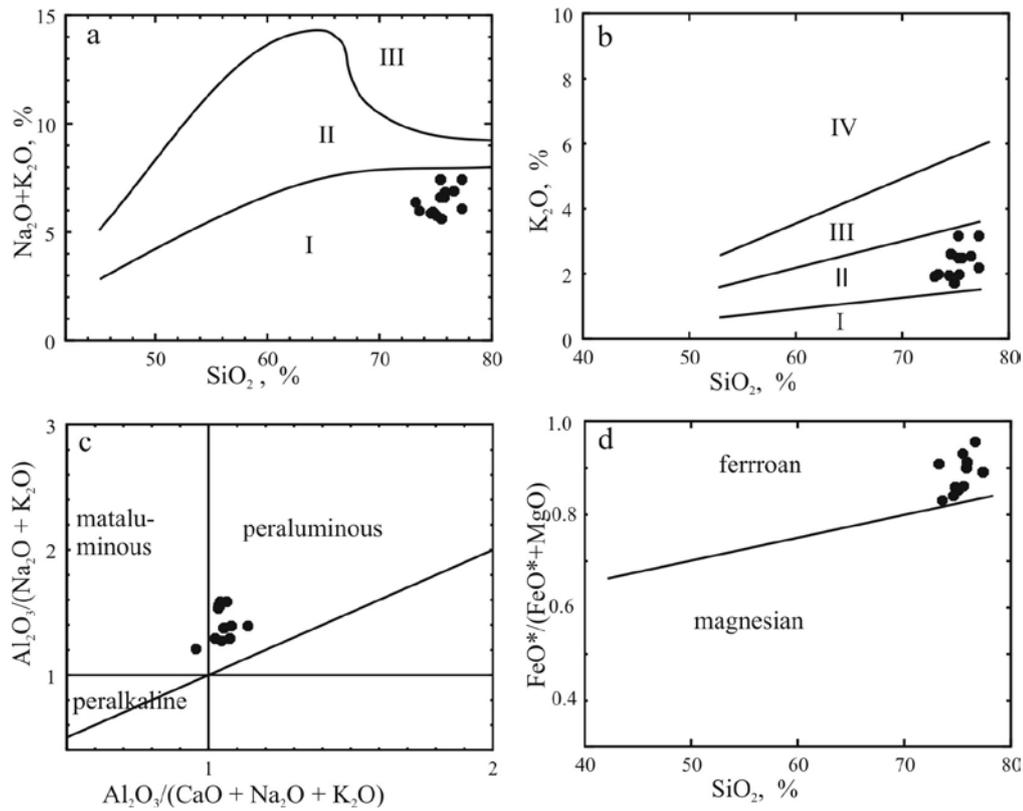


Рис. 1.4. Петрохимические диаграммы для гранитоидов алейского комплекса.

Здесь и далее: А – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); b – диаграмма «SiO₂-K₂O»; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; c – диаграмма «Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)» (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]; d – диаграмма «SiO₂-FeO*/(FeO*+MgO)» [Frost et al., 2001].

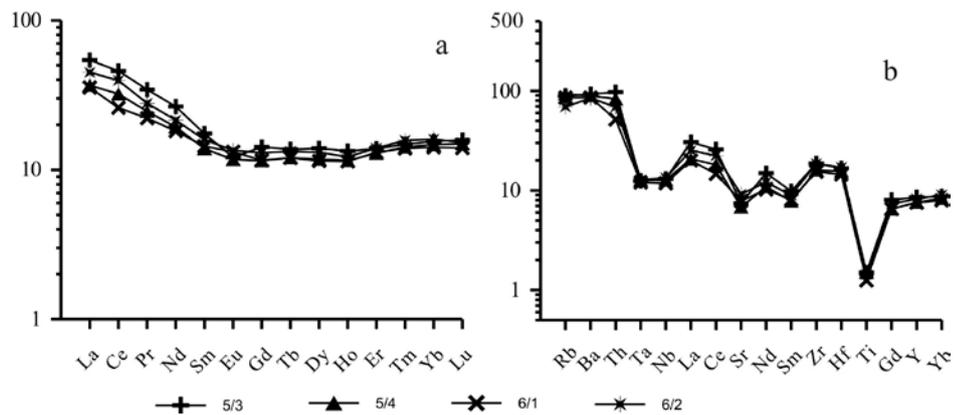


Рис. 1.5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов алейского комплекса. Номера проб соответствуют табл. 1.1. Здесь и далее: Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boynton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Геохимические характеристики плагиогранитов (Al₂O₃<15 %, Yb=2.9-3.4 г/т, Sr/Y = 4-6) указывают на принадлежность их к низкоглиноземистому типу [Arth, 1983]. Геохимические и геохронологические данные позволяют предполагать комагматичность плагиогранитоидов алейского комплекса со среднедевонскими кислыми вулканитами Рудного Алтая [Куйбида и др., 2014].

Таблица 1.1

Содержания петрогенных оксидов (мас.%) и редких элементов (г/т) в представительных образцах плагиогранитов алейского комплекса

№ Пробы/ Элемент	EX-5/3	EX-5/4	EX-6/1	EX-6/2
SiO ₂	74.58	75.53	73.56	75.07
TiO ₂	0.24	0.24	0.2	0.23
Al ₂ O ₃	13.07	12.85	13.44	13.5
Fe ₂ O ₃ *	2.56	2.72	2.35	2.62
MnO	0.06	0.06	0.06	0.07
MgO	0.46	0.42	0.45	0.43
CaO	2.26	2.18	2.33	2.45
Na ₂ O	3.94	3.66	4.01	4.08
K ₂ O	1.93	1.96	1.96	1.69
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.04	0.04
п.п.п.	0.23	0.39	0.27	0.33
Сумма	99.47	100.14	98.77	100.6
Th	6.2	5.3	3.3	4.4
U	0.7	0.6	0.5	0.7
Rb	49	51	47	38
Ba	473	456	437	432
Sr	132	121	139	163
La	16.8	11.4	11	13.9
Ce	37	26	21	32
Pr	4.2	3	2.7	3.4
Nd	15.9	11.6	10.9	12.9
Sm	3.4	2.7	2.8	3.1
Eu	0.89	0.86	0.97	0.99
Gd	3.68	2.98	3	3.36
Tb	0.65	0.57	0.57	0.63
Dy	4.48	3.79	3.69	4.21
Ho	0.96	0.83	0.82	0.88
Er	2.9	2.71	2.75	2.93
Tm	0.48	0.46	0.45	0.51
Yb	3.24	3.08	2.95	3.35
Lu	0.51	0.48	0.45	0.49
Zr	155	133	128	154
Hf	4.5	4.2	3.9	4.6
Ta	0.5	0.51	0.48	0.51
Nb	7.3	7.1	6.6	7.5
Y	29	25.8	25.6	27.9

Примечание: авторы проб – Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида.

ПАВЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст. Гранитоиды павловского комплекса пользуются на территории Рудного Алтая крайне ограниченным распространением. Они слагают единственный Павловский массив площадью около 15 км², находящийся западнее с. Гилево (рис. 1.1). Интрузив прорывает и ороговиковывает метаморфизованные породы корбалихинской толщи. Контактные взаимоотношения с гранитоидами гилевского комплекса (С₂) имеют тектонический характер и маркируются зоной интенсивно расланцованных, катаклазированных и милонитизированных пород. Взаимоотношения с породами усть-беловского комплекса (D₃) неясны из-за плохой обнаженности.

Возраст павловского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам из гранитов главной фазы с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург) составляет 386±3 млн лет (рис. 1.6). Необходимо признать, что геологическая позиция гранитоидов комплекса изучена пока недостаточно и единичная U-Pb датировка в совокупности с отсутствием аналогичных гранитоидов в пределах Рудного Алтая послужила основанием для выделения их в самостоятельный комплекс.

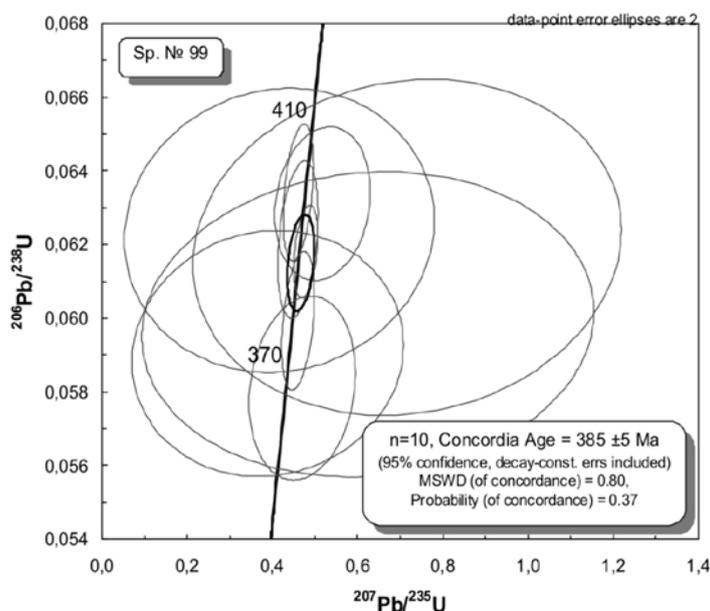


Рис. 1.6. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранита Павловского массива (проба № 99).

Внутреннее строение массива и петрографические особенности пород. Павловский массив достаточно однороден и сложен крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами. В эндоконтактной зоне, шириной до 2 км, они фациально сменяются мелко-среднезернистыми порфиroidными лейкократовыми разностями. Гранитоиды прорываются жилами аплитовидных гранитов, а также дайками долеритов (D₃).

Биотитовые лейкограниты розовато-серые, светло-серые слабо порфиroidные крупнозернистые массивные породы. Под микроскопом они обнаруживают монцитонитовую структуру, иногда в комбинации с микропегматитовой и мирмекитовой, состоят из кварца – 35 %, калишпата (микроклин-пертита) – 40-45 %, плагиоклаза – 20 %, биотита, часто хлоритизированного – 3-5 %, единичных зёрен мусковита, магнетита, гематита, апатита, циркона (рис. 1.3 b). Розовато-светло-серые мелко-среднезернистые порфиroidные граниты эндоконтакта, отличаются гранитовой в комбинации с микропегматитовой и мирмекитовой неравномернозернистой структурой, по составу аналогичны вышеприведённым крупнозернистым гранитам.

Вещественный состав. По особенностям петрохимического состава гранитоиды Павловского массива отвечают унимодальной гранит-лейкогранитной ассоциации нормальной щелочности с преобладанием в составе пород калия над натрием (рис. 1.7. a, b). Для пород характерны низкие содержания феррических элементов и кальция, повышенная глиноземистость и высокая железистость (рис. 1.7 c, d).

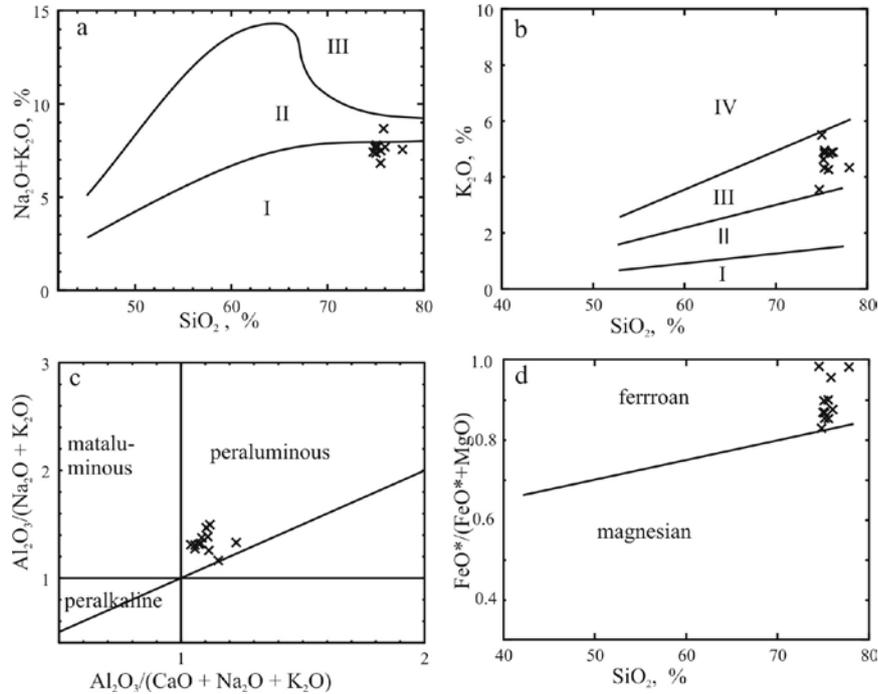


Рис. 1.7. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Павловского массива.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется повышенными содержаниями Rb, Cs, Th, U (табл. 1.2), пониженными концентрациями Sr и Ba. Суммарные содержания РЗЭ составляют 80-115 г/т, спектры их распределения имеют асимметричную форму с $(La/Yb)_N = 9-11.5$. При этом левые части спектров имеют ярко выраженный отрицательный уклон ($(La/Sm)_N = 6-8$), а правые части практически горизонтальные со слабым изгибом (рис. 1.8 а). На всех спектрах РЗЭ проявлен европиевый минимум, а на мультиэлементных диаграммах присутствуют отрицательные аномалии по Ta, Nb, Ba, Sr и Ti. Характерно также избирательное обогащение пород Zr и Hf относительно РЗЭ.

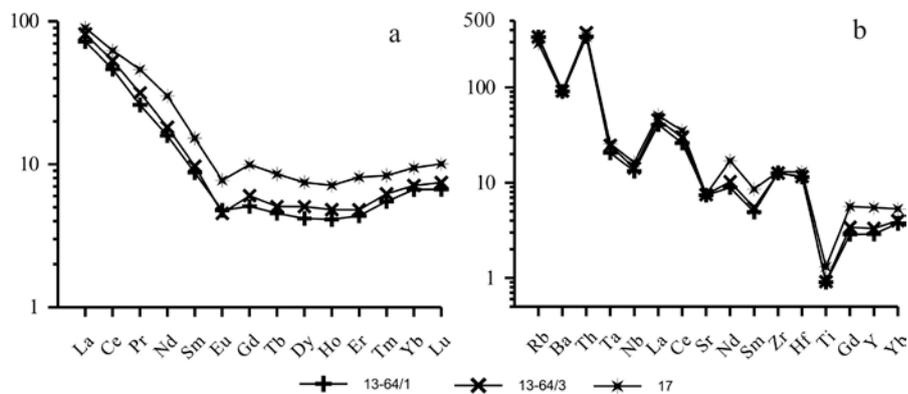


Рис. 1.8. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Павловского массива. Номера проб соответствуют табл. 1.2.

Таблица 1.2

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных пробах пород Павловского массива

№ обр./ Элемент	17	13-64/1	13-64/3
SiO ₂	75.08	75.24	75.2
TiO ₂	0.21	0.14	0.15
Al ₂ O ₃	12.8	12.76	12.71
Fe ₂ O ₃	1.96	1.36	1.7
MnO	0.04	0.03	0.04
MgO	0.26	0.21	0.23
CaO	1.36	1.16	1.24
Na ₂ O	2.99	2.74	2.82
K ₂ O	4.57	4.83	4.79
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.02
п.п.п.	0.08	0.78	0.9
Сумма	99.51	99.37	99.77
Th	21.6	21.9	24
U	2.5	2.7	2.2
Rb	159	185	187
Ba	446	464	467
Sr	135	131	133
La	27.87	22.39	25.23
Ce	50.44	37.37	42.86
Pr	5.6	3.17	3.85
Nd	18.04	9.5	10.9
Sm	2.97	1.7	1.89
Eu	0.57	0.35	0.33
Gd	2.57	1.31	1.56
Tb	0.4	0.21	0.24
Dy	2.4	1.34	1.62
Ho	0.51	0.3	0.35
Er	1.7	0.91	1.01
Tm	0.27	0.18	0.2
Yb	1.97	1.39	1.48
Lu	0.32	0.21	0.24
Zr	108	105	104
Hf	3.5	3.1	3.1
Ta	1	0.8	1
Nb	9.1	7.4	8
Y	19	10	11

Примечание: 1 – крупнозернистый гранит центральной части массива, 2-3 мелкозернистые граниты краевой части. Авторы проб – Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, П.Д. Котлер.

ЗМЕИНОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст массивов. Породы змеиногорского комплекса составляют значительную часть позднедевонских интрузивных образований в Рудном Алтае (рис. 1.1). Интрузии приурочены к обрамлению Алейского поднятия (фрагмента брахиантиклинали в каледонском фундаменте) и занимают или межформационное положение между породами фундамента (метатерригенными сланцами корбалихинской толщи, S-D₁?) и плагиогранитами алейского комплекса (D₂₋₃), или прорывают все вулканогенно-осадочные образования девона. Становление массивов происходило в гипабиссальных условиях, на что указывают мелкозернистые, порфирировидные, микропегматитовые структуры пород и зоны закалки в эндоконтактах массивов. Контакты плагиогранитов с породами рамы резкие, интрузивные.

Среди гранитоидов в составе комплекса выделены четыре фазы (от ранних к поздним): 1) габброиды и диориты; 2) меланократовые амфибол-биотитовые плагиограниты; 3) биотитовые плагиограниты; 4) биотитовые плагиолейкограниты. Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабо вытянутые тела среди гранитоидов более поздних фаз. В составе фазы обнаружены габбро, габбро-нориты, меланократовые диориты, обычно тесно ассоциирующие друг с другом. Кроме того, широко проявлены многочисленные мелкозернистые и порфирировидные разновидности гранитоидов, слагающие эндоконтактные части массивов, отдельные штоко- и дайкообразные тела как среди пород ранних фаз, так и в виде отдельных интрузий.

Возраст гранитоидов змеиногорского комплекса, определенный по цирконам из плагиогранитов трех массивов U-Pb изотопным методом с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург) соответствует позднему девону (378±6, 376±3 и 371±2 млн лет, рис. 1.9).

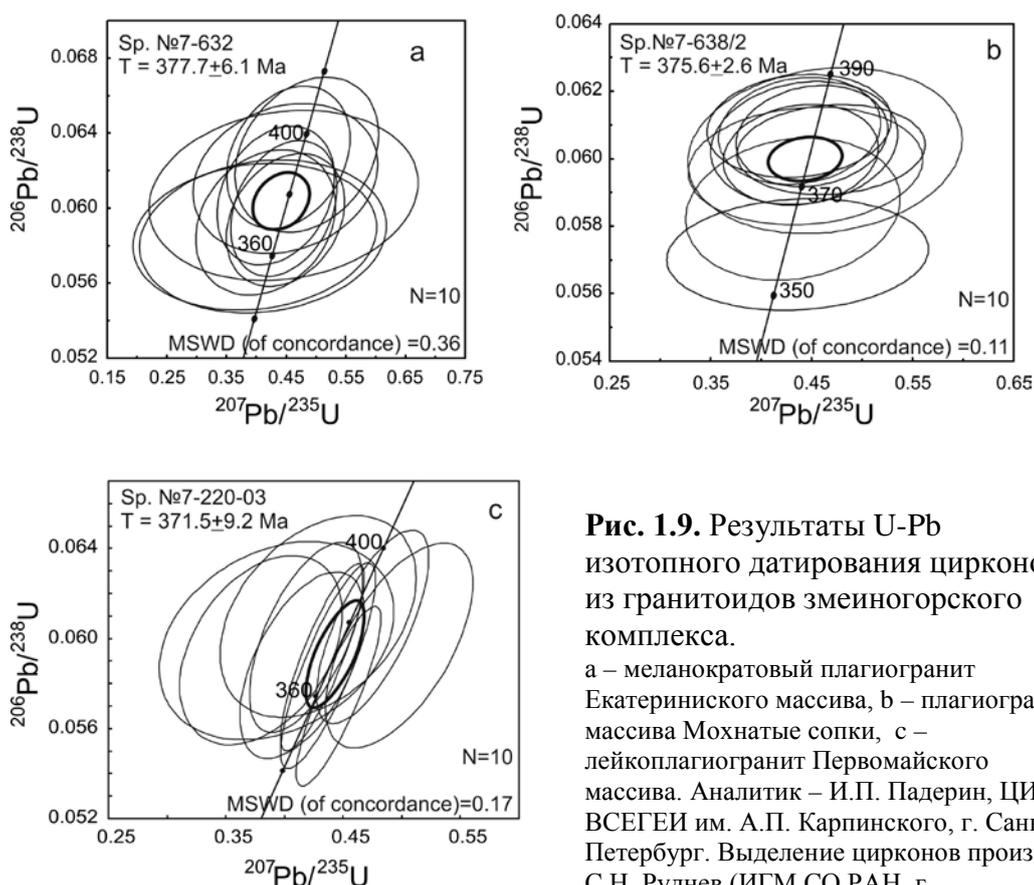


Рис. 1.9. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранитоидов змеиногорского комплекса.

а – меланократовый плагиогранит Екатерининского массива, б – плагиогранит массива Мохнатые сопки, с – лейкоплагиогранит Первомайского массива. Аналитик – И.П. Падерин, ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург. Выделение цирконов произвел С.Н. Руднев (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Петрографические особенности пород. Габброиды первой фазы – черные, зеленовато-черные или темно-серые мелко- и среднезернистые породы с габбровой или габбро-пойкилитовой структурой (рис. 1.3 с). Кварцевые габбро состоят из зонального плагиоклаза (центр зерна – лабрадор № 55, край – андезин № 33) – 45-55 %, пироксена, нацело замещённого зелёной роговой обманкой – 40 %, кварца – 5-10 %. Часто в габброидах присутствует поздний биотит.

Меланократовые амфибол-биотитовые плагиограниты – макроскопически темные породы с равномерно-среднезернистой гранитовой структурой, сложенные кварцем (30-35 %), гломеровыми скоплениями плагиоклаза (An_{12-27} , 55-60 %), железистой роговой обманкой (5-10 %) и биотитом (до 5%). В подчиненном количестве присутствует ксеноморфный пертитовый калишпат (рис. 1.3 d). Биотитовые плагиолейкограниты – светло-серые или желтоватые породы с порфирированной мелко-среднезернистой структурой, сложенные кварцем (45 %), длиннопризматическим плагиоклазом (An_{14-22} , 40 %) биотитом (до 8 %), амфиболом (до 5 %) и пертитовым калишпатом (до 5 %). В породах, обогащенных калишпатом (до 10 %), можно наблюдать микропегматитовые и гранофировые структуры (рис. 1.3 e).

Вещественный состав. По химическому составу породы змеиногорского комплекса относятся к серии нормальной щелочности (рис. 1.10 а). В габброидах, диоритах меланократовых плагиогранитах натрия повсеместно преобладает над калием ($Na_2O/K_2O = 1.2-8.4$, в отдельных пробах - до 13.2). В лейкократовых гранитоидах наблюдаются широкие вариации содержаний щелочей и колебания значений Na_2O/K_2O отношений (рис. 1.11. b).

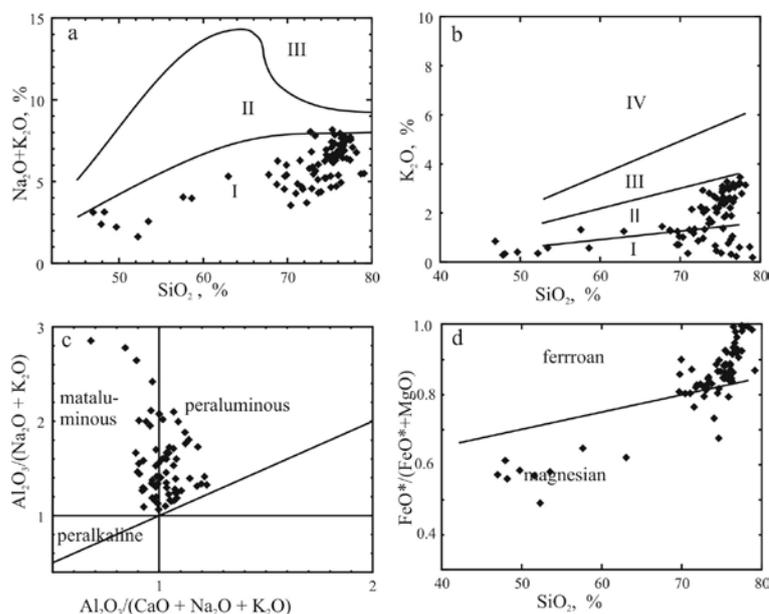


Рис. 1.10. Петрохимические диаграммы для пород змеиногорского комплекса.

Габброиды характеризуются низкой глинозёмистостью, повышенными содержаниями титана и высокой магнезиальностью (табл. 1.3). Среди гранитоидов преобладают перглинозёмистые разности с повышенной (особенно в лейкоплагиогранитах) железистостью (рис. 1.10 с, d). Редкоэлементный состав габброидов характеризуется крайне низкими содержаниями LILE (за исключением Sr), HFSE и REE (табл. 1.3). Спектры распределения РЗЭ слабо асимметричные с положительным уклоном и выраженным Eu максимумом (рис. 1.11 а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1.11. b) наблюдается положительная аномалия

по Sr.

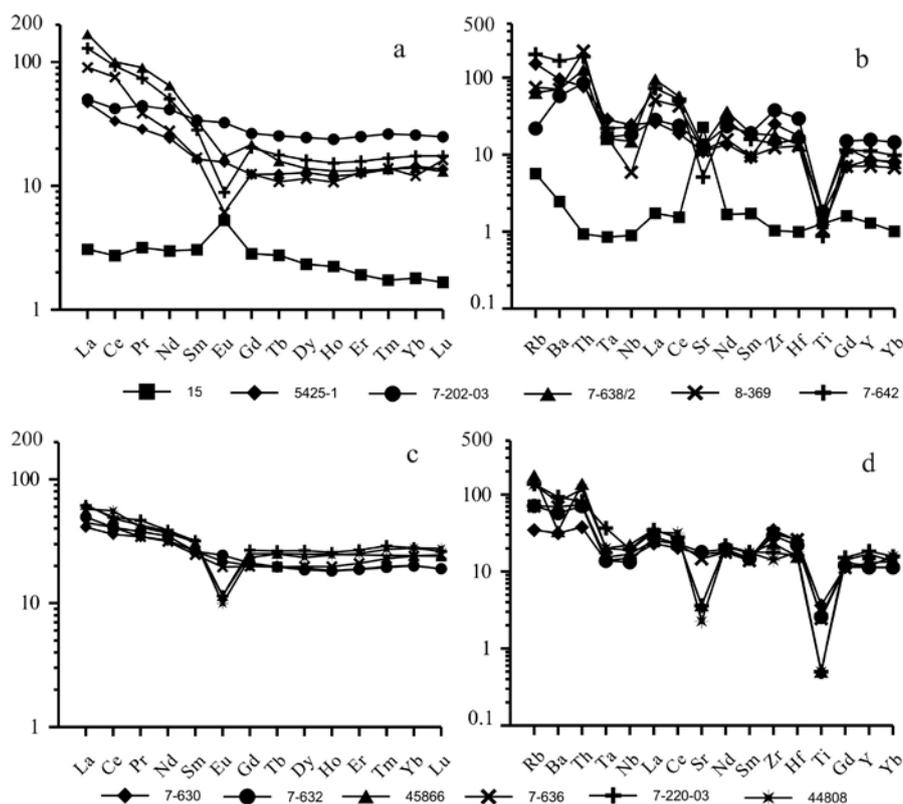


Рис. 1.11. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород змеиногорского комплекса. а-в – габбро и меланократовые плагиограниты, с-д – плагиограниты и плагиоглейкограниты. Номера проб соответствуют табл. 1.3.

Меланократовые плагиограниты характеризуются более высокими, в сравнении с габброидами, содержаниями HFSE REE (табл. 1.3.), обладают пологими спектрами распределения REE ($La/Yb_n = 1.8-3.2$) со слабым Eu минимумом в отдельных пробах (рис. 1.11 а). На мультиэлементных диаграммах присутствуют отрицательные аномалии по Ta, Nb, Ti и, иногда, по Sr, положительные - по Hf и Zr (рис. 1.11 б). Плагиограниты имеет ассиметричные спектры распределения RE ($\Sigma_{REE} = 208$ ppm, $La/Yb_n = 1.9$), слабые Eu минимумы (рис. 1.11 с), отрицательные аномалии по Sr, Ta, Nb и Ti на мультиэлементных диаграммах. Плагиоглейкограниты обладают слабо ассиметричными спектрами распределения RE ($\Sigma_{REE} = 102-127$ ppm, $La/Yb_n=1.6-2.6$, $Sr/Y = 0.9-1$) с перегибом в районе четкого выраженного Eu минимума.

Плагиогранитоиды характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (+1.8 - в меланократовых плагиогранитах и плагиогранитах, +1.1 - в плагиоглейкогранитах).

Геохимические характеристики гранитоидов ($Al_2O_3 < 15\%$, $Yb > 1$ ppm, $Sr/Y < 40$, отрицательная Eu аномалия в спектрах РЗЭ) указывают на принадлежность плагиогранитов к низкоглиноземистому типу [Arth, 1983].

Результаты петрологических исследований позволяют предполагать, что образование плагиогранитных магм змеиногорского комплекса произошло за счет переплавления магматических камер островодужных низкокальциевых известково-щелочных или толеитовых базальтов при давлениях 8 кбар ($T = 1000^\circ C$), с постепенным вовлечением в область магмогенерации метатерригенных пород фундамента Рудного Алтая при давлениях 5 кбар ($T = 800^\circ C$) [Куйбида, 2010].

Таблица 1.3

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных образцах плагиогранитов змеиногорского комплекса

Массив	Мохнатые Сопки					Екатерининский			Первомайский		
	1		2	3		1		3	1	3	
Порода	5425-1	7-202-03	7-638/2	8-369	7-642	7-630	7-632	45866	7-636	7-220-03	44808
№ обр./ Элемент											
SiO ₂	72.64	75.2	73.08	75.73	76.54	69.66	72.94	75.36	71.75	75.62	76.03
TiO ₂	0.27	0.29	0.3	0.17	0.14	0.58	0.41	0.08	0.39	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	14.13	13.26	13.6	14.06	13.1	13.98	13.9	11.96	14.4	12.76	11.82
Fe ₂ O ₃ *	3.35	3.22	3.11	0.76	1.55	5.11	3.75	2.66	3.49	1.47	2.35
MnO	0.06	0.09	0.09	0.12	0.03	0.12	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06
MgO	0.65	0.52	0.53	0.27	0.16	1.1	0.72	0.44	0.69	<0.1	0.27
CaO	2.89	2.35	2.89	3.16	1.29	4.62	3.7	0.62	4.06	0.89	0.65
Na ₂ O	3.52	4.23	3.95	4.07	3.81	3.78	3.56	5.93	3.46	5.64	5.68
K ₂ O	2.18	0.32	1.6	1.25	3.42	0.66	0.92	3.04	1.12	3.31	3.01
P ₂ O ₅	<0.01	0.05	0.07	0.1	0.03	0.12	0.08	0.03	0.07	<0.03	0.01
П.п.п.	0.79	0.46	0.72	0.29	0.32	0.31	0.56	0.12	0.85	0.34	0.3
Сумма	100.33	100.04	100.01	99.69	100.43	100.1	100.45	100.17	100.25	100.24	99.96
Th	4.9	5.4	8.1	14.1	12	2.4	4.5	8.8	4.7	5.2	7.5
U	1.14	1.6	1.54	2.23	3.03	0.7	1.3	1.6	1.4	1.4	0.8
Rb	83	12	35	41	110	19	39	97	39	75	74
Ba	485	295	359	359	844	160	292	170	352	473	410
Sr	195	233	224	201	91	295	318	65	260	64	40
La	14.5	15.5	52	28	40	12.7	15.4	19.3	13.9	19	17.8
Ce	27	34	81	61	75	29	33	39	33	40	45
Pr	3.5	5.4	11	4.7	9	4.2	4.6	–	4.2	5.7	5
Nd	14.5	24.8	38.7	16.7	30.2	19.3	20.9	22.7	18.9	23.2	22
Sm	3.2	6.6	6.5	3.3	5.5	5.1	5.1	6	4.8	6.2	6.1
Eu	1.14	2.38	1.26	0.45	0.65	1.6	1.79	0.84	1.44	0.84	0.73
Gd	3.2	6.86	5.6	3.23	5.26	5.21	5.46	6.47	5.13	6.94	6.04
Tb	0.59	1.2	0.75	0.51	0.84	0.94	0.93	1.19	0.93	1.25	1.18
Dy	4.13	7.9	4.44	3.68	5.2	6.22	5.98	–	6.38	8.55	7.51
Ho	0.86	1.71	0.95	0.77	1.1	1.32	1.31	–	1.42	1.84	1.76
Er	2.63	5.24	2.79	2.71	3.31	3.96	3.93	–	4.4	5.64	5.27
Tm	0.44	0.85	0.44	0.45	0.54	0.64	0.63	–	0.74	0.94	0.88
Yb	3.01	5.37	2.92	2.51	3.64	4.21	4.18	5.03	5.02	5.83	5.84
Lu	0.44	0.8	0.42	0.52	0.56	0.61	0.61	0.77	0.79	0.84	0.89
Zr	207	312	148	102	115	287	243	193	257	146	116
Hf	4.7	7.9	3.6	3.5	4.3	6.8	5.9	4.2	7	4.3	4.8
Ta	1.14	0.67	0.64	0.67	0.88	0.55	0.55	0.8	0.61	1.46	0.8
Nb	13.6	10.2	8.3	3.3	12.7	8.4	7.4	12.4	9.4	10.9	10.6
Y	29	52.8	29	24.04	37.91	38.8	38.2	57	44	62.3	39.9

Примечание: 1 - меланократовые плагиограниты; 2 - плагиограниты; 3 - плагиолейкограниты. Прочерк – содержание элемента не определялось. Авторы проб: О.В. Мурзин, Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида.

УСТЬ-БЕЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст гранитоидов. Усть-беловский комплекс в Рудном Алтае пользуется крайне ограниченным распространением и представлен единственным Междуреченским массивом, расположенным к юго-западу от г. Змеиногорска. Интрузивное тело веретенообразной формы вытянуто в северо-западном направлении на 23 км, имеет ширину до 4.5 км и достигает вертикальной мощности до 6 км. Гранитоиды комплекса формировались в мезоабиссальной обстановке, на что указывает отсутствие зон закалки в эндоконтактах.

Основной объем массива сложен кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В качестве ранней фазы, по данным геофизических исследований и бурения, диагностированы габброиды и габбро-долериты, слагающие несколько небольших (до 1.5 км²) тел среди гранитоидов. Породы массива прорваны серией даек долеритов, гранодиорит- и гранит-порфиров.

Позднедевонский возраст гранитоидов Междуреченского массива определяется прорыванием и ороговикованием его породами вулканогенно-осадочных образований франа. Геологическая позиция подтверждается данными U-Pb изотопного датирования цирконов из диоритов главной фазы. Оценка возраста по единичным зернам, полученная с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург), составила 372±3 млн лет (рис. 1.12). Полученная датировка хорошо согласуется с оценками возраста гранитоидов усть-беловского комплекса на сопредельных территориях Горного Алтая [Шокльский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Vladimirov et al., 2001].

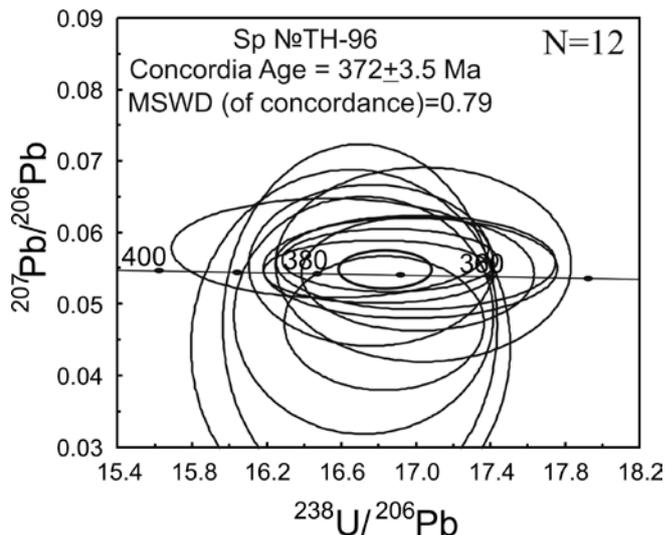


Рис. 1.12. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из кварцевого диорита Междуреченского массива (проба № 96).

Петрографические особенности пород. Гранодиориты главной фазы – светло-серые среднезернистые равномернозернистые породы, состоящие из слабо зонального плагиоклаза (андезин, 45-55 %), кварца (10-15 %), калишпата (10-15 %), зелёной роговой обманки (15 %), биотита (3-5 %) и единичных зёрен авгита. Кварцевые диориты отличаются более мелкозернистым сложением, более низким содержанием кварца и большим количеством пироксена среди темноцветов. Они сложены плагиоклазом (60 %), пироксеном-диаллагом (10 %), частично замещённым амфиболом, биотитом (25-30 %), кварцем (5-10 %) (рис. 1.3 f). Текстуры пород массивные, иногда шлировые, обусловленные наличием большого количества округлых меланократовых мелкозернистых включений диоритового состава. Структуры – гипидиоморфнозернистые, реже – призматически-зернистые (рис. 1.3. f). В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен, циркон, лейкоксен, рутил,

магнетит.

Вещественный состав. По химическому составу породы усть-беловского комплекса соответствуют серии нормальной щелочности с К-На специализацией щелочей (рис. 1.13 а, б). Габброды первой фазы (по данным [Государственная..., 2001]) имеют повышенные содержания титана и кальция, отличаются умеренными глиноземистостью и железистостью. Для кварцевых диоритов и гранодиоритов типичны слабо повышенные содержания титана и фосфора, недосыщенность глиноземом, повышенные содержания фемических элементов и кальция (табл. 1.4), умеренная железистость (рис. 1.13 d).

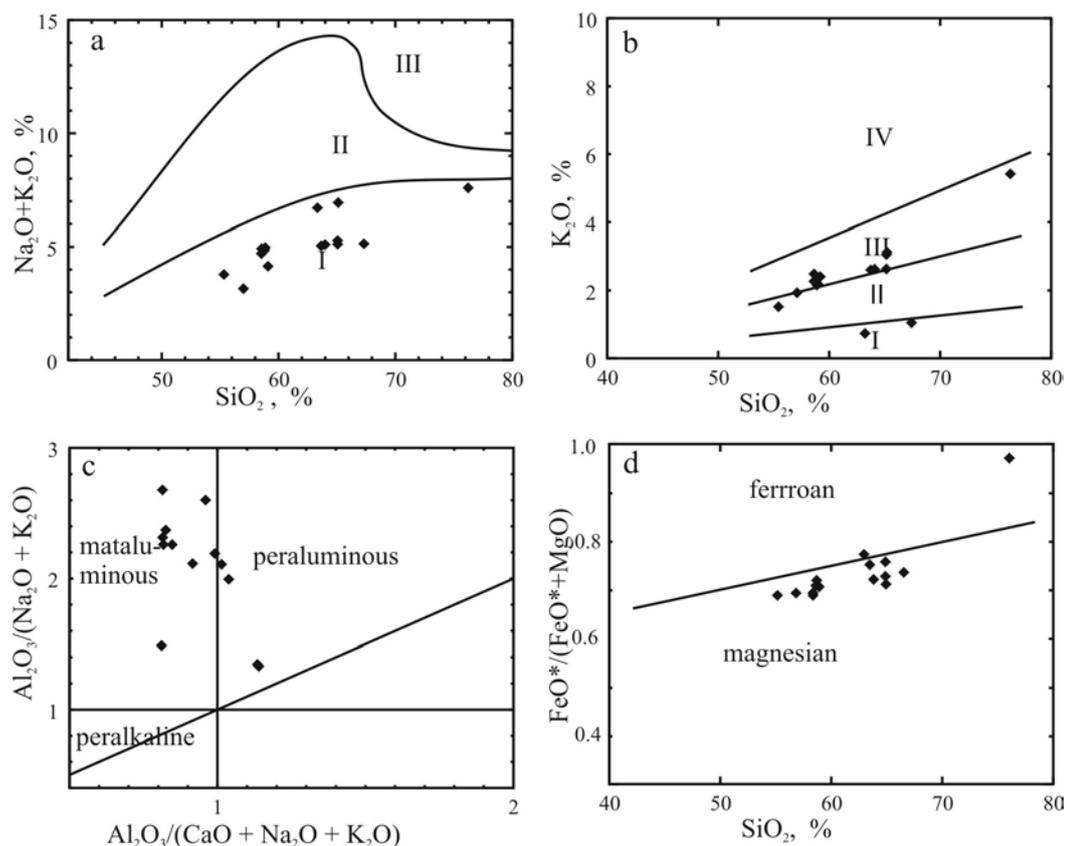


Рис. 1.13. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Междуреченского массива.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется умеренными содержаниями LILE и HFSE (табл. 1.4), типичными для известково-щелочных гранитоидов. Суммарные концентрации РЗЭ составляют 92-140 г/т, спектры их распределения слабо асимметричны ($\text{La}/\text{Yb}_n = 4.4-4.6$) с незначительным европиевым минимумом или без него (рис. 1.14. а). На мультиэлементных спектрах для пород характерны отрицательные аномалиями по Sr, Ta и Nb, незначительные – по Sr и Ti, положительные - по Zr и Hf (рис. 1.14 б).

Таблица 1.4

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных образцах пород Междуреченского массива

№ обр./ Элемент	11/2	12/1	12/2
SiO ₂	58.56	58.9	55.36
TiO ₂	0.82	0.91	0.94
Al ₂ O ₃	15.45	15.79	16.25
Fe ₂ O ₃ *	8.24	8.25	9.81
MnO	0.14	0.14	0.16
MgO	3.28	2.9	4
CaO	6.72	6.42	8.13
Na ₂ O	2.46	2.79	2.28
K ₂ O	2.27	2.19	1.52
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.2
п.п.п.	1.1	0.86	1.37
Сумма	99.28	99.49	100.12
Th	6.7	5.7	4.5
U	1.6	1.6	1.6
Rb	72	69	40
Ba	306	395	234
Sr	274	345	347
La	18.8	23	15.9
Ce	41	54	35
Pr	5	6.7	4.1
Nd	19.4	26	17.2
Sm	4.8	6.7	4.2
Eu	1.05	1.45	1.12
Gd	4.4	5.9	3.7
Tb	0.78	0.97	0.65
Dy	4.8	5.9	4.1
Ho	1.02	1.27	0.81
Er	2.8	3.4	2.3
Tm	0.43	0.53	0.36
Yb	2.9	3.6	2.3
Lu	0.43	0.54	0.35
Zr	139	269	134
Hf	3.9	6.8	3.4
Ta	0.6	0.54	0.4
Nb	8.6	9.8	6.4
Y	29.2	36.2	23.5

Примечание: Авторы проб: Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида.

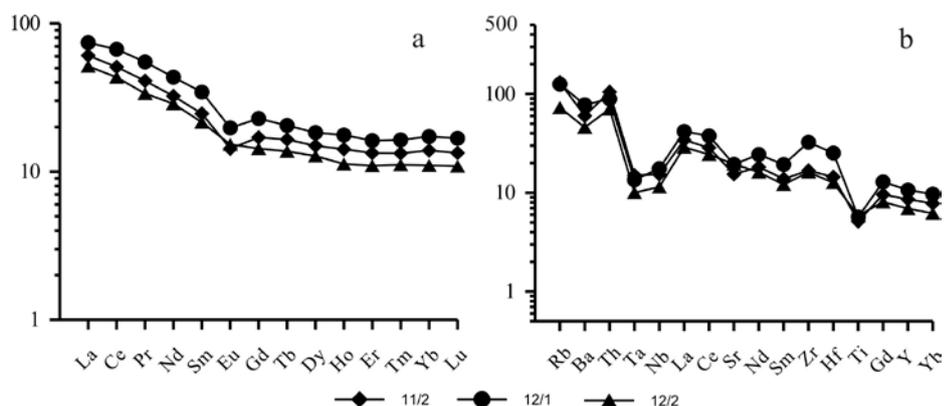


Рис. 1.14. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Междуреченского массива. Номера проб соответствуют табл. 1.4.

УСТЬЯНСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст. Гранитоиды устьянского комплекса слагают единственный одноименный массив, расположенный в долине р. Алей, к западу от с. Гилево. Массив имеет овальную форму, слабо вытянут в субширотном направлении и на глубине реконструируется как мощное двухкорневое воронкообразное интрузивное тело, погружающееся в южном направлении [Государственная..., 2001]. Интрузия была образована в гип-мезоабиссальной обстановке, на что указывают многочисленные миароловые пустоты, микропегматитовые структуры и широкие зоны мелкозернистых пород в эндоконтактах с вмещающими роговиками корбалихинской толщи (S-D₁?).

В составе комплекса выделяются две фазы внедрения. Первая - главная интрузивная фаза - представлена лейкократовыми равномернозернистыми, иногда слабо порфиroidными средне- и крупнозернистыми гранитами. В эндоконтактовой зоне, шириной 600-800 м, граниты главной фазы фациально сменяются мелко-среднезернистыми разностями. Среди пород главной фазы локализуются несколько дугообразных тел, сложенных мелкозернистыми порфиroidными гранитами второй фазы. Жильные породы образуют дайки мощностью 0.5-3 м, реже - до 5 м, протяжённостью 500-600 м, реже - до 1 км, залегающие в системе поперечных трещин, иногда мелкие штокообразные тела. Сложены они аплитовидными гранитами и аплитами. Изредка встречаются пегматитовые жилы, мощностью до 2 м, и протяжённостью до 50 м [Государственная..., 2001].

Позднедевонский возраст гранитоидов устьянского комплекса определен по цирконам «классическим» U-Pb изотопным методом и составляет: 372±6 млн лет (рис. 1.15). Полученная датировка в рамках ошибки перекрывается с возрастом гранитоидов змеиногорского комплекса. Однако в гранитоидах Устьянского массива неоднократно наблюдались ксенолиты плагиогранитов, идентичных породам III фазы змеиногорского комплекса.

Петрографические особенности пород. Первая - главная фаза - представлена лейкократовыми равномерно-среднезернистыми гранитами характерного розового и красного оттенков. Породы обладают гранитовой, микропегматитовой структурами (рис. 1.3. g) и состоят из кварца (30-35 %), калишпата (35-40 %), олигоклаза (25-32 %), биотита (1-5 %) ± флюорита, магнетита, апатита, циркона. Граниты второй фазы - порфиroidные мелкозернистые породы розового, буровато-красного цвета с гранитной структурой (рис. 1.3. h). Они сложены плагиоклазом (30 %), калишпатом (40 %), кварцем (30 %), биотитом (1 %). Акцессорные минералы - флюорит, гематит, циркон, апатит.

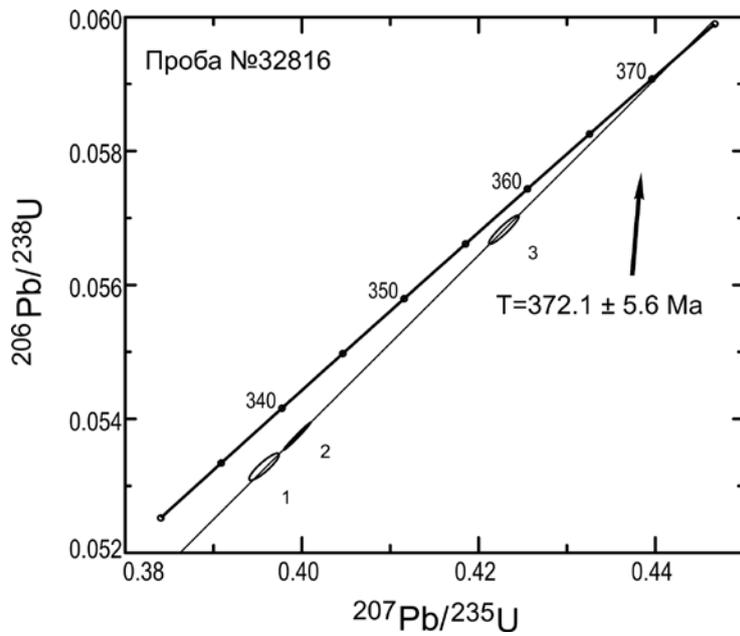


Рис. 1.15. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранитоидов Устьянского массива.

Вещественный состав. По химическому составу породы устьянского комплекса принадлежат к калий-натриевой гранит-лейкогранитной серии нормальной или слабо повышенной щелочности ($\text{SiO}_2 = 72\text{-}77.8$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.6\text{-}1.9$) (рис. 1.16 а, б).

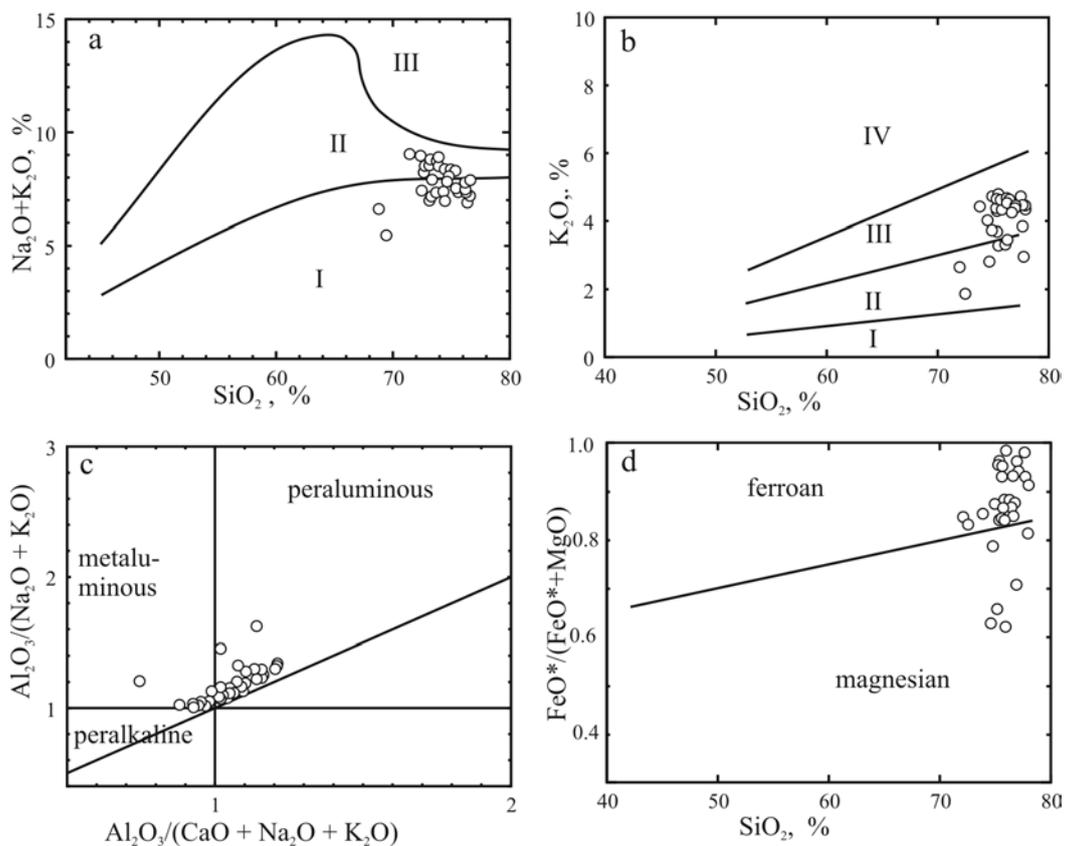


Рис. 1.16. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Устьянского массива.

Таблица 1.5

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т)
в представительных образцах гранитоидов устьянского комплекса

Порода	1	2	3			
№ обр./ Элемент	32836	31802	31801	9/1	9/2	9/3
SiO ₂	75.83	75.49	76.39	77.57	77.17	77.97
TiO ₂	0.21	0.15	0.2	0.07	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	12.2	12.32	12.73	12.06	12.26	11.56
Fe ₂ O ₃ *	2.8	2.14	2.3	1.20	1.28	1.17
MnO	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02
MgO	0.38	0.41	0.35	0.07	0.07	0.07
CaO	0.82	0.67	0.56	0.31	0.13	0.11
Na ₂ O	2.96	4.33	3.53	3.57	3.63	3.25
K ₂ O	4.33	4.27	3.39	4.49	4.72	4.6
P ₂ O ₅	0.4	0.36	0.36	0.01	0.01	0.02
п.п.п.	0.05	0.01	0.01	0.46	0.20	0.44
Сумма	100.03	100.2	99.85	99.93	99.64	99.35
Th	8.23	12.4	7.31	15.7	18.5	18.8
U	1.63	2.28	1.28	2	2.5	1
Rb	101	127	76.8	137	136	124
Ba	421	274	496	163	194	343
Sr	54.8	41.2	71.4	18	19	19
La	24.5	14.2	26.8	31	26	23
Ce	57.8	40.4	49.9	63	67	51
Pr	6.7	4.55	7.5	8.7	7.6	7
Nd	27.3	19.6	31.2	35	28	26
Sm	6.31	5.47	7.56	10	7.9	6.8
Eu	0.71	0.68	1.48	0.35	0.33	0.33
Gd	6.44	5.94	7.65	8.8	7.5	6.3
Tb	1.17	1.16	1.29	1.61	1.35	1.21
Dy	7.02	7.28	7.27	9.4	8.7	7.9
Ho	1.54	1.63	1.55	1.82	1.81	1.75
Er	4.56	5.02	4.57	5.2	5.1	5.1
Tm	0.76	0.88	0.69	0.84	0.87	0.87
Yb	4.58	5.46	4.34	5.7	5.9	6
Lu	0.67	0.88	0.69	0.89	0.89	0.92
Zr	87.8	97.7	60.3	166	156	96
Hf	3.21	4.3	3	6.8	7.1	5
Ta	1.15	1.56	1.11	1.84	2.2	1.96
Nb	16.9	17.2	16.1	24	25	21
Y	41.7	43.3	38.2	51.4	48.6	49.9

Примечание: 1 - крупнозернистые биотитовые лейкограниты первой фазы, 2 - среднезернистые биотитовые лейкограниты второй фазы, 3 - мелкозернистые биотитовые лейкограниты даек и мелких тел. Авторы проб: О.В. Мурзин, Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида.

Для гранитоидов типичны пересыщенность глиноземом и высокая железистость (рис. 1.17. с, d). Вместе с тем, среди наименее кремнекислых разновидностей спорадически встречаются метаглиноземистые магнезиальные породы с повышенными $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношениями. Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется слабо повышенными концентрациями U, Th, Nb и Ta, умеренными содержаниями LILE (за исключением Sr), Zr и Hf. Другой характерной особенностью гранитоидов являются повышенные концентрации HREE и Y (табл. 1.5). Граниты обладают слабо асимметричными спектрами распределения REE ($\Sigma_{\text{REE}} = 107.85\text{-}182.66$ ppm, $\text{La}/\text{Yb}_n = 3\text{-}5$) с перегибом в районе четкого выраженного Eu минимума (рис. 1.17 a). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1.18 b) фиксируются глубокие минимумы по Sr и Ti, положительная аномалия по Th. Избирательное обеднение Nb и Ta, характерное для большинства гранитоидов Рудного Алтая, в породах устьянского комплекса проявлено слабо (рис. 1.17 b).

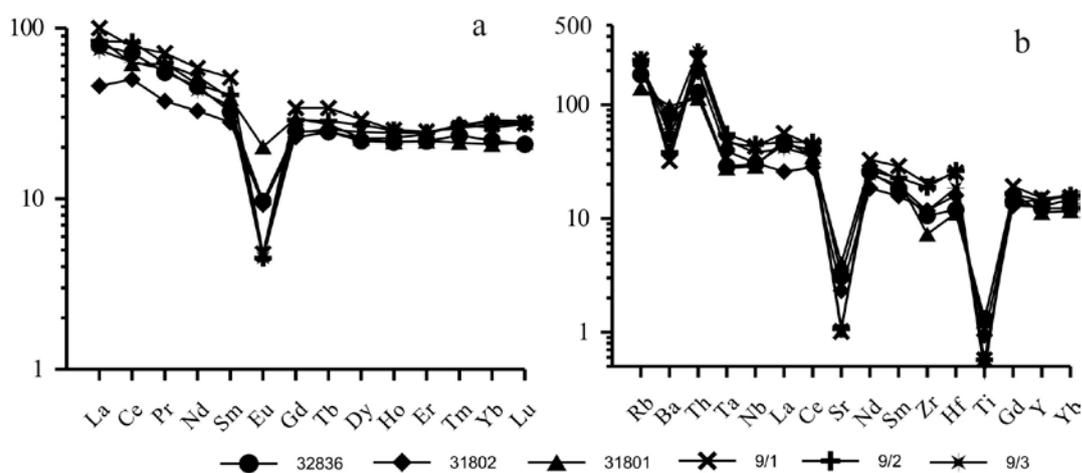


Рис. 1.17. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Устьянского массива. Номера проб соответствуют табл. 1.5.

ГИЛЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст массивов. Плагиигранитные интрузивы гилевского комплекса расположены в центральной части Рудного Алтая и приурочены к центральной части Алейского поднятия (фрагменту брахиантиклинали в каледонском фундаменте) (рис. 1.1.). На современном уровне эрозионного среза они проявлены в виде отдельных небольших обнажений на северном берегу Гилёвского водохранилища к западу от г. Змеиногорска, в бассейнах ручьев Моховушка, Березовка, Дальняя и Ближняя Щелчиха. По геофизическим данным и результатам геокартирования, они представляют собой выходы единого крупного интрузива, который протягивается более чем на 100 км с юго-востока на северо-запад, при ширине 10-30 км.

Коренные обнажения интрузивных пород Гилевского массива имеют крайне малую площадь выхода на поверхность, обычно в бортах мелких ручьев, вскрывших их из-под четвертичных отложений. Регионально эти интрузивы приурочены к локальным зонам тектонических деформаций, проявленных в пределах Алейского поднятия: Центральной зоне деформаций, имеющей северо-западную ориентировку, и оперяющей ее Субмеридиональной зоне деформаций. В пределах последней тектоническому преобразованию подвержены интрузивные породы с возрастным диапазоном от девона до раннего карбона, включая меланократовые плагииграниты

змеиногорского комплекса (D_3) и дайки долеритов (D_3-C_1). Зона деформаций «запечатана» гранитами волчихинского комплекса (C_2).

В Центральной сдвиговой зоне локализованы катаклазированные диориты, тоналиты и гнейсовидные амфиболовые плагиограниты. Для всех интрузивных фаз характерны общие ориентировки внедрения, контактов и внутренних деформаций пород, совпадающих с таковыми во вмещающих зеленых сланцах корбалихинской толщи ($\sim 310^\circ$).

В Субмеридиональной зоне деформаций локализованы гнейсовидные биотитовые плагиограниты. Гнейсовидность плагиогранитов ориентирована в субмеридиональном направлении под углом $\sim 345-350^\circ$ и имеет угол падения $\sim 50-60^\circ$. Плагиограниты прорваны серией даек, имеющих разное простирание и различные соотношения с тектоническими деформациями. Среди даек выделено четыре главные генерации, которые также прорывают друг друга.

I генерация даек сложена синкинематическими мелко-среднезернистыми порфировидными биотитовыми плагиогранитами (мощность - 3 см, азимут простирания $-160-165^\circ$). Ориентировка гнейсовидности пород совпадает с таковой во вмещающих плагиогранитах (350° , угол падения - $65-70^\circ$).

II генерация даек сложена породами макроскопически близкими к первым (мощность - 10-50 см, азимут простирания - 245°). Ориентировка гнейсовидности пород идентична описанной для первой фазы даек. Эти дайки подверглись левостороннему сдвигу с амплитудой 10 см. Главным основанием для выделения этой фазы послужил химический состав пород.

III генерация даек представлена мелкозернистыми порфировидными плагиогранитами (мощность - 25-40 см, азимут простирания варьирует от 315° до 350° и, в общем, совпадает с простиранием сдвиговой зоны). По характеру деформаций присутствует левый сдвиг (S-образная структура).

IV генерация даек представлена мелко-среднезернистыми порфировидными биотитовыми плагиогранитами (мощность - 5 см, азимут простирания - $355^\circ-0^\circ$). В коренных обнажениях породы этой фазы выглядят наиболее массивными и наименее гнейсовидными. Простирание гнейсовидности - 280° . Для этой фазы даек предполагается посткинематическое внедрение.

В западной части массива кварцевые диориты гилевского комплекса прорывают меланократовые плагиограниты змеиногорского комплекса (D_3). В эндоконтактной зоне кварцевых диоритов наблюдается уменьшение зернистости минералов, непосредственно в зоне контакта зафиксированы мелкие апофизы и прожилки кварцевых диоритов внутри вмещающих плагиогранитов [Куйбида и др., 2013]. В северной части интрузива кварцевые диориты, тоналиты и амфиболовые плагиограниты прорывают метаморфические сланцы корбалихинской толщи (S- D_1). Контакты пород гилевского комплекса с гранит-лейкогранитами Павловского массива имеют тектонический характер: в зоне контакта все разновидности гранитоидов интенсивно разгнейсованы и катаклазированы.

Возраст плагиогранитов гилевского комплекса определен по цирконам U-Pb «классическим» изотопным методом в ГЕОХИ РАН (г. Москва), методом SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург) и Ar-Ar методом по амфиболам и биотитам (АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Все полученные датировки укладываются в узкий возрастной интервал 318-322 млн лет (рис. 1.18).

Петрографические особенности пород. Приуроченность интрузивов гилевского комплекса к локальным зонам тектонических деформаций и синкинематический характер внедрения магм определили внешний облик и структурно-текстурные особенности пород. Гранитоиды повсеместно превращены в бластомилониты и гнейсы (рис. 1.3 i-k).

Диориты и тоналиты – катаклазированные породы со среднезернистой

бластоцементной структурой, сложены порфиробластами плагиоклаза (35 %) и кварца (10 %), закрученными в мелкозернистой основной массе аналогичного состава. Темноцветные минералы – биотит (до 5 %) и зеленый амфибол (15 %). Гнейсовидные амфиболовые и биотитовые плагиограниты – макроскопически сходные породы, с варьирующим количеством биотита (5-10 %) и амфибола (1-5 %), в связи с чем их петрографическое разделение носит условный характер. В минеральном составе преобладают короткопризматический зональный плагиоклаз (55-60 %) и ксеноморфный кварц (25-30 %).

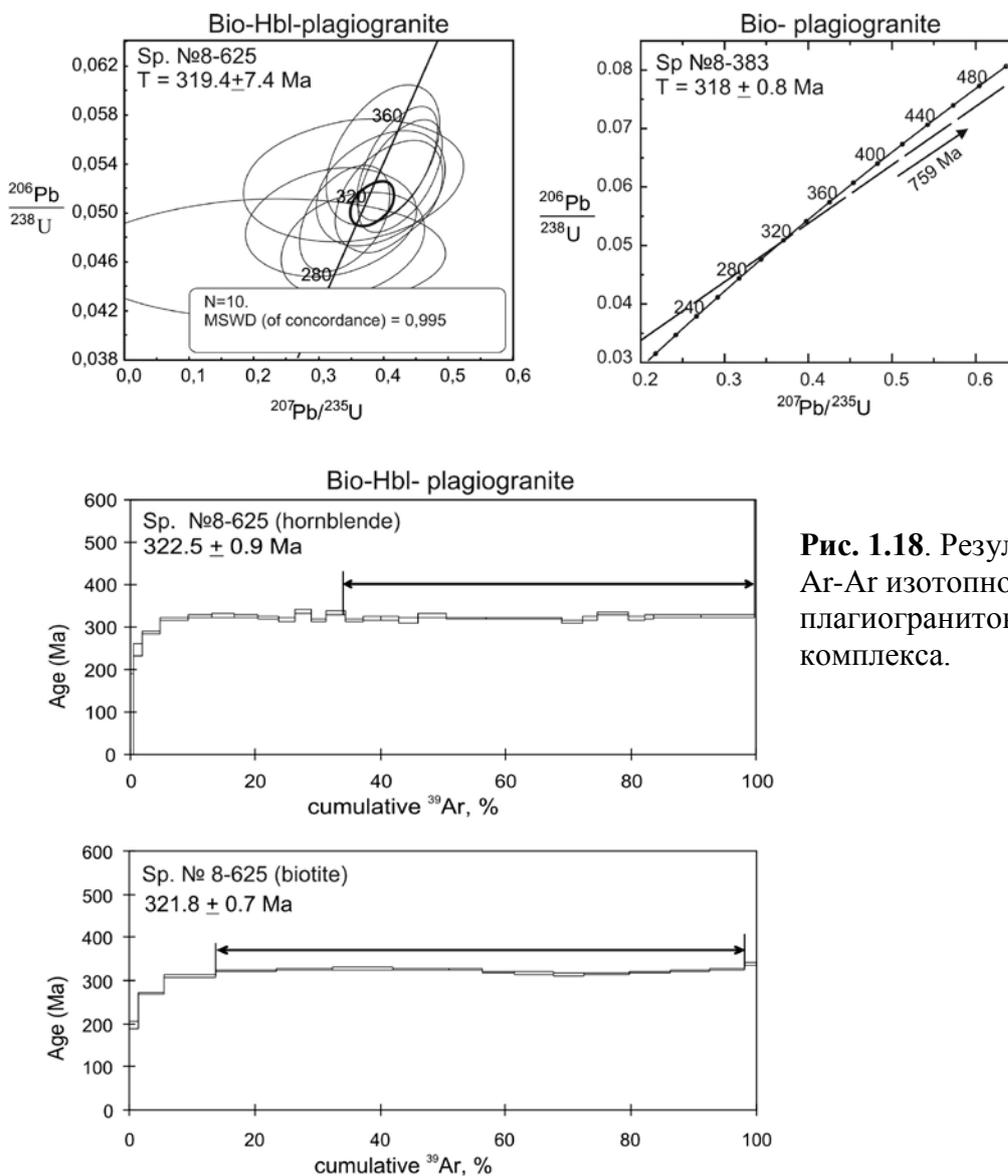


Рис. 1.18. Результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования плагиогранитов гилевского комплекса.

Химический состав пород. По петрохимическому составу гранитоиды гилевского комплекса относятся к породам нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием (рис. 1.19 a, b).

Для гранитоидов диоритов, тоналитов и меланократовых плагиогранитов характерны пересыщенность глиноземом по отношению к щелочам и кальцию, умеренные концентрации фемических элементов и низкая железистость (рис. 1.19 c, d). Породы постгранитных аплитовых даек гетерогенны по петрохимическому

составу: часть их сходна с вмещающими гранитоидами, другие характеризуются высокой железистостью и недосыщенностью глиноземом (табл. 1.6, рис. 1.19 с, d).

Редкоэлементный состав диоритов и тоналитов гилевского комплекса (табл. 1.6) типичен для известково-щелочных пород. Они характеризуются умеренными содержаниями Rb и Ba, слабо повышенными концентрациями Sr, Zr и Hf. Содержания РЗЭ составляют 44-91 г/т, спектры их распределения слабо асимметричные с $(La/Yb)_N = 4.1-4.7$, в спектрах тоналитов отмечается положительная европиевая аномалия (рис. 1.20 а). На мультиэлементных диаграммах (рис.1.20 б) присутствуют минимумы по Ta, Nb и Ti, максимумы – по Zr и Hf.

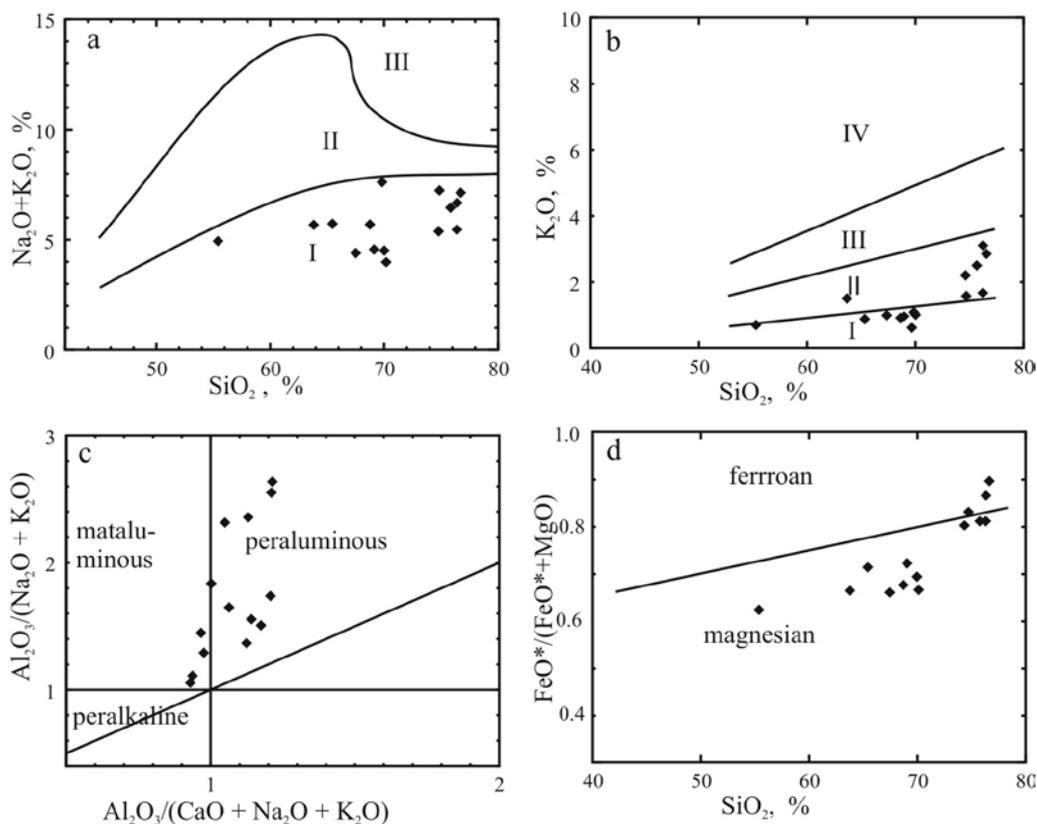


Рис. 1.19. Петрохимические диаграммы для пород гилевского комплекса.

Плагииграниты, в сравнении с кварцевыми диоритами, слабо обеднены Ba, Th и U, имеют более низкие концентрации HREE и Y. Максимальное обеднение HREE и Y характерно для биотитовых плагиигранитов, имеющих сильно фракционированные спектры РЗЭ с европиевым максимумом ($La/Yb_n = 21.5$, $Eu/Eu^* = 1.05-1.63$) и высокие (< 100) Sr/Y отношения (рис. 1.20. с, d).

Уровни содержания SiO_2 (< 70 мас. %), Al_2O_3 (> 15 мас. %), высокие отношения Sr/Y (18-48 до 104), дефицит HREE ($Yb = 0.42-1.59$ г/т для тоналитов и плагиигранитов), повышенная магнизиальность ($\#Mg = 16-46$) позволяют сравнивать породы гилевского комплекса с членами высокоглиноземистых (континентальных по [Arth, 1983]) ТТГ– серий. В то же время, геохимические характеристики пород дайковой серии обнаруживают широкие вариации. Плагииграниты даек II и IV генераций по вещественному составу близки к породам главных фаз. Плагииграниты даек I и III генераций по редкоэлементным характеристикам соответствуют породам низкоглиноземистого типа (рис. 1.20 е, f).

Данные петрологических исследований и результаты геохимического моделирования [Куйбида и др., 2013] показали, что образование тоналит-

плагиигранитных магм гилевского комплекса произошло за счет частичного плавления metabазальтов в диапазоне P-T-условий: 15-16 кбар, 1000 °C. Геохимические характеристики магмогенерирующих субстратов были близки к N-MORB. Крайне деплетированный характер источников плагиигранитных магм подтверждается изотопным составом неодама в плагиигранитах: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.09186$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512795$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +3.1$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.4$.

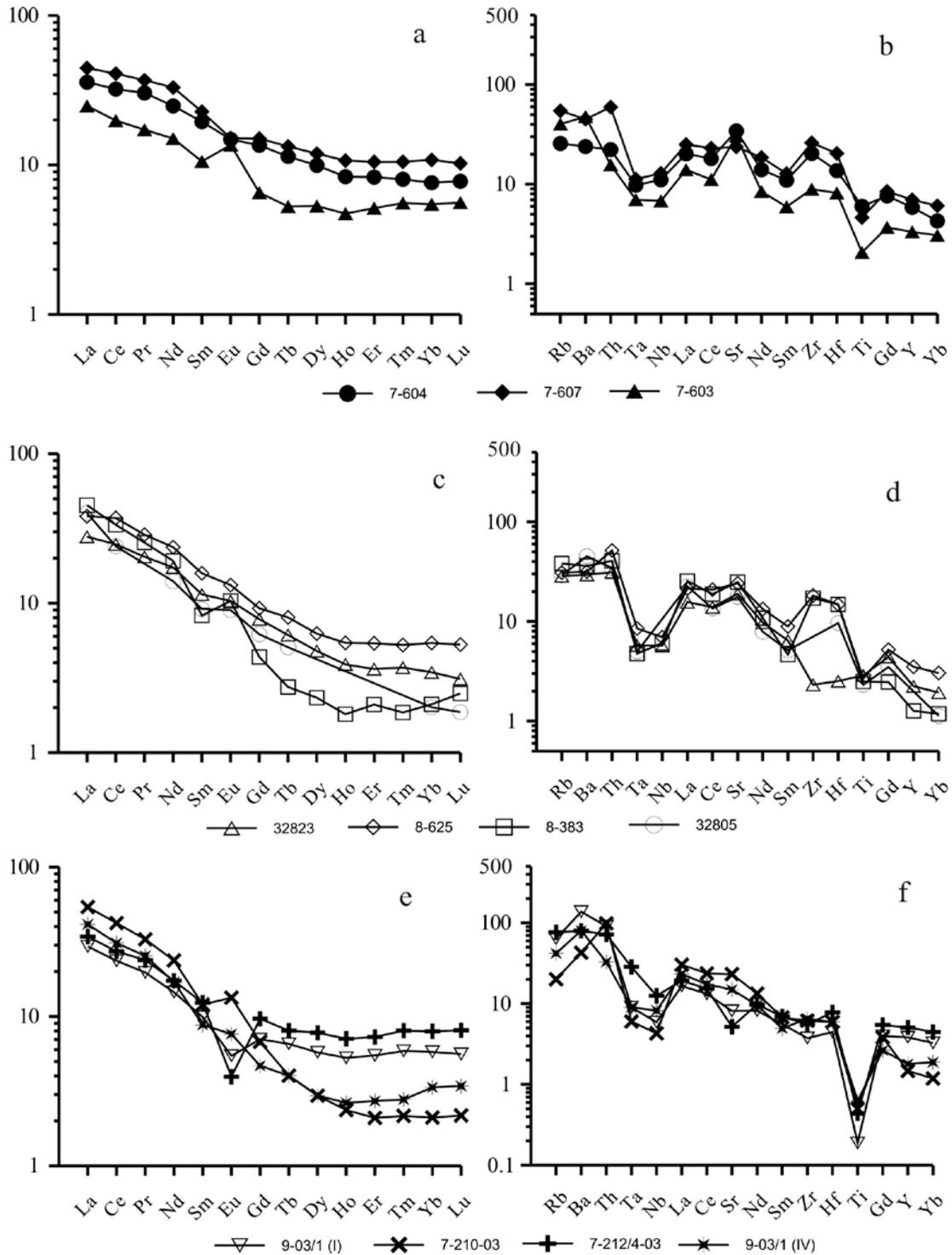


Рис. 1.20. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород змеиногорского комплекса. а-б – диориты и тоналиты, с-д – плагииграниты и плагилейкограниты, е-ф – постгранитные дайки. Номера проб соответствуют табл. 1.6.

Таблица 1.6

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных образцах гилевского комплекса

Место отбора пробы	Рч. Щелчиха					Рч. Моховушка					
	1		2	3		4		5	6	7	8
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр./Элемент	7-604	7-607	7-603	32823	8-625	8-383	32805	9-03.1 (I)	7-210-03	7-212/4-03	9-03.1 (IV)
SiO ₂	55.29	63.69	65.34	67.38	68.63	69.88	70.04	74.28	69.69	74.65	74.72
TiO ₂	0.96	0.74	0.33	0.46	0.43	0.4	0.37	-	0.08	0.07	0.1
Al ₂ O ₃	17.97	15.89	16.67	16.96	16.18	15.97	15.73	13.96	17.54	13.53	14.15
Fe ₂ O ₃	7.4	5.47	3.92	4.2	3.2	3.17	4	0.91	0.99	1.2	1.18
MnO	0.13	0.09	0.1	0.06	0.06	0.11	0.05	<0.03	0.03	0.03	<0.03
MgO	4.13	2.56	1.46	2	1.42	1.3	1.86	0.21	< 0.05	0.23	0.44
CaO	7.38	5.21	5.14	4.02	3.99	4.01	3.82	1.21	3.25	0.89	1.89
Na ₂ O	4.23	4.17	4.84	3.4	4.78	3.42	2.97	5.29	6.99	5.65	5.66
K ₂ O	0.7	1.5	0.88	0.99	0.91	1.08	1.01	3.64	0.62	3.32	1.57
P ₂ O ₅	0.2	0.15	0.11	0.15	0.12	0.17	0.11	<0.03	0.03	0.03	<0.03
п.п.п.	1.53	0.5	1.17	0.28	0.01	0.05	0.16	0.3	0.27	0.34	0.32
Сумма	100.01	100.04	100.05	99.92	99.75	99.56	100.14	99.94	99.98	99.98	100.09
Th	1.42	3.8	1	2	3.3	2.6	2.2	5.8	6.3	4.6	2.1
U	0.56	1.1	0.4	0.16	0.5	0.3	0.4	0.8	0.5	1	0.5
Rb	14.1	30	22	15.7	17	21	16	35	11	42	23
Ba	122	229	244	150	161	184	230	700	218	406	408
Sr	610	422	542	337	429	442	314	144	413	92	265
La	11.1	13.8	7.7	8.63	11.8	14	12.4	9.1	16.7	10.6	12.8
Ce	26	33	16	20	30	27	19.4	19	34	22	25
Pr	3.7	4.5	2.1	2.49	3.5	3.1	-	2.4	4	2.9	3.1
Nd	14.9	19.8	9	10.4	14.2	11.5	8.4	8.7	14.2	10.4	10.2
Sm	3.8	4.43	2.06	2.23	3.09	1.61	1.78	1.93	2.34	2.4	1.71
Eu	1.09	1.11	1	0.76	0.97	0.76	0.66	0.4	0.98	0.29	0.56
Gd	3.5	3.89	1.69	2.02	2.39	1.13	1.6	1.82	1.75	2.5	1.21
Tb	0.54	0.63	0.25	0.29	0.38	0.13	0.24	0.31	0.19	0.38	0.19
Dy	3.2	3.83	1.71	1.54	2.01	0.75	-	1.85	0.95	2.5	0.95
Ho	0.6	0.77	0.34	0.28	0.39	0.13	-	0.38	0.17	0.51	0.19
Er	1.74	2.2	1.08	0.76	1.13	0.44	-	1.15	0.44	1.53	0.57
Tm	0.26	0.34	0.18	0.12	0.17	0.06	-	0.19	0.07	0.26	0.09
Yb	1.59	2.26	1.14	0.72	1.13	0.44	0.42	1.21	0.44	1.66	0.7
Lu	0.25	0.33	0.18	0.1	0.17	0.08	0.06	0.18	0.07	0.26	0.11
Zr	169	216	74	19.2	151	142	-	31	51	46	54
Hf	3.7	5.5	2.2	0.68	4	4	2.6	1.2	1.6	2.1	1.6
Ta	0.39	0.45	0.28	0.23	0.34	0.19	0.2	0.36	0.24	1.14	0.36
Nb	6.2	7.2	3.8	3.2	3.9	3.4	-	3.3	2.4	7	4.6
Y	19.9	23.7	11.3	7.6	11.9	4.3	-	13	5	17.2	6.1

Примечание: 1 – диориты, 2 – тоналиты, 3 – амфиболовые плагиограниты, 4 – биотитовые плагиограниты, 5 – дайка I генерации, 6 – дайка II генерации, 7 – дайка III генерации, 8 – дайка IV генерации. Авторы проб – Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида. Прочерк – отсутствие данных.

ВОЛЧИХИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и возраст гранитоидов. Породы волчихинского комплекса на территории Рудного Алтая формируют цепочку линейно расположенных тел, приуроченных к северо-восточному борту Алейского поднятия (рис. 1.1). Размещение массивов контролируется разломами северо-западного простирания. Наиболее крупными являются Первокаменский и Верхнеборовлянский массивы, прорывающие и метаморфизующие отложения среднего палеозоя и гранитоиды змеиногорского комплекса (D_3) (рис. 1.1). На сопредельной территории Республики Казахстан доказано прорывание аналогичными гранитоидами фаунистически охарактеризованных отложений раннего карбона [Никонов, Шокальский, 1993; Щерба и др., 2000; Государственная..., 2001].

Первоначально в волчихинский комплекс из состава змеиногорского были выделены гранодиоритовые массивы, прорывающие каменноугольные отложения. Более поздними исследованиями [Геологическая..., 2001, 2013] было показано, что к этому комплексу относится также ряд массивов, сложенных гранит-лейкогранитами.

Первые попытки U-Pb изотопного датирования гранитоидов волчихинского комплекса дали позднекаменноугольные оценки их возраста (301 ± 7 млн лет, [Владимиров и др., 2001]). Выполненные позже U-Pb исследования единичных зерен циркона из гранодиоритов Первокаменского массива с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург) показали более древние результаты (324 ± 3 млн лет, рис. 1.21). Аналогичный возраст установлен для биотитовых и двуслюдяных гранитов Верхнеборовлянского массива (данные Н.И. Гусева).

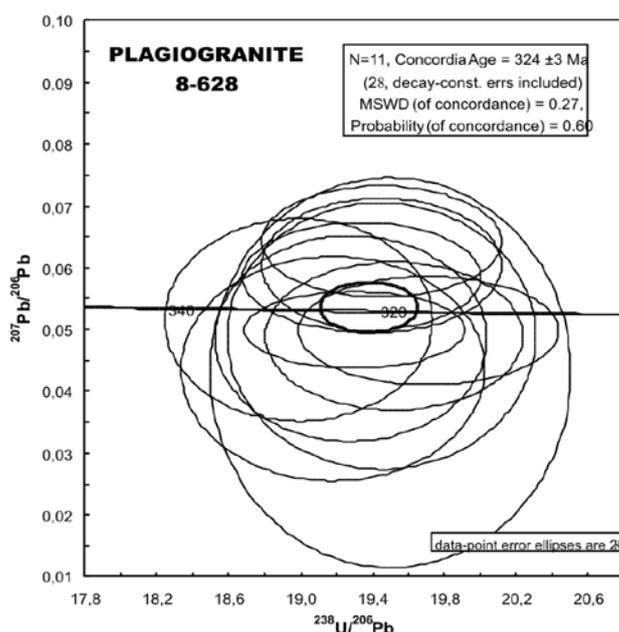


Рис. 1.21. Результат U-Pb датирования цирконов из пород Первокаменского массива.

Внутреннее строение массивов и петрографические особенности пород. Интрузивы волчихинского комплекса сложены породами трех интрузивных фаз (от ранних к поздним): 1) средне-крупнозернистыми гранодиоритами и меланогранитами; 2) средне-крупнозернистыми гранитами; 3) среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Кроме того, в качестве ранней фазы в составе комплекса выделяются габброиды и диориты, слагающие ксеноблоки среди гранитоидов, известные в массивах южной части Рудного Алтая. Кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты слагают Первокаменский массив (58 км^2). В составе

Верхнеборовлянского массива (44 км²) преобладают мезо- и меланократовые граниты, прорванные небольшими телами лейкогранитов третьей фазы и дайками мусковитовых гранитов, гранодиорит- и гранит-порфиров.

Гранодиориты и меланограниты первой фазы – это серые или светло-серые средне- крупнозернистые породы с массивной текстурой. Главные минералы - плагиоклаз (андезин № 30-33) – 40-50 %, кварц – 5-20 %, биотит – 10-12 %, роговая обманка – до 20 %, микроклин – не более 10 %. Структура пород гипидиоморфнозернистая (рис. 1.4. l).

Граниты второй фазы по структурно-текстурным особенностям близки к описанным выше гранодиоритам (рис. 1.4. m). Они отличаются большим количеством кварца (до 25 %) и калишпата (до 20 %), резким преобладанием биотита над амфиболом (вплоть до полного отсутствия последнего).

Лейкократовые граниты третьей фазы - биотитовые и двуслюдяные светло-серого, буровато-серые крупно- и среднезернистые породы с гранитной структурой. Состоят из кислого плагиоклаза (№ 6-9) – 30 %, кварца – 25 %, микроклина – 35 %, биотита и мусковита – (до 10 %).

Акцессорная минерализация гранитоидов представлена апатитом, цирконом и магнетитом.

Вещественный состав пород. По химическому составу породы волчихинского комплекса соответствуют магматической серии нормальной щелочности с преобладанием Na над K во всем интервале пород, кроме наиболее кремнекислых разновидностей (рис. 1.22 a, b). Гранитоиды характеризуются умеренными содержаниями фосфора, титана, фемических элементов и кальция (табл. 1.7), в большинстве своем пересыщены глиноземом (рис. 1.22 c), характеризуются слабо повышенной железистостью, постепенно возрастающей с увеличением кремнекислотности пород (рис. 1.22 d).

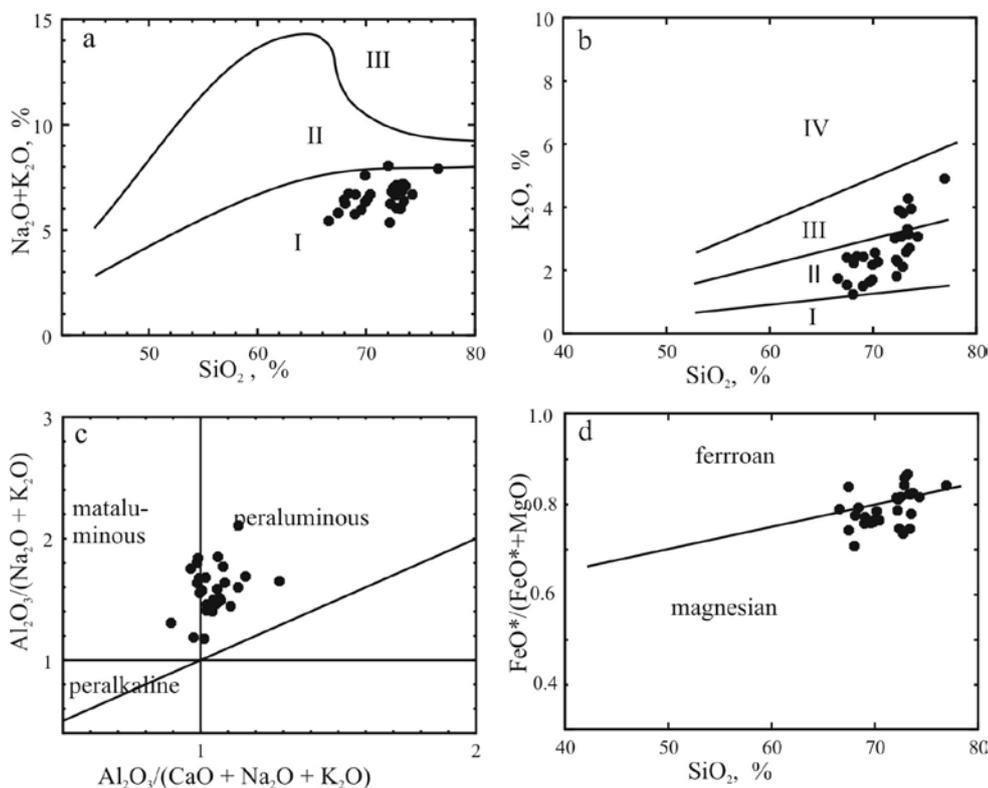


Рис. 1.22. Петрохимические диаграммы для пород волчихинского комплекса.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется умеренными содержаниями высоkozарядных элементов, в целом типичными для пород известково-щелочного ряда (табл. 1.7), пониженными концентрациями Sr и Ba. Концентрации РЭ в меланогранитах варьируют от 130 до 200 г/т. Спектры распределения РЭ асимметричные с $(La/Yb)_N$ от 4.6 до 9.5 с незначительным европиевым минимумом (рис. 1.23. а, с). Граниты и лейкограниты имеют более низкие содержания РЭ (76-88 г/т) и более пологие спектры их распределения с $(La/Yb)_N = 2.8-4.8$, с европиевым минимумом или без него (рис. 1.23. а, с). Форма мультиэлементных спектров во всех разновидностях пород однотипна: отсекаются минимумы по Sr, Ba, Nb, Ta и Ti, в отдельных пробах присутствуют незначительные максимумы по Zr и Hf (рис. 1.23 b, d).

Диориты, слагающие единичные включения в гранитоидах, обогащены Zr, Hf, Y (табл. 1.7), имеют квазисимметричные спектры РЭ с четким европиевым минимумом и не обнаруживают геохимической общности с более кремнекислыми породами.

По особенностям петрохимического и редкоэлементного состава гранитоиды волчихинского комплекса соответствуют известково-щелочным породам корового генезиса. Геологические и геохронологические данные позволяют связать их формирование с процессом коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов в начале позднего палеозоя.

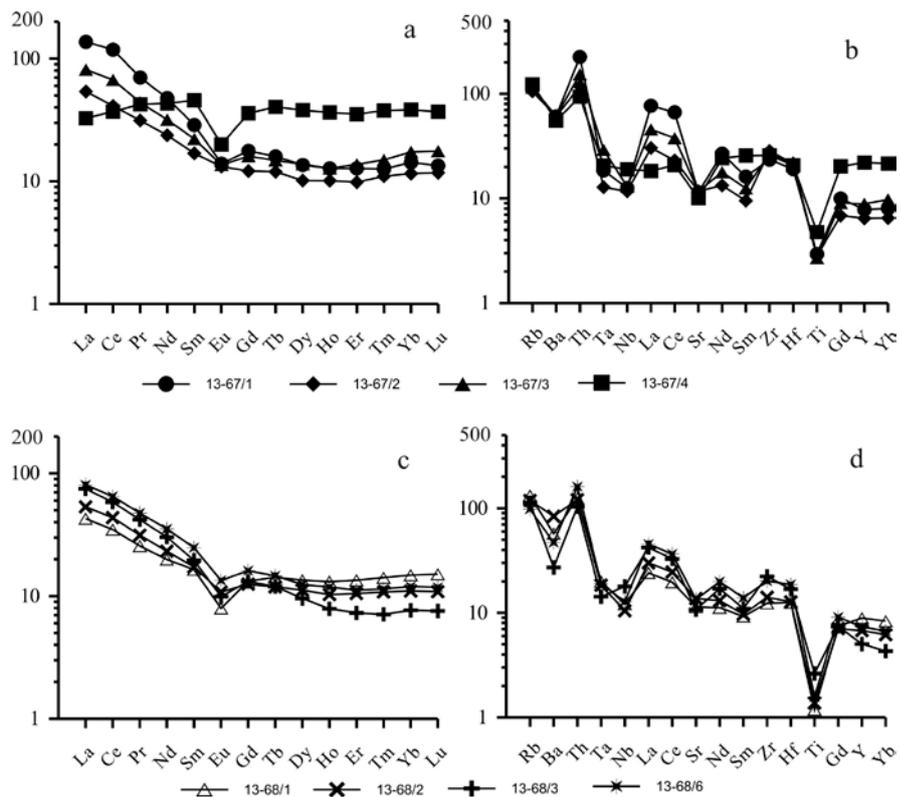


Рис. 1.23. Спектры распределения РЭ и мультиэлементные диаграммы для пород волчихинского комплекса. А-б – Первокаменский массив, с-д – Верхнеборовлянский массив. Номера проб соответствуют табл. 1.7.

Таблица 1.7

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных образцах волчихинского комплекса

№ обр./ Элемент	13-67/3	13-67/1	13-67/2	13-67/4	13-68/3	13-68/1	13-68/2	13-68/6
Массив	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68.39	69.04	70.41	56.84	69.57	73.42	74.28	72.24
TiO ₂	0.43	0.47	0.45	0.76	0.42	0.19	0.22	0.25
Al ₂ O ₃	14.74	14.78	15.01	16.07	15.41	13.83	13.68	14.8
Fe ₂ O ₃	4.1	3.87	3.5	8.61	4.08	2.22	2.43	2.78
MnO	0.07	0.07	0.07	0.28	0.1	0.06	0.05	0.07
MgO	0.97	1.04	0.98	3.39	1.18	0.44	0.5	0.59
CaO	2.81	2.82	2.9	5.23	2.96	1.77	1.98	2.42
Na ₂ O	4.26	4.22	4.38	4.62	4.31	4.03	3.57	4.4
K ₂ O	2.38	2.37	2.22	2.17	1.57	3.09	3.02	1.76
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.11	0.13	0.15	0.05	0.07	0.09
п.п.п.	0.3	0.58	0.4	1.26	0.58	0.68	0.48	0.65
Сумма	98.65	99.46	100.51	99.47	100.40	99.85	100.36	100.1
Th	9.8	14.4	7.5	6	6.6	8	7.7	10.3
U	2.1	1.38	1.44	3.1	2.7	1.44	1.07	1.3
Rb	63	62	58	68	62	73	65	54
Ba	312	310	310	282	139	292	427	239
Sr	208	204	209	179	191	203	244	239
La	25	42	16.7	10.1	23	13.3	16.5	25
Ce	54	96	33	30	47	28	35	53
Pr	5.4	8.5	3.8	5.2	5.1	3.1	3.8	5.8
Nd	19	29	14.2	26	18.2	11.9	13.9	21
Sm	4.3	5.6	3.3	8.9	3.8	3.2	3.4	4.8
Eu	1	1.02	0.97	1.47	0.73	0.58	0.79	0.98
Gd	4.2	4.6	3.1	9.3	3.4	3.4	3.2	4.2
Tb	0.7	0.76	0.57	1.91	0.57	0.67	0.56	0.69
Dy	4.4	4.4	3.3	12.2	3.1	4.3	3.6	4
Ho	0.92	0.92	0.73	2.6	0.57	0.94	0.74	0.85
Er	2.9	2.7	2.1	7.4	1.53	2.8	2.2	2.3
Tm	0.48	0.41	0.36	1.22	0.23	0.46	0.35	0.37
Yb	3.6	3	2.4	8	1.6	3.1	2.3	2.5
Lu	0.57	0.43	0.38	1.19	0.24	0.48	0.35	0.38
Ta	1.17	0.74	0.51	0.83	0.57	0.8	0.74	0.76
Nb	7.2	7	6.5	10.6	10	6.8	5.9	7.1
Zr	223	195	236	214	185	103	117	167
Hf	5.9	5.1	5.8	5.6	4.5	3.4	3.4	5
Y	30	27	22	75	17.1	30	23	25

Примечание. 1-4 – Первокаменский массив, 5-8 – Верхнеборовлянский массив. Авторы проб: Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида.

СИНЮШЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Массивы гранитоидов **синюшинского комплекса** приурочены к Северо-Восточной зоне смятия, разделяющей структуры Горного и Рудного Алтая, и занимают автономное секущее положение по отношению к ареалам предшествующего магматизма. На территории Рудного Алтая к синюшенскому комплексу относятся массивы Савушинский, Волчьи Шкили, Убино-Белореченский и ряд мелких тел. Наиболее представительным и хорошо изученным является Савушинский массив, который находится севернее г. Змеиногорска в окрестностях Кольванского озера. **Геологическая позиция и возраст гранитоидов.** Савушинский массив, общей площадью около 200 км², представляет собой вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело каплевидной формы, прорывающее терригенные и вулканогенно-терригенные отложения среднего палеозоя, а также гранитоиды Ревневско-Амелихинского массива змеиногорского комплекса (D₃). Контакты массива с вмещающими породами крутые, с широкими ареалами роговиков в терригенных породах, скарноидов в карбонатах и зонами перекристаллизации в гранитоидах.

Возраст гранитоидов синюшенского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам из гранитов массива Волчьи Шкили составил 253±5 млн лет [Владимиров и др., 2001]. Оценки возраста, полученные Rb-S изохронным методом по породам и минералам Савушинского массива, несколько моложе (245.5±5 млн лет; [Владимиров и др., 1997]). Ar-Ar изотопным методом по монофракции биотита из гранодиорита II фазы получена оценка возраста 243.5±1 млн. лет (рис. 1.24), неотличимая в рамках ошибки от результатов Rb-Sr датирования

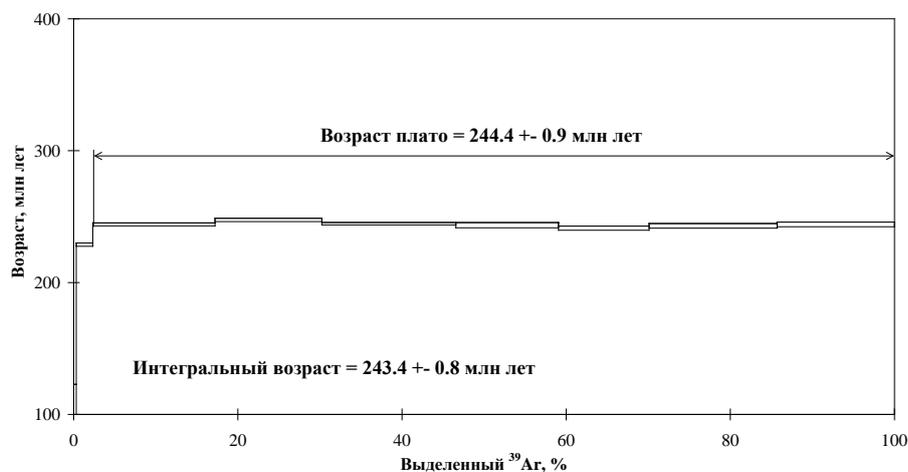


Рис. 1.24. Результаты Ar-Ar изотопного датирования монофракции биотита из гранодиорита II фазы Савушинского массива.

Внутреннее строение массива и петрографические особенности пород. Савушинский массив сложен породами трех интрузивных фаз (от ранних к поздним): 1 – мелко-среднезернистые равномернозернистые или слабопорфировидные биотит-роговообманковые монцодиориты и кварцевые монцодиорты; 2 – порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты и меланократовые граниты; 3 – порфировидные лейкократовые биотитовые граниты. Между всеми разностями фиксируются интрузивные контакты. Монцодиориты первой фазы образуют многочисленные ксенолиты и небольшие останцы среди более поздних гранитоидов, Гранодиориты второй фазы и лейкограниты третьей фазы слагают основной объем массива, причем первые развиты преимущественно в его центральной части, а

вторые – в периферической. Постгранитная дайковая серия представлена мелкозернистыми гранитами, аплитами и пегматитами. По данным [Геологическая..., 2001] встречаются единичные дайки диорит-порфиритов.

Кварцевые монцодиориты первой фазы – мелко-среднезернистые породы с гранитной, реже монцитонитовой или призматически-зернистой структурой (рис. 1.3 м). Они сложены плагиоклазом (олигоклаз-андезин, 40-45 %), калишпатом (20-25 %), кварцем (5-15 %), амфиболом и биотитом (до 15% каждого). В качестве второстепенного минерала встречается кинопироксен.

Гранодиориты второй фазы и лейкократовые граниты третьей фазы имеют сходные структуры. Порфировый облик пород определяется наличием вкрапленников калиевого полевого шпата, количество которого варьирует от 5-10 % до 40 % объема породы. Гранитоиды имеют гранитовую и гипидиоморфнозернистую структуру и массивную текстуру (рис. 1.3 п). Главные минералы: кварц – 25-30 %, калишпат – 30-35 %, слабо зональный плагиоклаз (олигоклаз № 18-25, иногда андезин № 35-37) – 30-40 %, биотит – 5-7 %. В грандиоритах количество кварца уменьшается до 20%, содержание биотита достигает 10-15%, роговой обманки до 10%. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом, ортитом.

Вещественный состав. По особенностям петрохимического состава породы Саввушинского массива принадлежат к непрерывной серии умеренной щелочности. В кварцевых монцодиоритах I фазы натрия резко преобладает над калием, гранодиориты II фазы имеют К-Na специализацию щелочей, а лейкограниты III фазы – калиевую (табл. 1.8, рис. 1.25 а, б).

Породы I и II фаз характеризуются повышенными содержаниями титана и фосфора и в большинстве своем недосыщены глиноземом, в то время как лейкограниты III фазы содержат нормативный корунд (табл. 1.8, рис. 1.25). Для всех гранитоидов характерна высокая железистость (рис. 1.25).

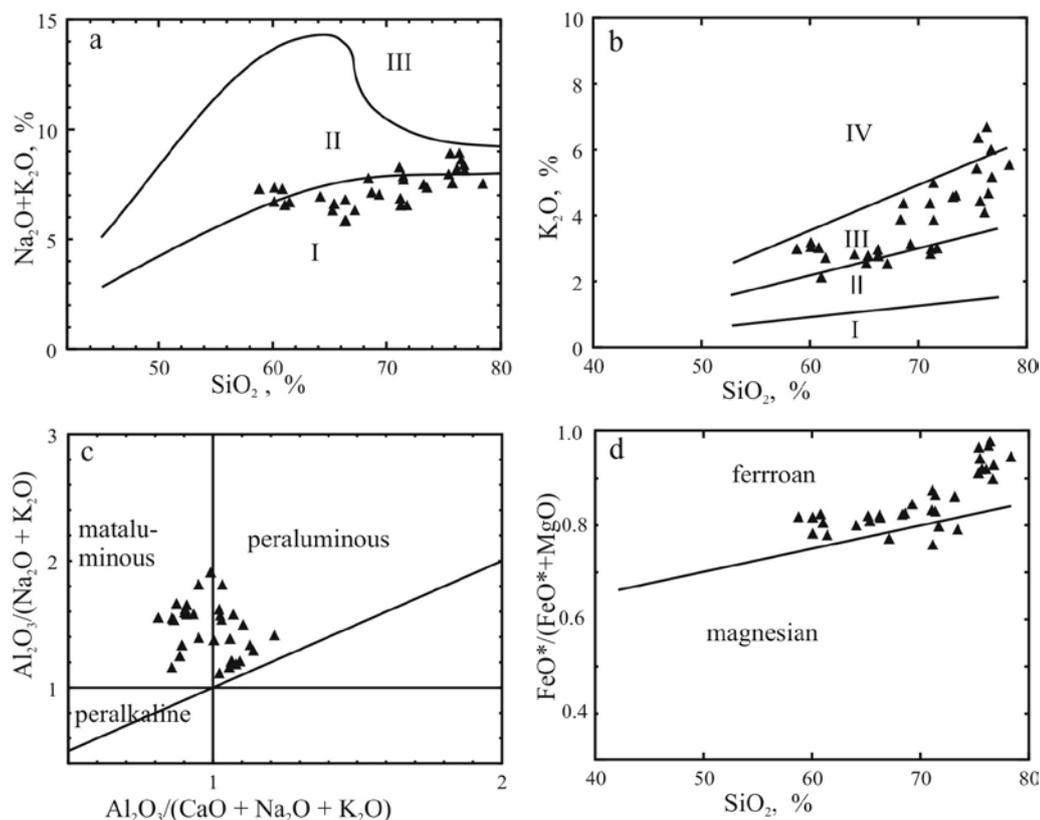


Рис. 1.25. Петрохимические диаграммы для пород Саввушинского массива.

Редкоземельный состав монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов I фазы характеризуется повышенными содержаниями щелочноземельных металлов (Sr – до 600 г/т, Ba – до 1700 г/т) и высокозарядных элементов. Содержания РЗЭ также высокие (400-450 г/т), спектры их распределения асимметричные с $(La/Yb)_N = 6.3-6.6$ и небольшим европиевым минимумом (рис. 1.26 а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1.26) фиксируется избирательное обеднение пород Ta, Nb, Sr и Ti, обогащение Ba, Zr и Hf.

Гранодиориты второй фазы по редкоземельному составу практически не отличаются от предшествующих монцодиоритов. (табл. 1.8, рис. 1.26 с, d). Лейкограниты III фазы характеризуются более низкими содержаниями щелочноземельных, высокозарядных и редкоземельных элементов (табл 1.8, рис. 1.26 e, f).

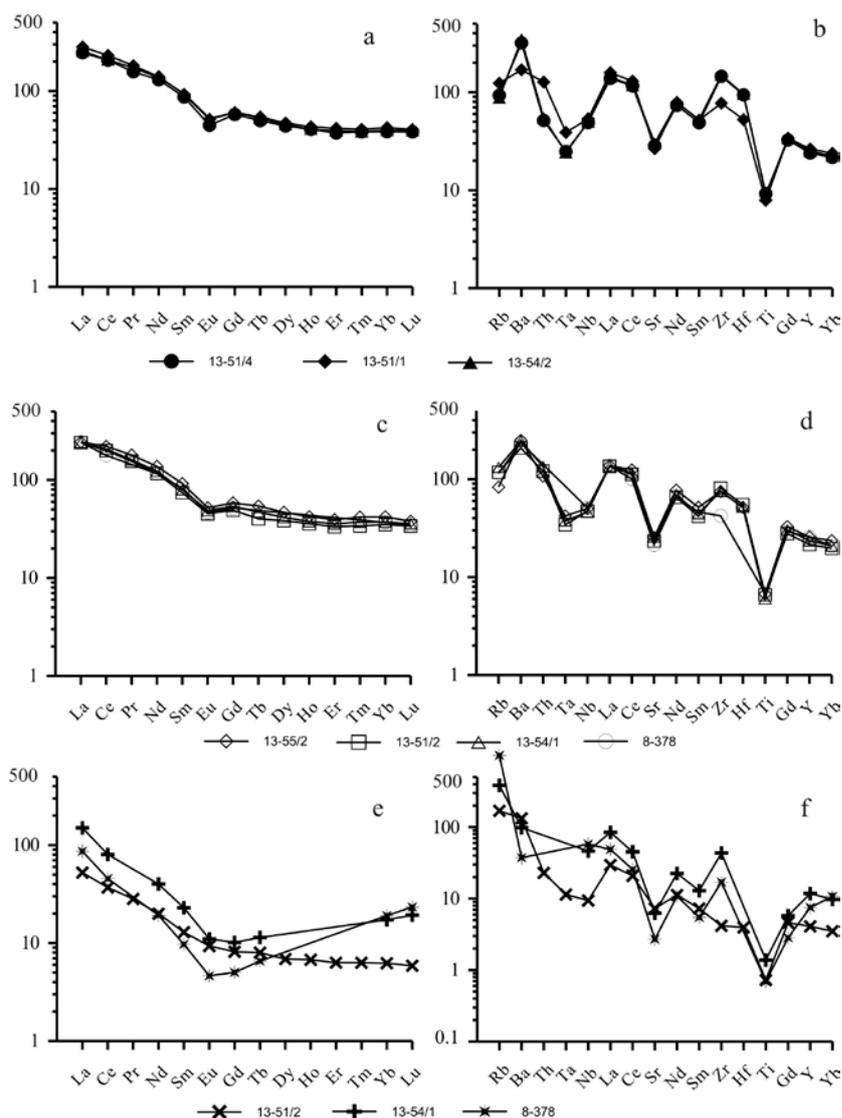


Рис. 1.26. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Саввушинского массива. а-б – кварцевые монцодиориты, с-d – гранодиориты и меланограниты, e-f – лейкограниты.

В целом, по особенностям петрохимического и редкоземельного состава (повышенная щелочность, высокая железистость, уровень накопления несовместимых элементов) гранитоиды I и II фаз Саввушинского массива соответствуют гранитам А-типа, что вполне согласуется с их тектонической позицией и позволяет предполагать существенную роль мантийных расплавов в генерации гранитоидных магм. Лейкократовые граниты III фазы по особенностям редкоземельного состава приближаются к породам I-типа. Их формирование, вероятнее всего, обусловлено правлением коры под действием тепла более основных магм.

Таблица 1.8

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных образцах гранитоидов Саввушинского массива

№ обр./ Элемент	13-51/4	13-51/1	13-54/2	13-55/2	13-51/2	13-54/1	8-378	13-52/2	13-53/3	8-376	8-373/2
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	58.67	60.92	60	65.1	65.26	66.21	66.24	76.23	76.64	75.28	75.41
TiO ₂	1.47	1.26	1.43	1.08	1.06	0.96	1.09	0.09	0.12	0.22	0.11
Al ₂ O ₃	15.83	15.82	15.86	14.65	14.71	15.05	14.50	12.11	12.26	13.31	13.32
Fe ₂ O ₃	8.57	7.49	8	6.64	6.1	5.74	6.95	1.25	0.71	1.78	1.09
MnO	0.17	0.2	0.16	0.13	0.14	0.12	0.16	0.01	0.01	0.12	0.15
MgO	1.77	1.68	1.66	1.36	1.34	1.18	1.32	0.04	0.08	0.15	0.06
CaO	4.49	4.69	4.41	3.96	3.86	3.61	3.97	0.53	0.54	1	0.63
Na ₂ O	4.22	4.35	4.23	3.69	3.75	3.91	3.01	2.17	2.31	2.45	2.48
K ₂ O	3.03	2.17	3.09	2.59	2.82	2.86	2.81	6.73	6.04	5.47	6.4
P ₂ O ₅	0.43	0.41	0.41	0.36	0.35	0.31	0.34	0.01	0.01	0.07	0.05
п.п.п.	0.48	0.36	0.34	0.26	0.33	0.31	0.25	0.18	0.26	0.31	0.41
сумма	99.46	99.53	99.88	100.03	99.92	100.48	100.6	99.4	99.09	100.2	100.1
Th	3.3	8.1	3.5	6.9	7.7	8.6	–	3	1.5	–	–
U	1.1	2.6	1.1	2	2.5	2.5	–	0.5	0.4	–	–
Rb	51	68	48	46	65	72	63	86	93	211	553
Ba	1621	863	1769	1269	1059	1249	1200	38	676	500	190
Sr	507	473	539	451	416	457	380	27	129	111	48
La	76.14	87.18	78.73	75.69	74.31	74.63	75	16.2	16.24	46.5	26.8
Ce	166.3	186.3	168.1	178.2	161.1	166.6	143.9	28.25	29.8	64.8	36.7
Pr	19.13	22.15	20.93	21.91	18.9	19.56	–	2.4	3.44	–	–
Nd	78.08	84.06	82.41	82.42	69.72	73.37	69.6	6.46	11.96	24	11.5
Sm	16.91	18.01	18.28	17.91	14.47	15.44	16	0.84	2.52	4.47	1.89
Eu	3.28	3.77	3.87	3.83	3.32	3.58	3.42	0.84	0.68	0.81	0.34
Gd	14.91	15.62	15.59	15.07	12.75	13.92	13.4	0.58	2.11	2.63	1.3
Tb	2.36	2.57	2.5	2.57	1.90	2.23	2.31	0.08	0.38	0.54	0.31
Dy	14.15	15.16	14.57	15.04	12.37	13.33	–	0.46	2.21	–	–
Ho	2.92	3.1	2.94	3.03	2.57	2.71	–	0.09	0.49	–	–
Er	7.82	8.74	8.24	8.25	6.99	7.5	–	0.28	1.32	–	–
Tm	1.24	1.31	1.25	1.35	1.1	1.2	–	0.05	0.2	–	–
Yb	8.03	8.84	8.31	8.77	7.3	7.74	7.72	0.41	1.3	3.61	3.98
Lu	1.23	1.3	1.27	1.22	1.09	1.15	1.1	0.07	0.19	0.62	0.75
Zr	1206	641	1237	621	672	621	350	70	34	360	141
Hf	25.4	14.2	25.8	13.9	14.8	14.0	–	2.5	1.1	–	–
Ta	1	1.6	1	1.7	1.4	1.5	–	0.1	0.5	–	–
Nb	27.4	29.9	27.8	28.1	26.3	25.9	28.4	2.2	5.2	25.8	32.3
Y	81	90	85	87	73	80	87	3	14	40	26

Примечание: 1- монцодиорит (I фаза) 2-3 – кварцевые монцодиориты (I фаза), 4-7 – гранодиориты (II фаза), 8-10 – лейкограниты (III фаза), 11 – аплит (постгранитная дайка). Прочерк – содержание элемента не определялось. Авторы проб – Н.Н. Крук, О.В. Мурзин, П.Д. Котлер, Н.Г. Мурзинцев.

1.3. ОПИСАНИЕ ТОЧЕК ЭКСКУРСИИ

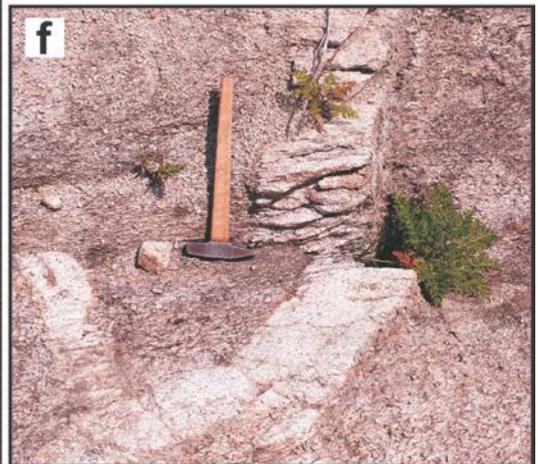
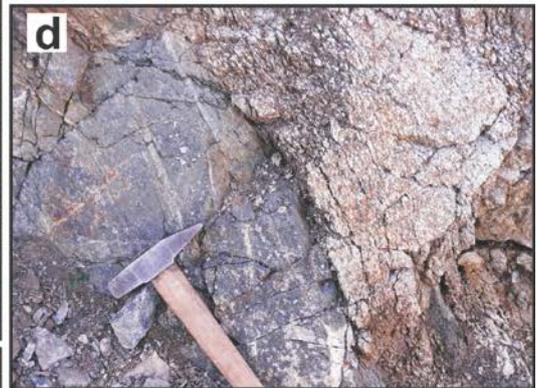
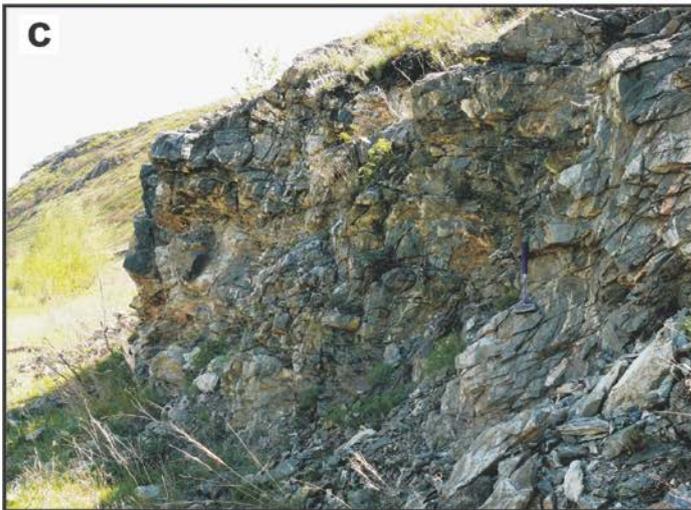
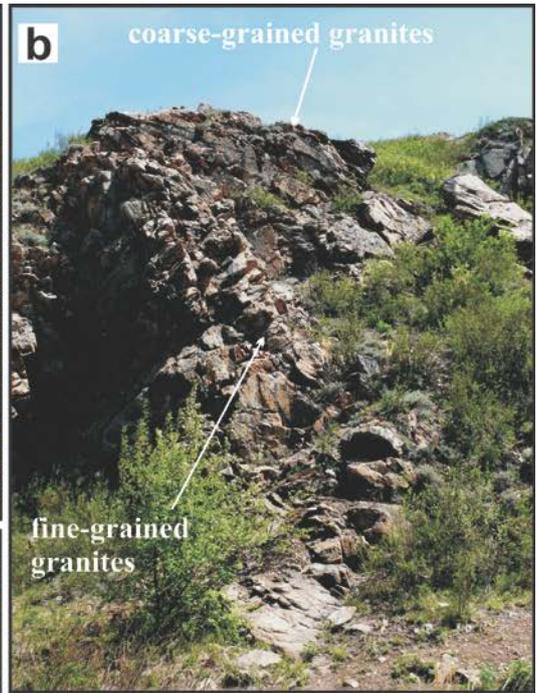
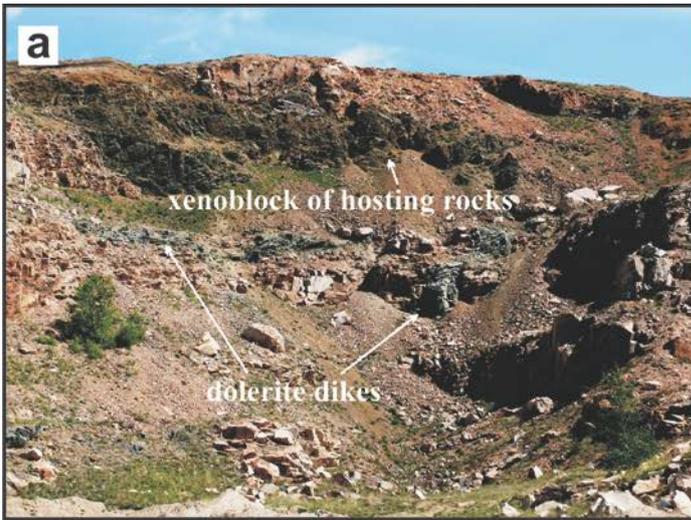
Stop 1-1. Находится на северном берегу Гилевского водохранилища, восточнее д. Павловка, на южном склоне отдельно стоящей сопки с тригопунктом. Здесь строительным карьером вскрыты мелкозернистые слабо порфиоровидные биотитовые граниты краевой части Павловского массива (рис. 1.27 а). Наиболее свежие породы, в наименьшей степени затронутые постмагматическими изменениями, обнажены в восточном борту карьера. В северном борту граниты прорваны серией субвертикальных и полого падающих даек раннекаменноугольных долеритов. В привершинной части можно наблюдать ксеноблок вмещающих пород корболихинской свиты, интенсивно ороговикованных и метасоматически измененных. В 800 м. западнее карьера, на западном склоне сопки в коренных обнажениях можно наблюдать средне-крупнозернистые биотитовые граниты центральной части Павловского массива.

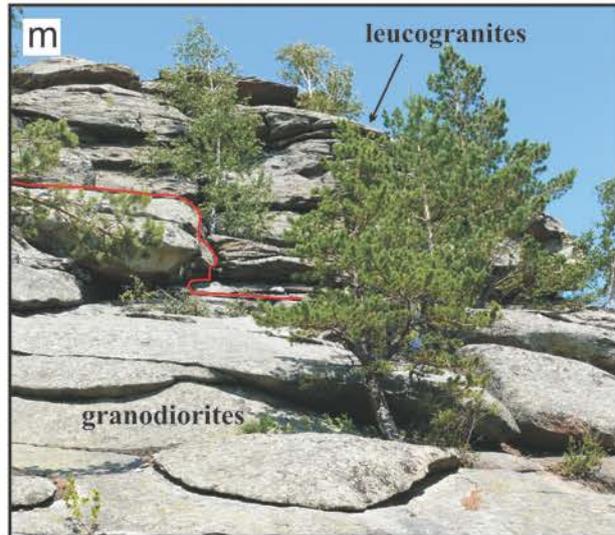
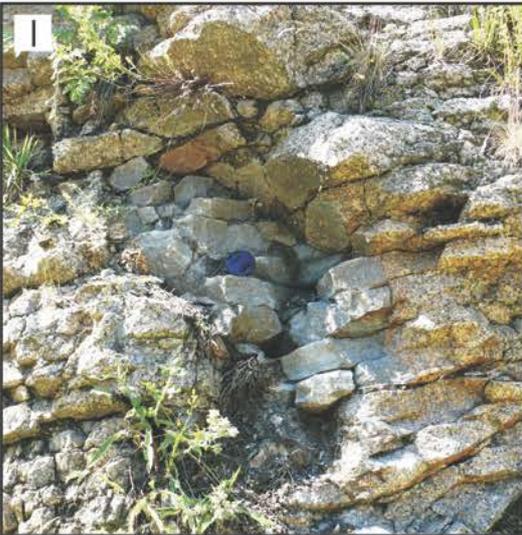
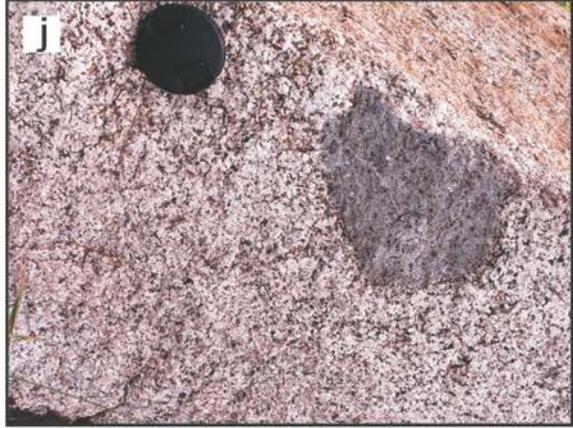
Stop 1-2. Находится в 2 км к северу от д. Устьянка на южном борту скальной гряды. В небольшом каньоне вскрыты гранитоиды Устьянского массива. В коренных обнажениях и глыбовых развалах можно наблюдать крупнозернистые биотитовые лейкократовые граниты главной фазы, прорванные дайками и штокообразными телами средне- и мелкозернистых биотитовых гранитов. В правом борту лога гранитоиды прорываются дайкой раннекаменноугольных долеритов мощностью около 1 м.

Stop 1-3. Находится северо-западнее д. Павловка, в правом борту р. Дальняя Щелчиха. Здесь в коренных обнажениях можно наблюдать диориты, тоналиты и плагиограниты гилевского комплекса, прорывающие метаморфизованные отложения корболихинской свиты. Среди гранитоидов преобладают мелкозернистые диориты, прорванные телами тоналитов и плагиогранитов. Все породы интенсивно огнейсованы, катаклазированы, местами перекристаллизованы. Ориентировка гнейсовидности в целом совпадает во всех разностях гранитоидов и вмещающих породах. Она конформна простиранию интрузивных контактов (азимут простирания ~ 310°).

На левом берегу реки среди гнейсовидных тоналитов встречены ксеноблоки метаморфизованных пород рамы: песчаников корболихинской свиты и, единичных случаях, вулканических пород кислого состава (вероятно, среднедевонских).

Stop 1-4. Находится в левом борту р. Маховушка. Здесь, в старом русле ручья, обнажаются гнейсовидные биотитовые плагиограниты гилевского комплекса. Ориентировка гнейсовидности в плагиогранитах субмеридиональная (~335-350°, угол падения ~50-60°), совпадает с направлением зоны деформаций. Биотитовые плагиограниты прорваны большим количеством плагиогранитных даек, различающихся по мощности, степени гнейсовидности и соотношениями с тектоническими деформациями. По петрографическим особенностям плагиогранитные дайки принципиально не различаются и представлены порфиоровыми разновидностями с незначительными вариациями кварца и биотита. Среди даек выделено четыре генерации (рис. 1.27).





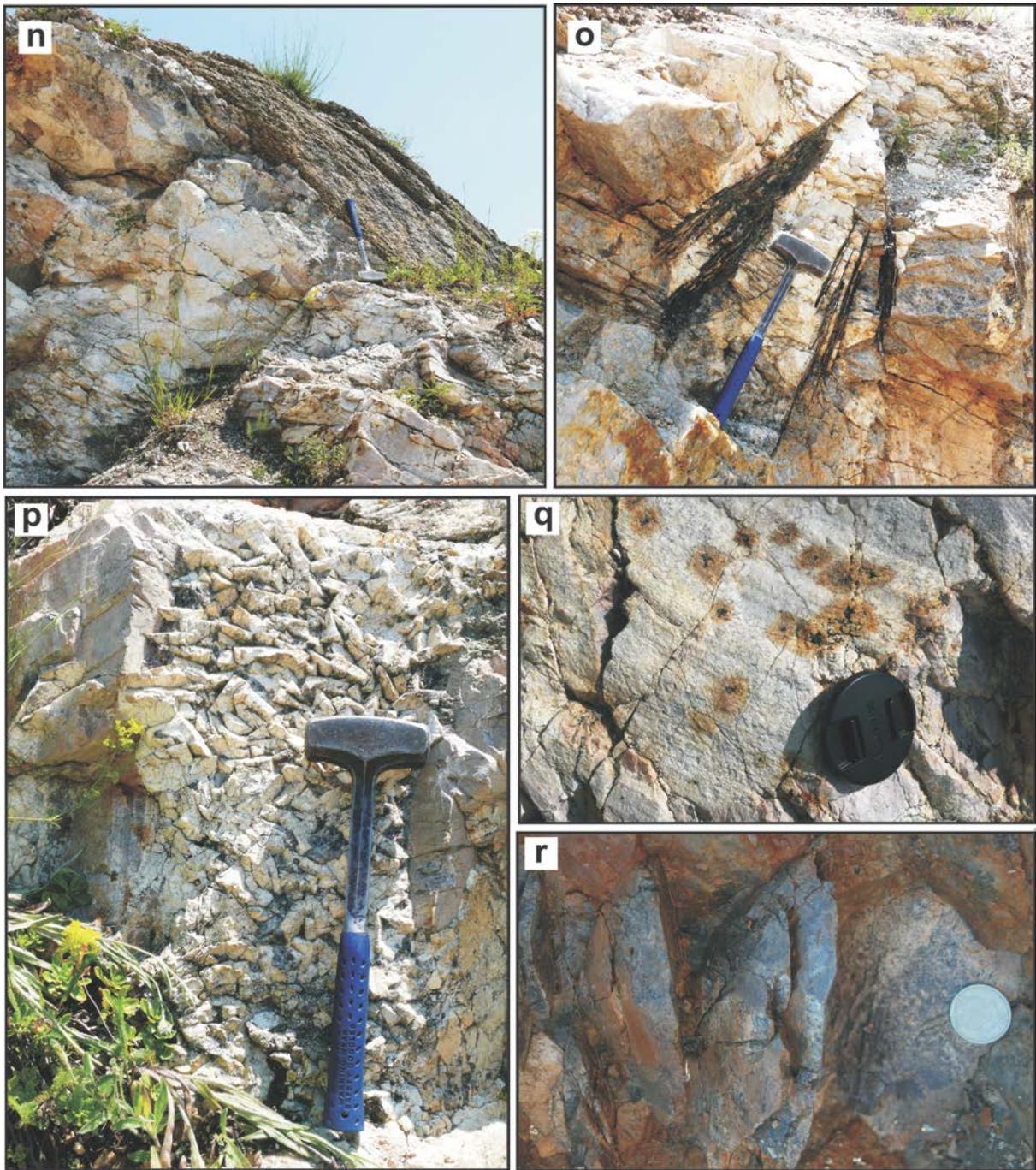


Рис. 1.27. Объекты геологической экскурсии.

а = обнажения гранитов Павловского массива (карьер восточнее д. Павловка, stop 1-1). Хорошо видны дайки и мелкие тела долеритов, прорывающие гранитоиды, а также ксеноблок вмещающих пород в верхней части дальней стенки карьера; б = обнажения гранитоидов Устьянского массива севернее д. Устьянка (stop 1-2); в = обнажение мелкозернистых гнейсовидных диоритов гилевского комплекса, прорванных телами тоналитов (правый борт р. Дальняя Щелчиха, stop 1-3); г = контакт диоритов и тоналитов гилевского комплекса (правый борт р. Дальняя Щелчиха, stop 1-3); д = постгранитные дайки в плагиогранитах гилевского комплекса (правый борт р. Маховушка, stop 1-4); е = смещение дайки мелкозернистого гранита в результате левосдвиговых деформаций (правый борт р. Маховушка, stop 1-4); ж = обнажения габброидов змеиногорского комплекса в районе пос. Чекановский (stop 1-5); з = Обнажения гранитоидов волчихинского комплекса (сопка Острая, stop 1-7); и = обнажения биотитовых гранитов волчихинского комплекса в районе с. Боровлянка (stop 1-8); к = ксенолит долерита в гранитах волчихинского комплекса (Первокаменский массив, stop 1-9); л = обнажения гранитоидов Саввушинского массива (stop 1-10). В правой части снимка – карьер жилы Ортитовой; м = ксенолит кварцевого монцодиорита в гранодиоритах Саввушинского массива (stop 1-10); н = контакт

гранодиоритов и лейкогранитов Саввушинского массива (stop 1-10). Положение контакта фиксируется по изменению характера отдельности; п = контакт пегматитовой жилы Ортитовая с вмещающими гранитоидами (stop 1-10); о = крупные кристаллы биотита в блочной зоне жилы Ортитовая (stop 1-10); р = жила крупнозернистого графического пегматита, секущая блочный пегматит (жила Ортитовая, stop 1-10); q = кристаллы ортита в блоках полевого шпата (жила Ортитовая, stop 1-10); r = крупные кристаллы титанита на границе блокового калиевого полевого шпата и кварцевого ядра (жила Ортитовая, stop 1-10).

Первая генерация имеет мощность 1-3 см и простирание $70-75^{\circ}$. Дайки интенсивно разгнейсованы, ориентировка гнейсовидности совпадает с таковой во вмещающих плагиогранитах и направлением тектонической зоны ($\sim 335^{\circ}$, угол падения $\sim 65-70^{\circ}$), что позволяет рассматривать эти дайки как додеформационные.

Вторая генерация даек, мощностью 10-50 см, по структурно-текстурным особенностям, простиранию и ориентировке гнейсовидности идентична первой. Критерием для ее выделения послужил химический состав самих пород (см. ниже). Для даек этой генерации в обнажениях фиксируются хрупкие деформации (разрывы) со смещением по левосторонним сдвигам на 10-25 см.

Третья генерация даек сложена мелкозернистыми порфиroidными плагиогранитами, их мощность составляет 25-40 см. Тела этой генерации секут предшествующие дайки, а в зонах «срывов» для них устанавливаются признаки пластических деформаций с образованием характерных S-образных структур и складок волочения, что указывает на внедрение магм непосредственно в момент реализации сдвиговых напряжений левосторонней кинематики. Азимут простирания даек этой генерации варьирует от 75 до 125° .

Дайки *четвертой* заключительной *генерации* сложены мелко-среднезернистыми порфиroidными биотитовыми плагиогранитами. Мощность их составляет ~ 5 см, азимут простирания варьирует от 355° до 0° , совпадая с гнейсовидностью вмещающих биотитовых плагиогранитов главной фазы. В коренных обнажениях эти породы выглядят наиболее массивными, наименее деформированными и, вероятнее всего, являются постдеформационными.

Stop 1-5. Находится в юго-западной части массива Мохнатые сопки, к северо-западу от п. Чекановский. Здесь, среди поля, в глыбовых развалах обнажаются среднезернистые (до крупнозернистых) габброиды змеиногорского комплекса (рис. 1.27 г).

Stop 1-6. Находится на северной окраине п. Первомайский. Здесь строительной выработкой на склоне и вершине отдельно стоящей сопки вскрыты мелко-среднезернистые биотитовые лейкократовые плагиограниты Первомайского массива змеиногорского комплекса. Плагиограниты прорваны мелкими дайками аплитовидных гранитов и аплитов.

К востоку от сопки на дне оврага обнажаются крупнозернистые гнейсовидные меланократовые биотит-амфиболовые плагиограниты змеиногорского комплекса, прорванные субвулканическим телом раннекаменноугольных габбро-долеритов. Контакт между двумя разновидностями гранитоидов перекрыт четвертичными отложениями и недоступен для прямого наблюдения.

Stop 1-7. Находится \approx в 5 км севернее п. Первомайский на западном склоне сопки Острой (рис. 1.27 h). Здесь обнажаются граниты волчихинского комплекса. В обнажениях фиксируется две разновидности гранитоидов. Основной объем составляют средне-крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты, прорванные телом более мелкозернистых биотитовых (с единичными зернами амфибола) гранитов. В северной части сопки доступен для прямого наблюдения непосредственный контакт двух разновидностей гранитоидов.

Stop 1-8. Находится юго-западнее д. Боровлянка, на северном склоне гряды сопок. Здесь в коренных обнажениях – крупно-среднезернистые биотитовые и

двуслюдяные граниты Верхнеборовлянского массива волчихинского комплекса (рис. 1.27 i). Гранитоиды с крупноглыбовой отдельностью прорваны дайками мелкозернистых двуслюдяных и мусковитовых гранитов и гранит-аплитов.

Stop 1-9. Находится северо-западнее п. Красное раздолье, на западном склоне г. Черный Камень. Гора сложена среднезернистыми равномернозернистыми и слабо порфиоровидными биотитовыми лейкократовыми гранитами змеиногорского комплекса. Граниты прорваны дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов и раннекаменноугольных долеритов. У подножия склона в виде глыбовых развалов обнажаются средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые меланограниты и гранодиориты Первокаменского массива волчихинского комплекса. Контакт между двумя разновидностями гранитоидов перекрыт четвертичными отложениями и не доступен для прямого наблюдения. В гранодиоритах волчихинского комплекса встречаются ксенолиты змеиногорских гранитов и долеритовых даек (рис. 1.27 j).

Stop 1-10. Находится на северном берегу Колыванского озера, в районе сопки Ортитовая. Здесь обнажены гранодиориты и граниты Саввушинского массива синюшенского комплекса, прорванные жилой пегматита (рис. 1.27 k).

Гранитоиды представлены двумя основными разновидностями: 1) средне-крупнозернистые порфиоровидные биотит-амфиболовые гранодиориты; 2) среднезернистые порфиоровидные лейкократовые биотитовые граниты. Кроме того, в виде ксенолитов в гранодиоритах и отдельных ксеноблоках присутствуют мелко- и среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые монцодиориты. Между всеми разновидностями наблюдаются интрузивные контакты. Смена пород хорошо заметна на местности, поскольку для средне-крупнозернистых пород характерна крупноглыбовая матрацевидная отдельность, а для мелкозернистых – тонкоплитчатая (рис. 1.27 m).

Пегматитовая жила Ортитовая является наиболее крупным и интересным с точки зрения минералогии объектом среди пегматитов Саввушинского массива. Жила вскрыта небольшим карьером и представляет собой субширотное плитообразное тело мощностью в раздуве около 5 м, погружающееся на юг. Для нее характерна хорошо выраженная зональность (рис. 1.27 n, 1.28). Внешние части жилы сложены графическим кварц-калишпатовым пегматитом, переходящим в грубозернистый пегматит с подчиненным биотитом. Мощность этой зоны невелика и в отдельных участках достигает порядка 10 см.

Основной объем пегматита сложен грубо и гигантозернистым кварц-плагиоклаз-калишпатовым агрегатом с блоковой структурой. На восточной стенке карьера отчетливо видно, что именно к этой зоне, а точнее - области развития грубо- и гигантозернистого пегматита приурочены крупные кристаллы алланита (ортита) и титанита (рис. 1.27 q, r).

В 80-90 годах XX в. в верхней части карьера была вскрыта субвертикальная зона трещин, содержащих друзовые закономерные нарастания хорошо образованных кристаллов дымчатого кварца на блоки калиевого полевого шпата с графическими вростками кварца. Зона имела субвертикальную трубообразную форму и простиралась вниз из зоны блокового пегматита в зону графического пегматита. Ее образование связано с процессами перекристаллизации пегматитовых парагенезисов более поздним пегматитовым флюидом. Характерной особенностью этой зоны является кварц-полевошпатовый состав друзового парагенезиса.

В блоках КПШ отчетливо проявлено замещение калиевого полевого шпата альбитом. Замещение альбитом происходит по трещинам с образованием мусковит-альбитовых прожилков. В некоторых трещинах были обнаружены закономерные обрастания блоков розового калиевого полевого шпата белым прозрачным альбитом. В ассоциации с альбитом этой стадии образуются эпидот и зеленоватый мусковит. Мусковит-альбитовые прожилки часто содержат небольшие полости, выполненные эпидотом. Иногда такие полости, размер которых в поперечнике может достигать 10-15 см, содержат друзы мусковита и хорошо ограненные кристаллы дымчатого кварца с вростками

полупрозрачного эпидота. В качестве редких находок в подобных полостях обнаружены кристаллы апатита бирюзового цвета с очень богатой огранкой головок.

Несмотря на то, что мусковит-альбитовый с эпидотом парагенезис, также как и кварц-полевошпатовый, сформировались благодаря поздним пегматитовым флюидам, их взаимных соотношений в жиле не установлено. Вероятнее всего, они образовывались в изолированных системах трещин под воздействием флюидов, сформированных в различных частях пегматитового тела. В блоковой зоне пегматита, в центральной части жилы развиты практически мономинеральные выделения серого кварца – кварцевые ядра. Размер ядер может достигать около 1 м. На границах кварцевых ядер и блокового калиевого полевого шпата часто развиты кавернозные мусковит-альбитовые ассоциации, замещающие калиевый полевой шпат.

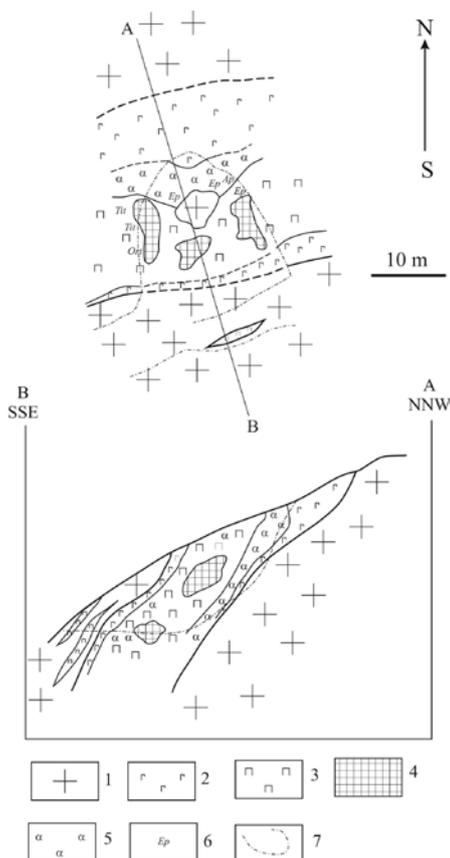


Рис. 1.28. Схематический план и разрез жилы Ортитовой.

1 – граниты крупнозернистые биотитовые, 2 – графический пегматит, 3 – крупнозернистый пегматиты и блоковый калиевый полевой шпат, 4 – кварцевые ядра, 5-6 – мусковит-альбитовый (с эпидотом) комплекс, 7 – контуры карьера.

Stop 1-11. Месторождение Змеиногорское (Au-Ag-Cu-Pb-Zn). Змеиногорское золото-серебро-барит-полиметаллическое месторождение расположено в Змеиногорском рудном районе северо-западной части Рудного Алтая, на окраине г. Змеиногорска. Оно открыто в 20-30 гг. XVIII века и к настоящему времени полностью отработано.

Месторождение локализуется среди вулканогенно-осадочных отложений эмс-эйфельского возраста (мельничная свита (D₁₋₂mn), которые с несогласием залегают на метаморфических сланцах раннего-среднего палеозоя (рис. 1.29) . В строении мельничной свиты выделяется 3 пачки: нижняя пачка мощностью 65-160 м сложена глинистыми алевролитами с прослоями туфов кислого состава; средняя существенно вулканогенная пачка (лавы и туфы кислого состава) и верхняя, сложенная глинистыми алевролитами с редкими прослоями туфов кислого состава и, на участке месторождения, кремнистыми образованиями мощностью в несколько сотен метров. Структура месторождения представляется в виде моноклинали северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 40-50°. Она осложнена Главным разломом северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 70-90°, который ограничивает рудную зону на западе.

Рудная зона локализуется в верхней пачке и в её строении выделяется три подзоны (рис. 1.29): нижняя, сложенная штокверковыми золото-полиметаллическими рудами в кремнистых породах; средняя, представленная пластовыми залежами золото-серебро-барит-полиметаллических руд (рудные тела Большой разнос и Комисское) и верхняя, - существенно баритовая.

По степени экзогенного преобразования на месторождении преобладают первичные (сульфидные) руды и в меньшей степени развиты вторичные (оксидные). Основными минералами первичных руд являются: сфалерит ZnS , галенит PbS , халькопирит $(CuFeS)$, барит $(BaSO_4)$, самородные золото (Au) и серебро (Ag) и др. Вторичные руды слагают халькозин Cu_2S , аргентит Ag_2S , ковеллин CuS , куприт (Si_2O) , халькантит $CuSO_4 \cdot H_2O$, малахит $(Si_2(CO_3)(OH)_2)$, азурит $(Si_2(CO_3)_2(OH)_2)$, смитсонит $ZnCO_3$, лимонит $HFeO_2 \cdot nH_2O$ самородные: медь (Cu) , золото (Au) , серебро (Ag) , и многие другие. Кроме того в результате окисления и денудации верхней части рудной зоны образовались две золоторудные россыпи у северного и южного подножий Батарейной сопки.

Первичные эндогенные руды разных подзон характеризуются различными содержаниями рудных компонентов. Так наиболее низкие содержания установлены в штокверковых рудах нижней подзоны, содержание в них $Cu - 0.2-0.6$, $Pb - 1.2-1.52$, $Zn - 1.87-2.37\%$, $Au - 0.1$ и $Ag - 8-22$ г/т; в золото-полиметаллических и золото-серебро-барит-полиметаллических рудах средней подзоны содержания составляют - $Cu - 0.17$ и 1.2 , $Pb - 0.85$ и 5.5 , $Zn - 1.64$ и $7.08-8.3\%$, $Au - 2$ и 5.3 г/т, $Ag - 29$ и $435-680$ г/т и баритовые руды верхней подзоны содержат $BaSO_4 - 92.45 - 99.22\%$, а также самородное золото до $3-5$ г/т.

Основываясь на геологическом строении рудных образований Змеиногорского месторождения можно предположить, что их формирование отражает особенности вулканогенно-гидротермальных процессов в приповерхностных зонах и на поверхности. С осаднением на дне морского бассейна вероятно связано формирование главных залежей золото-серебро-барит-полиметаллических руд средней подзоны. Жильные и штокверковые образования представляют собой фрагменты минерализации подводящих каналов гидротермальной системы.

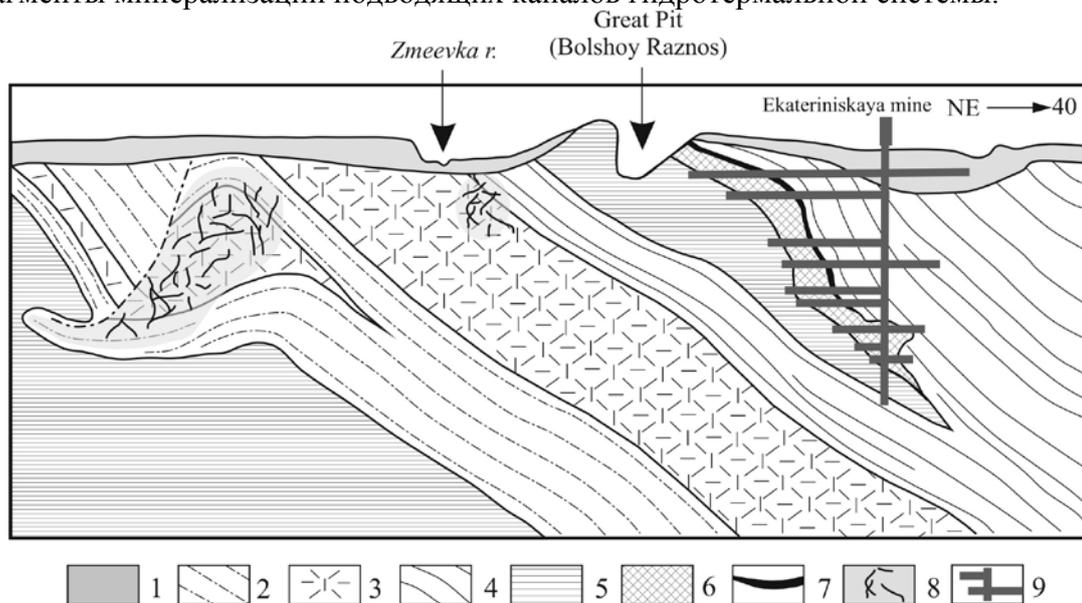


Fig. 1.29. Geological cross-section and the scheme of mining of the Zmeinogorsk deposit [State..., 2011b]. 1 – loose sandy-clay Cenozoic sediments, 2 – 4 – deposits of the Melnichnaya formation (D_{1-2}), 2 – siliceous and calcareous siltstones, 3 – rhyolitic and rhyodacitic lavas and tuffs, 4 – siltstones, sandstones and felsic tuffs, 5 – Paleozoic metamorphic shales, 6 – 8 – upper subzone ores, 6 – gold-plymetallic, 7 – gold-silver-barite-polymetallic, 8 – barite, 9 – old mines.

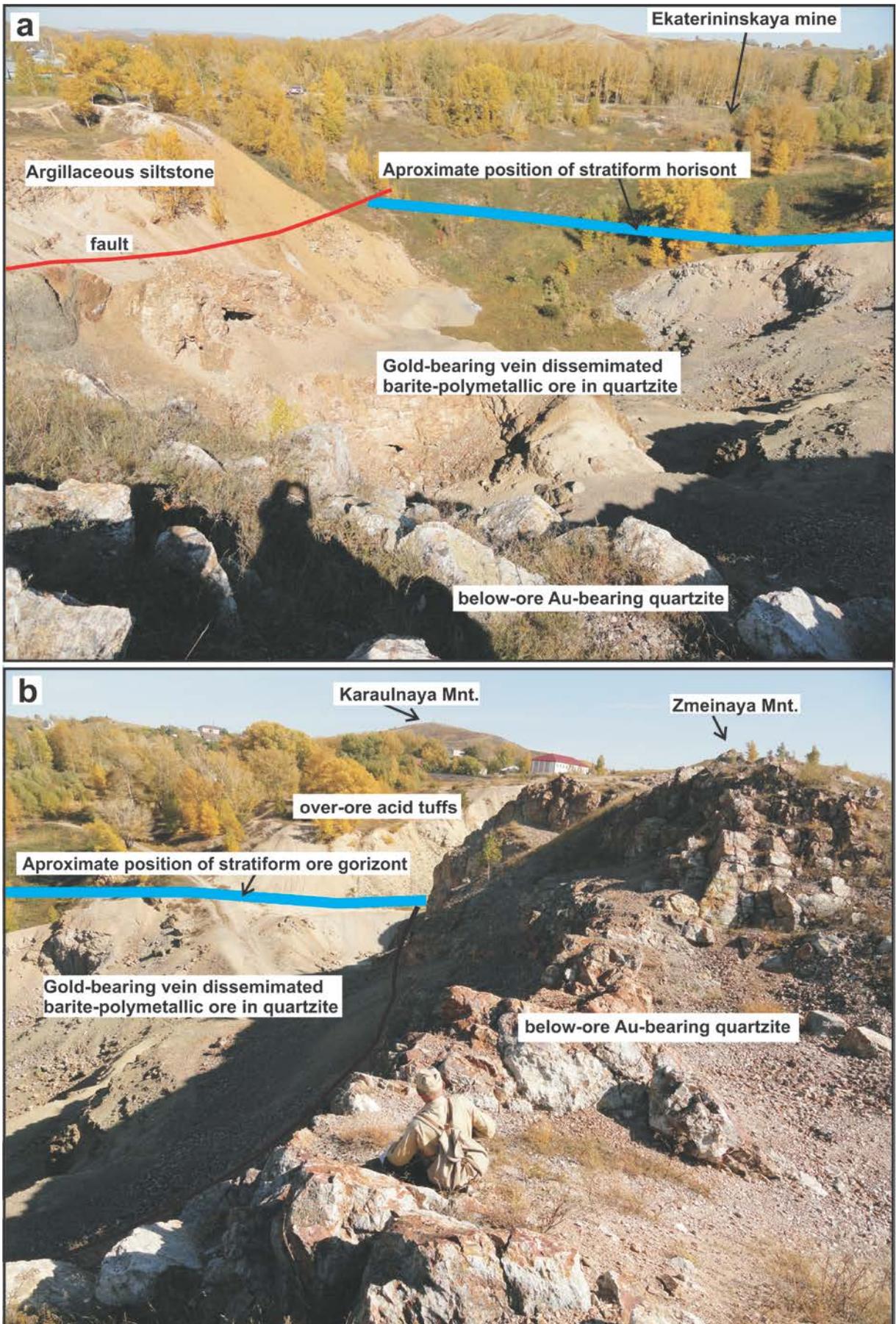


Рис. 1.30. Карьер Змеиногорского месторождения: вид на северо-западную (а) и юго-западную (б) стенки.

Stop 1-12. Месторождение Степное (Zn-Cu-Pb-Ag). Степное месторождение полиметаллов расположено на левом берегу верхнего течения р. Степной, в 4 км юго-восточнее с. Таловка на западном склоне г. Круглой. Оруденение в коренном залегании установлено 1951–52 гг. Месторождение открыто в 1960 г.

Месторождение приурочено к мелкой антиклинали, осложняющей ЮВ замыкание Таловской синклинали и разбито Центральным разломом на северный и южный блоки, которые характеризуются различными мощностями и составом отдельных пачек. Рудная зона локализована среди переслаивающихся глинистых, кремнисто-глинистых алевролитов и туфов кислого состава верхней подбиты каменевской свиты (Рис. 1.31). Проявлены две фации метасоматоза: карбонатно-кварц-серицитовая и карбонатно-серицито-кварцево-хлоритовая. Наиболее широко развиты кварцевые метасоматиты; они отмечаются во всех рудных телах, как основные рудовмещающие породы или приурочены к висячему боку рудных тел. Так же широко проявлена жильная минерализация, представленная штокверком кварцевых и кварц-баритовых жил. Промышленное полиметаллическое оруденение локализовано в рудных телах (более 30), имеющих ленто- и трубообразную форму. Протяженность отдельных рудных тел по простиранию 50–900 м, по падению 20–400 м при средней мощности от 1–2 до 7–8 м. Рудные тела залегают в меж- и внутрипластовых ослабленных зонах согласно напластованию вмещающих пород (тип манто). Кроме согласно залегающих рудных тел на месторождении установлено вертикальное тело барит-полиметаллических и преимущественно баритовых руд, пересекающие полиметаллические руды и складчатую структуру месторождения (Рис. 1.31). До глубины 30–50 м руды довольно интенсивно окислены.

Руды образовались при участии и сложном сочетании гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического процессов на фоне повышенной вулканической и тектонической активности района в течение длительного времени. Абсолютный возраст околорудных изменений пород (серицитолитов) в рудных зонах Степного и Таловского месторождений, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 362 до 384 млн. лет, что соответствует границе среднего и верхнего девона (Федак и др., в печати). По данным радиологических исследований в пределах соседнего Таловского месторождения установлен различный возраст для серицитизированных риолитоидов (340–360 млн. лет) и калишпатизированных пород (242–263 млн. лет) (Бальтер, 1976, Чекалин, 1979).

Полиметаллические руды вкрапленные (54 %), прожилковые (32 %) и сплошные (14 %). Преобладают первичные сульфидные медно-свинцово-цинковые руды. Главными минералами первичных руд являются: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит; второстепенные: теннантит, пирит (мельниковит). Первичные рудные минералы образуют вкрапленность в прожилках, секущих окремненные метасоматизированные породы. В жилах наблюдается несколько генераций рудных минералов.

Основу окисленных руд составляют азурит, малахит и церуссит; второстепенные минералы: халькозин, плумбоярозит ($\text{PbFe}_6[\text{SO}_4]_4(\text{OH})_{12}$), ковеллин, куприт, англезит. Минералы окисленных руд также образуют сеть трещин в выветрелых метасоматизированных породах. Помимо того, что породы зоны окисления являются рудой, они представляют интерес как поделочные камни для изготовления декоративных пластин и шаров.

Главные нерудные минералы: кварц, серицит, хлорит, барит, анкерит; второстепенные нерудные: доломит, кальцит, опал, гипс, флюорит.

Судя по особенностям геологического строения Степное месторождение имеет сложный генезис в котором образование главных рудных залежей произошло аналогично другим стратиформным колчеданным месторождениям, связанным с процессами вулканизма. Однако позднее на эти образования был наложен гидротермальный процесс, приуроченный к зонам разломов, рассекающих колчеданные залежи, который привел к формированию вертикальных зон баритовых прожилков.

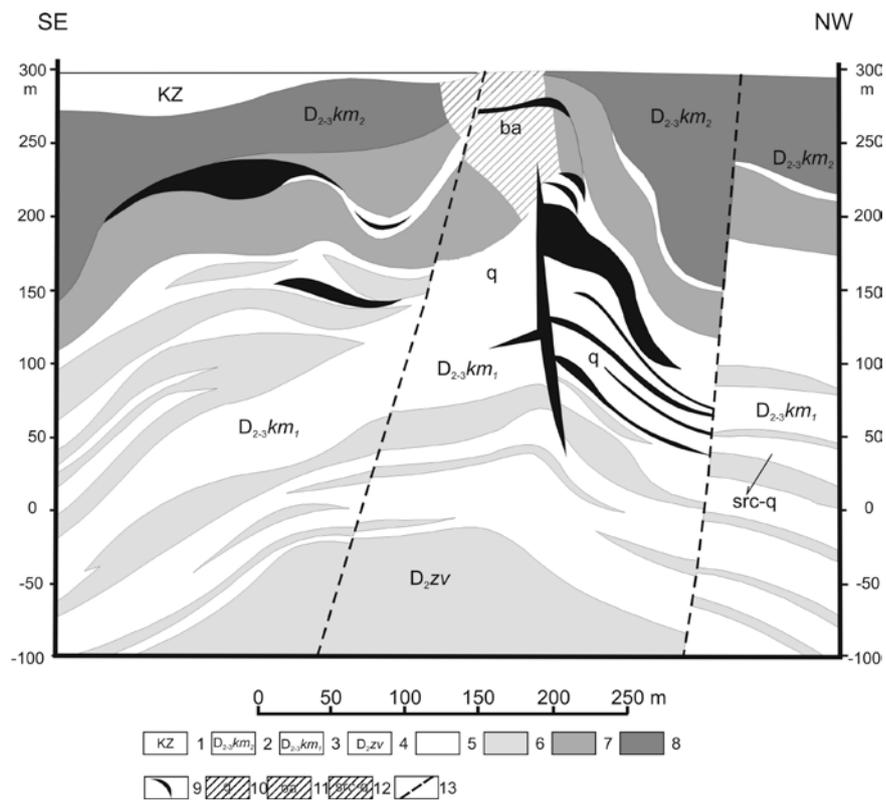


Fig. 1.31. Geological cross-section of Stepnoye deposit [State..., 2011].

1 – undivided Cenozoic sediments, 2 – Kamenevskaya formation, upper subformation, 3 – Kamenevskaya formation, lower subformation, 4 – Zavodskaya formation, 5 – clay-siliceous and siliceous siltstones, 6 – rhyolites and siltstone tuff, 7 – alternation of siltstones, sandstones and felsic tuffs 8 – ignimbrites, 9 – ore bodies, 10 – hydrothermal metasomatic quartzites and hydrothermally silicified rocks, 11 – zones of hydrothermal baritization, 12 – metasomatic sericite-quartz rocks, 13 – faults.

ГЛАВА 2. ГОРНЫЙ АЛТАЙ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Геологические комплексы Горного Алтая, обнаженные в районе проведения геологической экскурсии, входят в состав Чарышско-Инского блока, который представляет собой крайнее западное окончание структур каледонской Алтае-Саянской складчатой области. С юго-запада по Северо-Восточной зоне смятия Чарышско-Инской блок граничит с герцинидами Рудно-Алтайского блока Обь-Зайсанской складчатой системы, на востоке отделяется Чарышским разломом от Талицкого и Маралихинского террейнов. Северная граница перекрыта четвертичными отложениями Бийско-Барнаульской впадины, с юга стратифицированные отложения Чарышско-Инского блока трансгрессивно перекрыты раннедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями Коргонского прогиба (рис. 2.1).

Biya-Barnaul depression



Рис. 2.1. Принципиальная схема геологического строения Чарышско-Инского блок Горного Алтая (по [Шокальский, 1990] с упрощениями).

1 – обрамляющие террейны, 2 – 6 – стратифицированные образования: 2 – вулканогенные толщи раннего-среднего девона, 3 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения раннего девона, 4 – силурийские терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, 5 – средне-позднеордовикские терригенные отложения, 6 – позднекембрийские-раннеордовикские турбидиты. 7 – 12 – интрузивные образования: 7 – гранитоиды синюшенского комплекса (P_2-T_1), 8 – высокотитанистые габброиды харловского комплекса (C_2), 9 – гранитоиды боровлянского комплекса (D_{3fm}); 10-11 – породы усть-беловского комплекса (D_{3fm}): 10 – гранитоиды, 11 – габброиды и диориты, 12 – гранитоиды майорского комплекса (D_{3fr}), 13 – основные разломы. 14 – массивы, описанные или упоминаемые в тексте: 1- Майорский, 2 - Колыванский, 3 – Усть-Беловский, 4 – г. Очаровательной, 5 – Харловский, 6 - Синюшенский.

Древнейшими стратифицированными отложениями Чарышско-Инского блока являются позднекембрийские-раннеордовикские турбидиты горноалтайской серии, выделяемые в данном районе в суеткинскую свиту, сложенную лилово-серыми,

лиловыми, зеленоватыми хлоритизированными песчаниками, алевролитами, сланцами с небольшими прослоями гравелитов и конгломератов. В современной геологической структуре кембро-ордовикские отложения приурочены к ядрам антиклинальных складок, интенсивно смяты, рассланцованы, местами будинированы, а в экзоконтактах гранитоидных интрузий интенсивно ороговикованы. Общая мощность отложений свиты по данным [Государственная..., 2001] оценивается более чем в 2000 м.

Позднекембрийско-раннеордовикские толщи с несогласием перекрываются среднеордовикским – силурийским разрезом, имеющим общую мощность более 4000 м. Его отложения расчленены на бугрышихинскую и ханхаринскую (O_2), техтенскую (O_3), чинетинскую, полатинскую и чагырскую (S_1) свиты, залегающие друг на друге без признаков видимого несогласия. Общей особенностью ордовик-силурийского разреза является увеличение степени «зрелости» осадочных пород вверх по разрезу (постепенная смена полимиктовых разностей аркозовыми), а также смена терригенного осадконакопления карбонатным (вплоть до формирования исключительно карбонатных отложений чагырской свиты раннего силура). В целом, эволюция ордовик-силурийского осадконакопления фиксирует постепенное обмеление окраинного морского бассейна.

Ордовик-силурийские отложения трансгрессивно, местами с угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными толщами девона. В составе последних выделяются раннедевонская существенно терригенная барагашская свита (≈ 800 м.), несогласно перекрывающая ее среднедевонская куюганская свита, сложенная средними и кислыми лавами и пирокластическими породами (около 600 м.) и средне-позднедевонская терригенная (с подчиненным количеством карбонатов) малафеевская свита (около 500 м), несогласно перекрывающая вулканические толщи среднего девона.

Резкая смена состава и фациальных обстановок накопления девонских отложений, значительные вариации их мощностей по простиранию, наличие многочисленных несогласий указывают на то, что формирование вулканогенно-осадочных толщ девона происходило в активной тектонической обстановке. Регионально этот временной интервал отвечал существованию в западной части АССО и на востоке Обь-Зайсанской складчатой системы активной континентальной окраины андского типа, обусловленной погружением океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента.

Позднедевонский этап геологической истории региона, сопровождавшийся масштабным проявлением габброидного и гранитоидного магматизма (см. следующий раздел) в осадочных летописях практически не зафиксирован. Раннекаменноугольные отложения имеют крайне ограниченное развитие, обнажаясь лишь в ядрах синклиналичных структур. Начиная со среднего карбона (пик коллизии Сибирского и Казахстанского континентов), регион развивался в континентальном режиме.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧАРЫШСКО-ИНСКОГО БЛОКА

Чарышско-Инской блок характеризуется широким развитием гранитоидов, которые слагают многочисленные интрузии самостоятельно или в ассоциации с габброидами (рис. 2.1). Данные геологических и геохронологических исследований [Шокальский, 1990; Владимиров и др., 1997, 2001; Шокальский и др., 2001; Крук и др., 2009; Kruk et al., 2011] свидетельствуют о принадлежности интрузивных ассоциаций к пяти самостоятельным комплексам: майорскому габбро(?)-гранит-лейкогранитному (D_{3fr}), усть-беловском габбро-диорит-гранодиоритовому (D_{3fm}), боровлянскому гранит-лейкогранитному (D_{3fm}), харловскому габбро-монцодиорит-

граносиенитовому (С₁) и синюшенскому гранит-лейкогранитному (Р₂-Т₁). Ниже приводится краткая характеристика интрузивных комплексов и пород.

МАЙОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Гранитоиды **майорского комплекса** в Западном Алтае слагают несколько интрузивов, наиболее известным из которых является петротипический Майорский массив. Кроме него в состав комплекса входят несколько мелких интрузивных тел (Усть-Тулатинский, Чальский, Чесноковский и др.), расположенных в непосредственной близости от петротипического массива и тяготеющих к зоне Чарышско-Теректинского разлома (рис. 2.1). Гранитоиды майорского комплекса детально изучались С.П. Шокальским [1990]. По его данным гранитоиды прорывают терригенные и терригенно-карбонатные отложения кембрия-силура. Для экзоконтактовых зон типично развитие роговиков по осадочным породам и скарнов по известнякам. Широко развиты зоны катаклаза и милонитизации. Гранитоиды сопровождаются большим количеством даек, в большинстве своем кислого (аплиты, микрограниты, микрогранит-порфиры), значительно реже основного (диориты, диабазовые порфиры) состава.

Возраст гранитоидов майорского комплекса, определенный U-Pb изотопным методом по цирконам из гранитов главной фазы составляет 381±4 млн лет [Владимиров и др., 2001].

Петротипический Майорский массив представляет собой изометричное в плане тело площадью около 100 кв. км, имеющее неоднородное внутреннее строение. В северной части массива преобладают неравномернозернистые двуполевошпатовые биотитовые (±амфибол) крупно- и среднезернистые граниты, а южная часть сложена преимущественно равномернозернистыми средне- и мелкозернистыми моношпатовыми биотит-амфиболовыми гранит-лейкогранитами, эндоконтактовая кайма шириной до 700 м сложена моношпатовыми рибекитовыми лейкогранитами. Все описанные разновидности прорываются многочисленными телами мелкозернистых равномернозернистых и слабопорфировидных гранит-лейкогранитов, дайками биотитовых аплитовидных гранитов и биотит-амфиболовых гранит-порфиров, иногда содержащих вкрапленники щелочного амфибола.

Петрографические особенности пород. Биотитовые граниты северной части массива представляют собой светло-серые или розовато-серые породы, состоящие из кварца (30-35 %), кислого плагиоклаза (20-25 %) и решетчатого микроклина (35-45 %). Темноцветные минералы представлены биотитом (не более 5 %), изредка встречаются зерна зеленовато-бурого амфибола. Иногда гранитоиды имеют порфировидный облик, обусловленный присутствием крупных (до 1.5 см) выделений кварца и кислого плагиоклаза, не имеющих, кристаллографических очертаний. «Вкрапленники» часто деформированы и раздроблены. Акцессорный парагенезис представлен преимущественно магнетитом, цирконом и апатитом.

Моношпатовые амфиболовые граниты – серые, розовато-серые или розовые среднезернистые неравномернозернистые породы, сложенные кварцем (30-35 %) и решетчатым микроклин-пертитом (до 60 %). Резко преобладающий темноцветный минерал – субщелочной амфибол. Крайне редко встречаются чешуйки биотита. Акцессорные минералы – магнетит и циркон. Структуры пород микропегматитовые и микропойкилитовые, реже гранитные, еще реже – призматически-зернистые. В целом, для пород массива характерно чередование участков с гранитовой (гипидиоморфнозернистой), аллотриаморфнозернистой, микропойкилитовой и микропегматитовой структурами даже в пределах одного шлифа (рис. 2.2 а-с).

Вещественный состав. Для пород майорского комплекса характерны повышенная щелочность с преобладания калия над натрием, умеренная

глиноземистость, низкие концентрации кальция и фосфора. Моношпатовые амфиболовые гранит-лейкограниты, в сравнении с биотитовыми двуполевошпатовыми разновидностями, характеризуются слабо повышенными содержаниями титана, меньшей глиноземистостью, более высокими содержаниями железа и низкими – магния. По содержанию щелочей составы двуполевошпатовых биотитовых гранит-лейкогранитов соответствуют породам нормальной щелочности, а моношпатовых амфиболовых гранит-лейкогранитов - умеренно-щелочным породам (рис. 2.3. а). Гранитоиды характеризуются высокой железистостью ($f > 80\%$, рис. 2.3 б), большинство пород слабо пересыщены глиноземом.

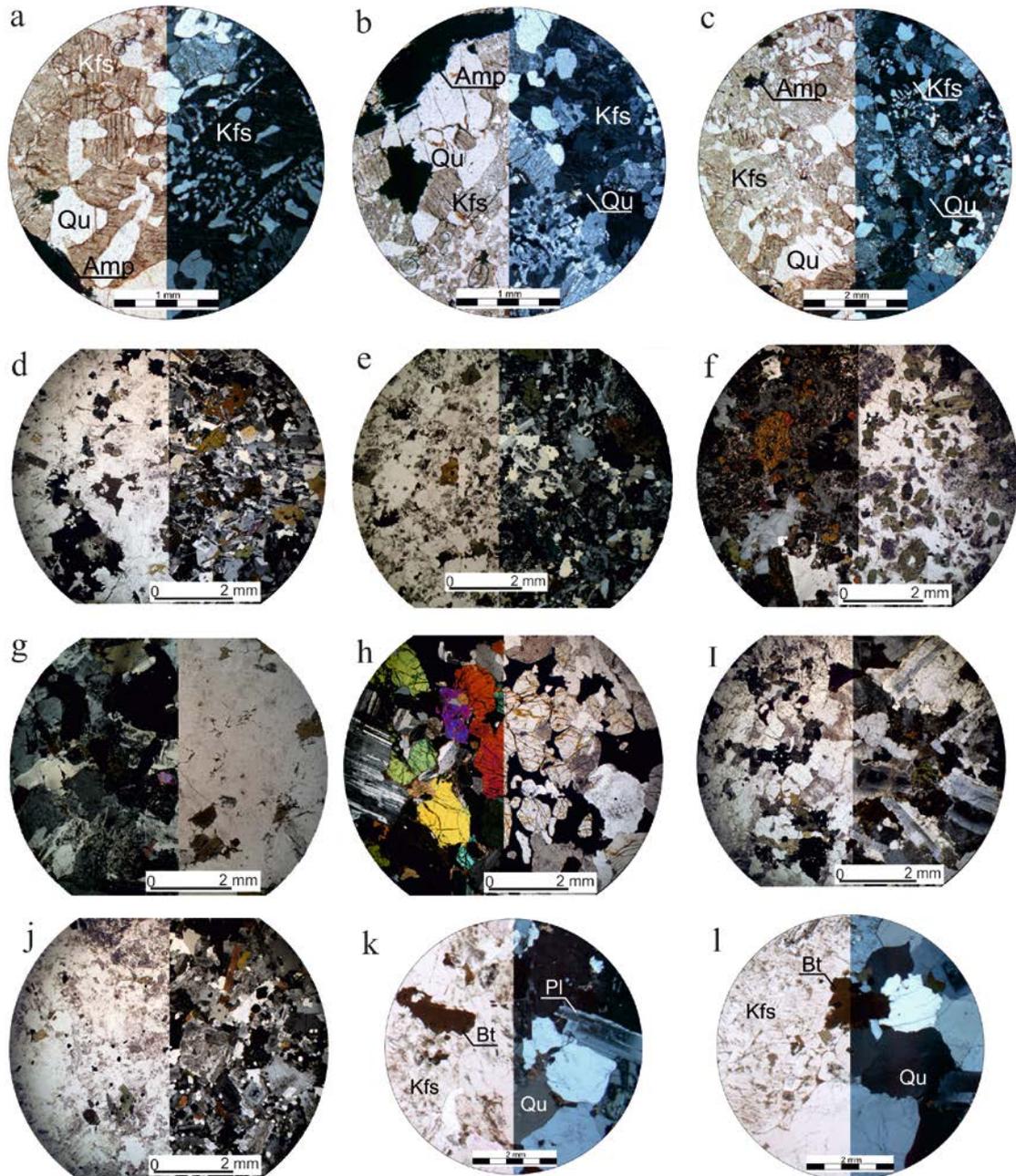


Рис. 2.2. Петрографические особенности интрузивных пород Чарышско-Инского блока Горного Алтая (описание в тексте). а - с – майорский комплекс, лейкократовые биотит-амфиболовые граниты южной части Майорского массива, d-f – усть-беловский комплекс, Колыванский массив (d – кварцевый диорит, е – гранодиорит, f – диорит меланократового включения); g – боровлянский комплекс, биотитовый гранит массива г. Очаровательной, h-j – харловский комплекс, Харловский массив (h – меланократовое габбро, I – монцодиорит, j – граносиенит); k - l – синюшенский комплекс, Синюшенский массив, биотитовые граниты главной фазы.

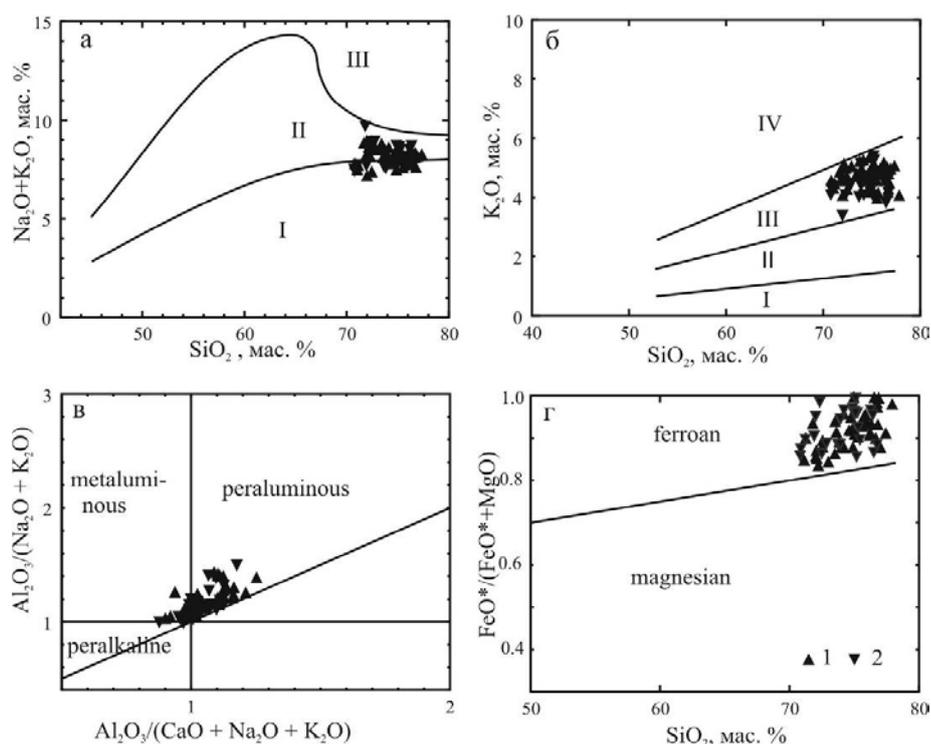


Рис. 2.3. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Майорского массива.

А – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно - щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); б – диаграмма «SiO₂-K₂O»; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; с – диаграмма «Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)» (молекулярные количества) [Maniar, Piccoli, 1989]; д – диаграмма «SiO₂-FeO*/(FeO*+MgO)» [Frost et al., 2001]. Условные обозначения: 1 – двуполевошпатовые разности, 2 – моношпатовые разности.

Редкоэлементный состав гранитоидов майорского комплекса характеризуется вышекларковыми содержаниями редких щелочей, пониженными концентрациями щелочноземельных металлов, близкларковыми содержаниями высокозарядных и элементов (табл. 2.1, рис. 2.4. а, б). Содержания РЗЭ в двуполевошпатовых биотитовых гранит-лейкогранитах близки к кларковому уровню. Спектры распределения РЗЭ в левой части асимметричны с отрицательным уклоном, а в правой – субгоризонтальные. Отчетливо выражен европиевый минимум, углубляющийся с ростом кремнекислотности пород. На мультиэлементных диаграммах (рис. 2.4.) присутствуют глубокие минимумы по Sr, Ba и Ti, незначительные отрицательные аномалии по Nb и Ta, положительные - по Th, Zr и Hf. Моношпатовые амфиболовые разности характеризуются резко повышенными содержаниями Zr, Hf, Y, Th (табл. 2.1). Суммарные содержания редкоземельных элементов достигают 350-660 г/т. Форма спектров распределения РЗЭ и мультиэлементных спектров сходна с двуполевошпатовыми разностями, однако все положительные и отрицательные аномалии проявлены более отчетливо. Породы постгранитных даек и мелких тел по редкоэлементным характеристикам близки к биотит-двуполевошпатовым гранит-лейкогранитам.

Гранитоиды майорского комплекса характеризуются крайне радиогенным составом неодима ($\epsilon(\text{Nd})\text{T} = +4.5$ $T_{(\text{Nd})\text{DM}-2} = 0.77$ млрд лет), резко отличным от всех пород континентальной коры региона [Крук и др., 2010; Kruk et al., 2011]. В целом, породы майорского комплекса соответствуют гранитоидам А-типа (рис. 2.5). Предполагается, что активную роль в генерации гранитоидов играли раннефранские мантийные магмы с геохимическими характеристиками OIB и $\epsilon(\text{Nd})\text{T} \approx +8$,

аналогичные описанным в соседних районах Горного Алтая [Крук, Сенников, 2012].

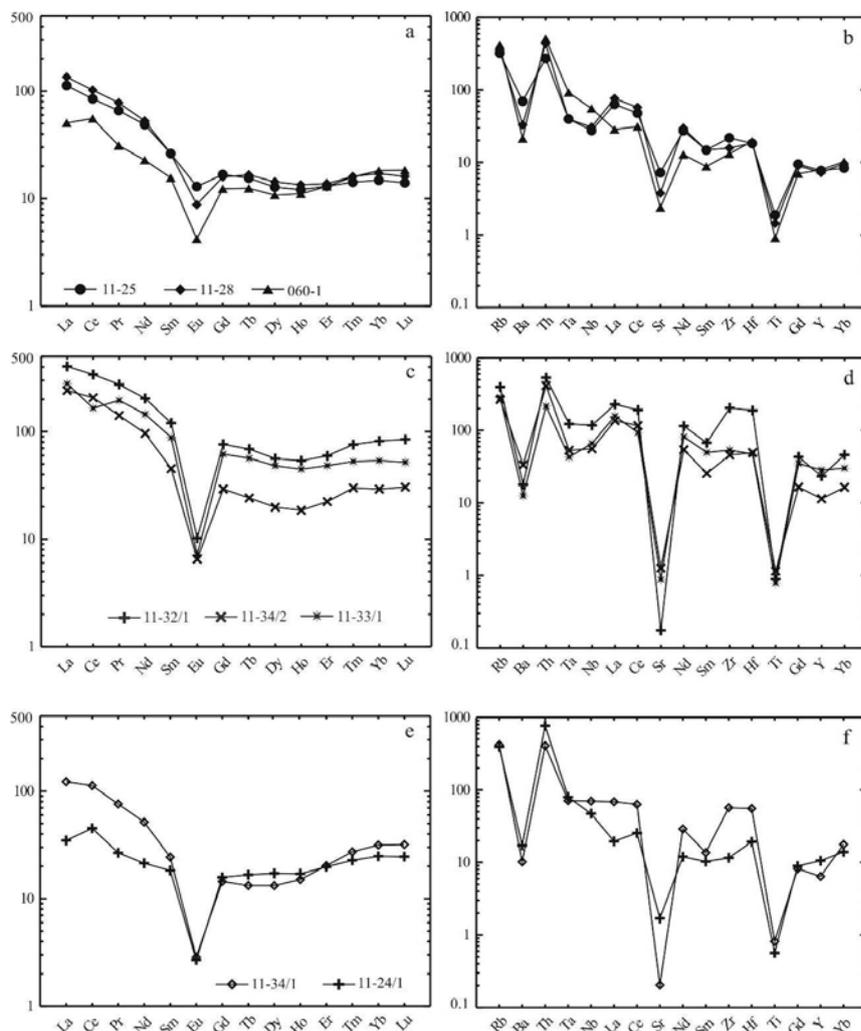


Рис. 2.4. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Майорского массива. а, б – двуполевошпатовые гранитоиды северной части массива, с, д – моношпатовые гранитоиды южной части массива, е, ф – поздние лейкограниты даек и мелких тел. Номера проб соответствуют табл. 2.1. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

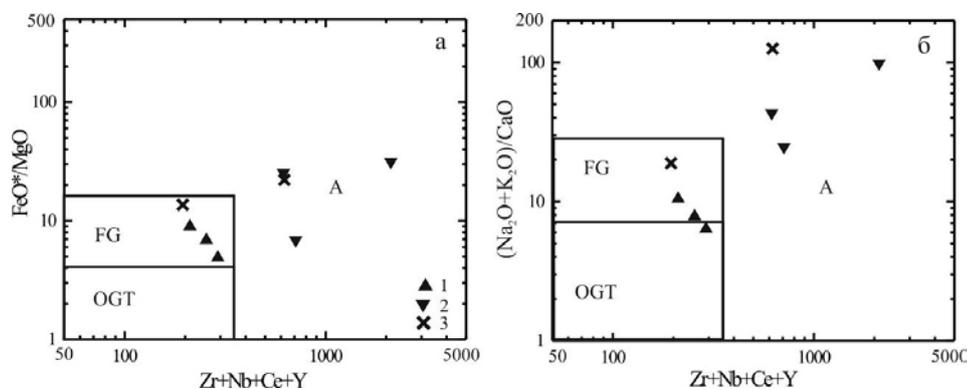


Рис. 2.5. Дискриминационные диаграммы [Whalen, 1989] для гранитоидов майорского комплекса. Поля: FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты М, S и I-типов, А – граниты А-типа. Условные обозначения: 1 – биотит-двуполевошпатовые, 2 – амфибол-калишпатовые разности, 3 – постгранитные тела и дайки.

Таблица 2.1

Содержания петрогенных компонентов (масс. %), редких и редкоземельных элементов в представительных пробах гранитоидов Майорского массива

№ пробы /Элемент	11-25	11-28	060-1	11-32/1	11-34/2	11-33/1	11-34/1	11-24/1
SiO ₂	72.24	74.22	75.28	76.21	75.04	76.45	76.37	76.82
TiO ₂	0.3	0.23	0.15	0.14	0.18	0.12	0.13	0.09
Al ₂ O ₃	13.98	13.5	12.71	11.21	12.07	11.66	11.89	12.21
Fe ₂ O ₃ *	2.37	1.96	1.33	3.37	2.73	2.38	2.45	1.51
MnO	0.05	0.07	0.04	0.13	0.05	0.02	0.06	0.03
MgO	0.42	0.25	0.13	<0.1	<0.1	0.32	<0.1	<0.1
CaO	1.31	1.06	0.77	0.09	0.21	0.32	0.07	0.44
Na ₂ O	3.51	3.36	3.23	3.93	4.14	3.8	4.06	3.55
K ₂ O	5.06	5.19	5.07	4.6	4.49	3.83	4.65	4.72
п.п.п.	0.48	0.07	1.48	0.35	0.57	0.63	0.35	0.44
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Сумма	99.85	99.98	100.27	100.08	99.62	99.58	100.1	99.87
Rb	177	194	228	218	146	156	231	217
Sr	128	67	42	3	22	16	4	30
Y	26	25	27	79	39	97	22	36
Zr	180	131	108	1691	380	443	471	96
Nb	15.4	17.1	31	65.8	31.2	37	39.2	26.3
Cs	4.8	7.9	7.7	1.8	3.7	1.4	4.1	2.9
Ba	354	167	108	91	170	64	52	87
La	34.94	41.96	15.66	125.46	74.85	86.49	37.92	10.77
Ce	68.48	82.58	44.89	274.12	167.02	133.48	90.82	36.45
Pr	8.05	9.52	3.8	33.46	17.22	23.8	9.27	3.26
Nd	29.2	31.69	13.69	122.12	57.69	87.06	30.86	12.77
Sm	5.11	5.13	3.04	23.42	8.84	17.19	4.74	3.56
Eu	0.95	0.64	0.31	0.75	0.48	0.53	0.21	0.2
Gd	4.33	4.12	3.2	19.71	7.57	15.99	3.74	4.09
Tb	0.73	0.79	0.59	3.26	1.14	2.68	0.63	0.79
Dy	4.12	4.61	3.47	18.06	6.37	15.48	4.25	5.54
Ho	0.87	0.97	0.8	3.85	1.33	3.22	1.08	1.23
Er	2.74	2.89	2.73	12.51	4.68	10.15	4.25	4.15
Tm	0.46	0.52	0.51	2.45	0.97	1.71	0.88	0.74
Yb	3.1	3.58	3.8	17.09	6.1	11.23	6.59	5.18
Lu	0.45	0.52	0.59	2.72	0.98	1.67	1.03	0.79
Hf	4.9	5	5.3	50.7	13.3	12.7	15	5.2
Ta	1.6	1.6	3.7	4.9	2.1	1.7	2.9	3.2
Th	17.4	27.8	32.6	34	26.5	13.8	26	49.1
U	3	3	6.5	17	4.6	6.4	5.7	7.1

Примечание: 1-3 – биотит-двуполевошпатовые гранит-лейкограниты, 4-6 – моношпатовые амфиболовые гранит-лейкограниты, 7-8 – постгранитные дайки: 7 – мелкозернистый биотит-амфиболовый гранит, 8 – аплит. Fe₂O₃* - суммарное железо в форме Fe₂O₃. Прочерк – содержание элемента не определялось.

УСТЬ-БЕЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Геологическая позиция и внутреннее строение массивов. Габброиды и гранитоиды **усть-беловского комплекса** в Западном Алтае слагают два крупных интрузива (Кольванский и Усть-Беловский), разделенных узкой полосой вмещающих пород, а также ряд более мелких интрузивов (рис. 2.1). Общая площадь проявления гранитоидов в Чарышско-Инском блоке составляет около 640 км².

Вмещающими породами для гранитоидов являются терригенные и терригенно-карбонатные толщи позднего кембрия – ордовика, в единичных случаях отмечаются интрузивные контакты с более молодыми образованиями (до живета включительно) [Шокальский, 1990]. Гранитоидные интрузии сопровождаются широкими (более 1 км) ареолами роговиков. Гранитоиды прорываются телами гранит-лейкогранитов боровлянского комплекса (D₃), а также пермо-триасовыми гранитоидами синюшенского комплекса. Радиологический возраст кварцевых диоритов Усть-Беловского массива, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 364±8 млн лет [Владимиров и др., 2001].

Внутреннее строение массивов усть-беловского комплекса характеризуется грубой зональностью: внешние части интрузий сложены, в основном, диоритами и кварцевыми диоритами, а во внутренних частях преобладают тоналиты, гранодиориты и, редко, меланократовые граниты. Габброиды ранней фазы слагают небольшие тела в периферических частях массивов, либо проявляются в виде ксеноблоков среди гранитоидов. Для тел габброидов типична ритмичная расслоенность с чередованием разностей, обогащенных плагиоклазом и темноцветными минералами. Между габброидами, диоритами и кварцевыми диоритами устанавливаются четкие интрузивные контакты. Взаимоотношения между тоналитами, гранодиоритами и меланогранитами по данным [Шокальский, 1990] имеют фациальный характер. Постгранитная дайковая серия представлена долеритами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит- и гранит-порфирами.

Характерной особенностью массивов усть-беловского комплекса является наличие в гранитоидах большого числа шпировидных меланократовых включений размером от 1 до 30 см (в редких случаях – до 1 м), сложенных мелкозернистыми породами магматического облика. Включения встречаются в породах разного состава (от кварцевых диоритов до меланогранитов). Судя по петрографическим наблюдениям и ограниченному числу петрохимических анализов, состав включений коррелирует с составом вмещающих гранитоидов. В кварцевых диоритах включения имеют габброидный состав, в гранодиоритах – диорит – кварцдиоритовый. Количество включений сильно варьирует в разных обнажениях: от почти полного отсутствия до 20-25 % объема породы.

Минералого-петрографические характеристики пород. Габброиды представляют собой темно-серые (до черных) среднезернистые породы равномернозернистого, редко слабо порфировидного облика с габбровой, офитовой, реже пойкилитовой структурой. По количественным соотношениям минералов породы габброидной фазы варьируют от габбро-анортозитов до габбро-норитов и меланодиоритов. Габбро сложены таблитчатыми выделениями зонального плагиоклаза (лабрадор № 65-55) и удлиненными кристаллами идиоморфного клинопироксена (авгит), при подчиненной роли буро-зеленой роговой обманки. В габбро-норитах, кроме того, присутствует ортопироксен, зерна которого часто окружены каймой авгита. Габбро-анортозиты характеризуются повышенным количеством плагиоклаза, имеющего изометричный облик и высокую (битовнит № 84-89) основность. Диориты наследуют петрографические особенности габбро, отличаясь от последних повышенными содержаниями амфибола (за счет пироксенов)

и присутствием в небольших количествах ксеноморфных зерен кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты – светло-серые среднезернистые равномернозернистые породы с массивной и шлировой текстурой состоящие, главным образом, из таблиц зонального (от андезина № 39-41 в ядрах крупных кристаллов до олигоклаза № 16-22 в каймах и мелких индивидах) плагиоклаза, лейст коричнево-бурого биотита ($F = 51-53$), и идиоморфных удлиненных зерен буро-зеленого амфибола, по составу отвечающего магнезиогастингситу и обыкновенной роговой обманке [Шокальский 1990; Титов и др., 1997]. Во всех породах встречаются мелкие ксеноморфные выделения нерешетчатого калишпата (от 10 % в кварцевых диоритах до 20 % в меланогранитах) и зерна кварца неправильной форм. Структуры пород - гранитные и монцитонитовые, отражающие последовательную кристаллизацию двух минеральных парагенезисов: раннего (плагиоклаз+амфибол+биотит) и позднего (кварц+калишпат+плагиоклаз±биотит) (рис. 2.2 d, e). Акцессорная минерализация пород представлена магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном.

Меланократовые включения в гранодиоритах Колыванского массива сложены мелкозернистыми равномернозернистыми (редко слабо пофировидными) кварцсодержащими диоритами, состоящими из изометричных таблиц зонального плагиоклаза (45-55 %), удлиненных зерен бурой роговой обманки (15-25 %), лейст темно-коричневого биотита (5-20 %) (рис. 2.6. с), ксеноморфных выделений калиевого полевого шпата и кварца (не более 10 % каждого). Спорадически в породах встречаются зерна клинопироксена, часто обрастающего по периферии роговой обманкой.

Вещественный состав. Породы усть-беловского комплекса отвечают непрерывной серии от габбро до гранитов. Общей особенностью габброидов и гранитоидов являются нормальная щелочность и повышенная известковистость. Габброиды характеризуются низкими содержаниями титана и фосфора (<0.55 мас. % TiO_2 , <0.15 мас. % P_2O_5) и умеренной (40-45 %) магнезиальностью (табл. 2.2, рис. 2.6). Лишь в наиболее «дифференцированных» габбро-норитах (обр. 04-9, табл. 2.2) содержания титана и фосфора возрастают (до 1 и 0.25 мас. % TiO_2 и P_2O_5 соответственно), а магнезиальность понижается до 30 %.

Гранитоиды характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием Na над K (рис. 2.6 a, b), низкими содержаниями титана и фосфора, повышенной известковистостью. Кварцевые диориты и тоналиты недосыщены глиноземом, в то время как среди гранодиоритов и меланогранитов преобладают корунднормативные разности (рис. 2.6 c). На диаграмме « $SiO_2-FeO^*/(MgO+FeO^*)$ » (рис. 2.6 d) точки составов габброидов, тоналитов и гранодиоритов локализируются в поле магнезиальных пород (за исключением наиболее дифференцированных габброидов, см. выше), в то время как единичные точки меланогранитов попадают в поле железистых разностей.

Редкоземельные характеристики пород усть-беловского комплекса приведены в табл. 2.2 и отображены на рис. 2.7. Габброиды характеризуются низкими содержаниями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов (табл. 2.2) Содержания РЗЭ также находятся на нижекларковом уровне ($\sum PЗЭ = 25-40$ г/т), спектры их распределения слабо асимметричные с $(La/Yb)_N = 1.5-3$ с европиевым максимумом в большинстве проб (рис. 2.7 a). В наиболее дифференцированных габброидах содержания крупноионных литофильных, высокозарядных и редкоземельных элементов незначительно повышаются (табл. 2.2, рис. 2.7 b), в спектрах распределения РЗЭ появляется слабый европиевый минимум. На мультиэлементных диаграммах фиксируются отрицательные аномалии по Nb и Ta, минимумы по Ti и максимумы по Sr – постепенно исчезающие с ростом железистости пород.

Диориты характеризуются повышенными, в сравнении с габброидами, содержаниями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов (табл. 2.2, рис. 2.7 а, б). Содержания РЗЭ приближаются к кларковым для этой группы пород (Σ РЗЭ = 85-90 г/т), спектры их распределения асимметричные с более высокими, чем в габброидах $(La/Yb)_N$ отношениями (4.1-4.7) и незначительным европиевым минимумом. Кварцевые диориты близки по составу к диоритам.

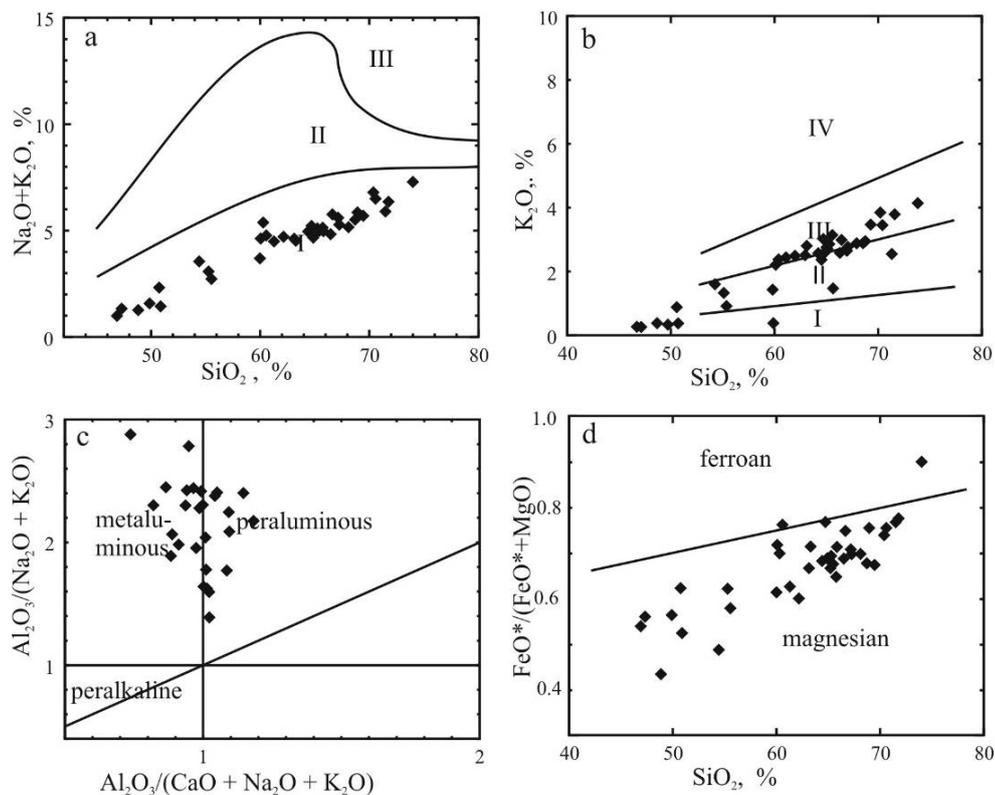


Рис. 2.6. Петрохимические диаграммы для пород усть-беловского комплекса.

А – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно - щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); б – диаграмма « SiO_2-K_2O »; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; с – диаграмма « $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ – $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ » (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]; д – диаграмма « $SiO_2-FeO^*/(FeO^*+MgO)$ » [Frost et al., 2001].

Тоналиты, гранодиориты и меланограниты характеризуются широкими вариациями редкоземельных характеристик. Для них характерны более высокие содержания Rb, Ba, Y, Zr, Hf, Th, пониженные концентрации Sr (табл. 2.2). Концентрации РЗЭ превышают уровень, характерный для габброидов и диоритов (Σ РЗЭ = 100-130 г/т)/ Спектры их распределения асимметричные с $(La/Yb)_N = 5-11$ (увеличивается с ростом кремнекислотности пород), в наиболее кремнекислых разностях появляется небольшой европиевый минимум (рис. 2.7 с).

Мелкозернистые диориты меланократовых включений из гранодиоритов Кольванского массива (табл. 2.2) характеризуются умеренными концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba). Содержания высокозарядных и редкоземельных элементов не только превышают уровень, характерный для вмещающих гранодиоритов, но и достигают максимума среди всех пород усть-беловского комплекса. Спектры распределения РЗЭ асимметричные, «пологие» за счет высоких содержаний лантаноидов иттриевой группы, с отчетливым минимумом по Eu. Форма мультиэлементных спектров близка к наблюдаемой в гранодиоритах (рис. 2.7. е, ф).

Таблица 2.2

Содержания петрогенных компонентов (масс. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах пород Колыванского и Усть-Беловского массивов

№ пробы	04-10/1	04-10/4	04-10/5	04-9	04-6	04-3	04-8
Элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46.82	47.25	49.81	50.68	50.81	55.21	55.48
TiO ₂	0.54	0.47	0.5	0.91	0.39	0.66	0.64
Al ₂ O ₃	16.33	18.27	16.46	16.39	14.86	16.26	15.04
Fe ₂ O ₃ *	12.1	11.29	11.5	11.12	10.97	9.02	9.17
MnO	0.2	0.18	0.19	0.17	0.19	0.15	0.14
MgO	9.22	7.91	7.94	6.01	8.89	4.9	5.95
CaO	12.39	11.81	10.98	10.03	10.61	8.8	8.6
Na ₂ O	0.78	1.12	1.3	1.49	1.12	1.8	1.87
K ₂ O	0.22	0.21	0.28	0.83	0.33	1.28	0.87
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.08	0.22	0.04	0.14	0.13
п.п.п.	1.21	1.33	0.86	1.89	1.75	1.23	2.04
Сумма	99.94	99.93	99.93	99.77	99.97	99.48	99.96
Rb	8	8	8	23	8	40	23
Sr	255	273	294	272	228	274	247
Y	10	13	13	19	11	20	21
Zr	9	19	16	66	34	86	103
Nb	0.6	1	1.6	5.4	1.7	5.9	6
Cs	1.1	2.7	2	1.1	0.8	2.4	1.9
Ba	42	65	78	179	131	273	251
La	2.85	4.77	5.19	11.05	6.47	15.61	15.24
Ce	6.44	9.87	10.72	23.06	12.66	32.18	31.64
Pr	1.04	1.5	1.57	3.19	1.69	4.1	4.21
Nd	5.07	7.16	6.91	14	6.88	16.68	17.26
Sm	1.42	1.85	1.78	3.21	1.71	3.7	3.75
Eu	0.68	0.82	0.82	0.96	0.58	1.06	1.02
Gd	1.75	2.24	2	3.46	1.88	3.7	3.79
Tb	0.29	0.38	0.38	0.57	0.31	0.57	0.62
Dy	1.9	2.48	2.42	3.44	2.1	3.8	3.98
Ho	0.4	0.51	0.51	0.7	0.43	0.8	0.82
Er	1.14	1.46	1.47	2.16	1.27	2.29	2.34
Tm	0.19	0.25	0.24	0.33	0.22	0.37	0.37
Yb	1.2	1.65	1.66	2.04	1.4	2.29	2.53
Lu	0.19	0.25	0.24	0.32	0.2	0.33	0.37
Hf	0.4	0.7	0.6	2.3	1.3	3	3.4
Ta	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.4	0.5
Th	0.2	0.6	0.5	2.7	2.6	4.8	4.7
U	0.1	0.3	0.3	0.8	0.9	1.2	1.2

Таблица 2.2, окончание

№ пробы	8-603	8-603/1	8-602	04-12	8-602/1	8-602/2	8-602/5
Элемент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	60.91	62.7	65.14	65.9	55.32	56.14	57.36
TiO ₂	0.63	0.52	0.47	0.51	0.58	0.57	0.55
Al ₂ O ₃	16.2	16.26	15.1	15.64	16.87	16.09	15.54
Fe ₂ O ₃ *	7.16	6.58	5.75	5.28	8.48	8.49	8.27
MnO	0.12	0.12	0.1	0.07	0.17	0.2	0.19
MgO	2.63	2.43	2.64	1.85	3.97	4.66	4.39
CaO	6.29	5.81	5.07	4.71	7.25	7.21	7.26
Na ₂ O	2.35	2.49	2.31	2.81	3.54	3.03	2.84
K ₂ O	2.06	1.94	2.8	2.42	2.28	2.7	2.18
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.1	0.13	0.14	0.12	0.11
п.п.п.	0.72	0.8	0.64	0.73	1.39	0.74	1.1
Сумма	99.26	99.8	100.11	100.05	100.02	99.98	99.83
Rb	64	61	102	75	74	82	70
Sr	254	218	204	270	235	189	204
Y	24	19	26	22	45	51	44
Zr	108	96	135	132	80	137	108
Nb	8.7	7.4	9.8	8.6	11.6	12.1	10.9
Cs	5	5.2	–	–	3.6	4.8	4.7
Ba	441	372	497	470	324	327	313
La	21.66	20.29	23.06	21.73	22.52	17.43	15.96
Ce	42.97	42.28	44.63	39.94	45.45	46.2	40.99
Pr	5.5	4.5	5.53	4.87	7.52	7.38	6.78
Nd	21.62	16.58	20.64	18.27	31.77	32.27	29.38
Sm	4.31	3.35	4.12	3.48	7.29	7.71	6.77
Eu	1.18	0.96	0.84	1.05	1.37	1.44	1.33
Gd	4.27	3.46	3.57	3.08	7.18	7.90	6.97
Tb	0.66	0.57	0.61	0.53	1.2	1.32	1.13
Dy	4.4	3.7	4.13	3.23	7.48	8.48	7.26
Ho	0.9	0.8	0.89	0.7	1.6	1.85	1.5
Er	2.65	2.1	2.67	2.09	4.92	5.74	4.71
Tm	0.44	0.35	0.41	0.31	0.82	0.97	0.78
Yb	2.78	2.3	2.92	2.28	5.43	6.32	5.22
Lu	0.42	0.34	0.47	0.36	0.79	0.95	0.77
Hf	3.8	3.5	3.7	3.2	3.9	5.9	4.4
Ta	0.8	0.7	1	0.6	1.1	1.7	1.4
Th	7.2	9.8	9.7	9.7	12.7	14.4	8.6
U	2	1.2	2.7	1.9	1.8	4.9	2.9

Примечания: 1 – меланогаббро, 2 – габбро-троктолит, 3-4 – габбро, 5 – габбро-норит, 6-7 – двупироксен-амфиболовые диориты, 8 – биотит-пироксен-амфиболовый кварцевый диорит, 9 – биотит-амфиболовый тоналит, 10-11 – амфибол-биотитовые гранодиориты, 12 – 14 – меланократовые включения в гранодиоритах. Fe₂O₃* - суммарное железо в форме Fe₂O₃. Прочерк – содержание элемента не определялось.

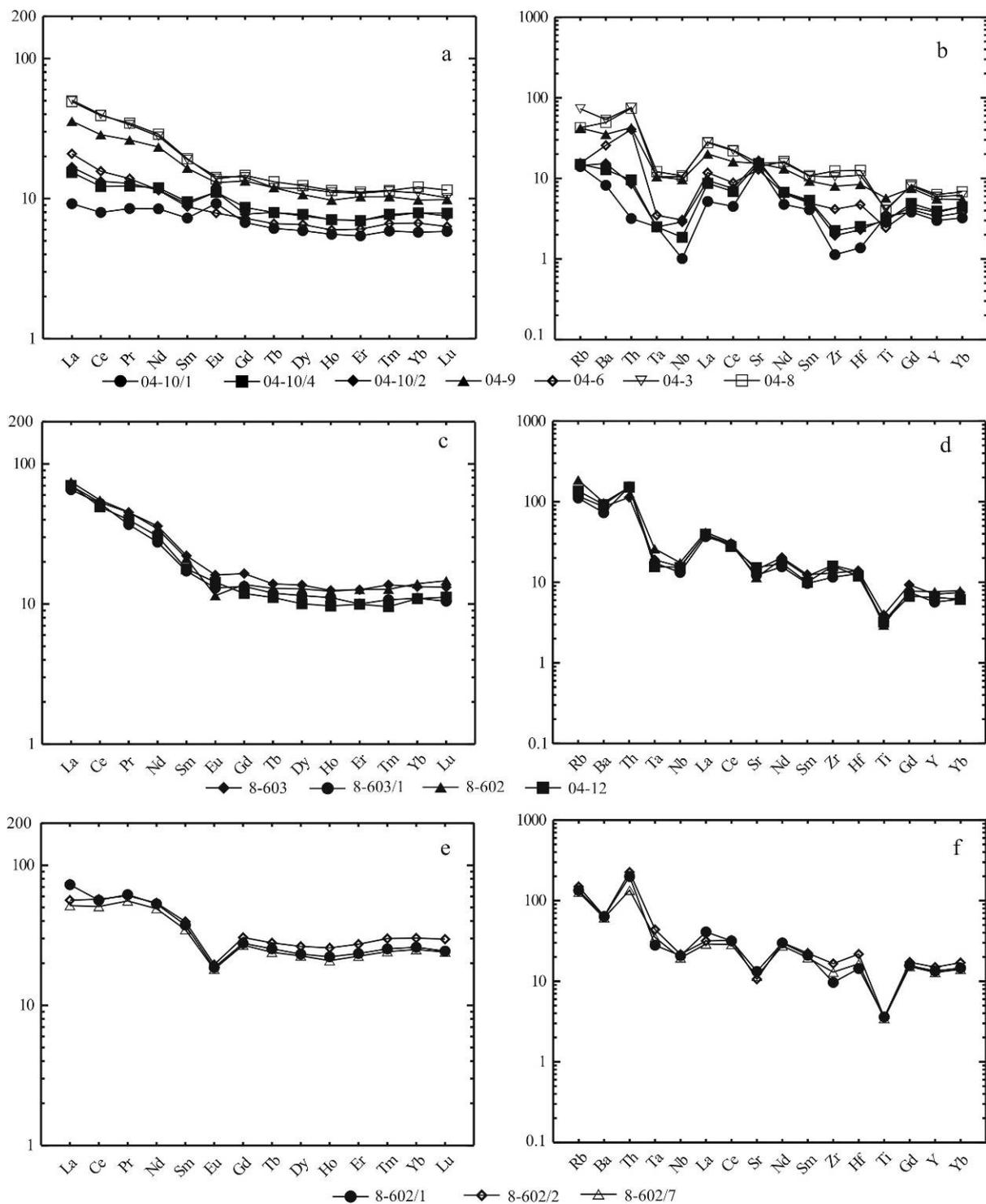


Рис. 2.7. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для габброидов и гранитоидов усть-беловского. а-б – габброиды и диориты, с-д – кварцевые диориты и гранодиориты, е-ф – меланократовые включения в гранодиоритах. Номера проб соответствуют табл. 2.2. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Данные по изотопному составу неодима в породах усть-беловского комплекса приведены в табл. 2.3. Габброиды характеризуются слабо положительными (+0.4) значениями $\epsilon_{(Nd)}T$. Гранодиориты, слагающие основной объем массива, по изотопному составу неодима ($\epsilon_{(Nd)}T \approx 0$, $T_{(Nd)}DM-2 = 1.15$ млрд лет), с одной стороны,

незначительно отличаются от габброидов, с другой – практически идентичны вмещающим породам верхней коры (кембро-ордовикские турбидиты). В то же время, тоналиты характеризуются более радиогенным составом неодима ($\epsilon_{Nd}T=+2.9$, $T_{(Nd)DM-2}=0.9$ млрд. лет). Мелкозернистые диориты из меланократовых включений по изотопному составу Nd полностью идентичны габброидам.

Таблица 2.3

Результаты Sm-Nd изотопных исследований габброидов и гранитоидов Колыванского массива

№	Проба	Порода	Sm г/г	Nd г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (0)	ϵ_{Nd} (375)	$t_{Nd}(DM)$ млн лет	$t_{Nd}(DM-2)$ млн лет
1	04-10/5	Габбро	1.68	6.59	0.1543	0.512556+18	-1.6	0.4		
2	8-603/1	Тоналит	2.78	13.9	0.1210	0.512600+18	-0.7	2.9	907	901
3	602	Гранодиорит	2.98	14.3	0.1241	0.512453+7	-3.6	-0.1	1188	1154
4	602/2	Диорит (включение в гранодиорите)	7.71	32.3	0.1443	0.512531+8	-2.1	0.4		

Данные петрологических исследований [Крук и др., 2008; Kruk et al., 2011] указывают на то, что формирование гранитоидов усть-беловского комплекса было обусловлено, в первую очередь, интенсивным взаимодействием габброидов с породами континентальной коры, масштабным анатексисом и смешением мантийных и коровых магм. Совместное плавление пород верхней и нижней коры (кембро-ордовикских турбидитов и подстилающих их океанических базальтов) и смешение в разных пропорциях образовавшихся анатектических магм привело к формированию тоналитов, гранодиоритов и меланогранитов. Массовое гранитообразование в коре протекало на фоне дифференциации мантийных базитовых магм в промежуточных очагах.

БОРОВЛЯНСКИЙ КОМПЛЕКС

Гранитоиды **боровлянского комплекса** широко проявлены в западной части Горного Алтая, образуя совместно с породами усть-беловского комплекса и пермo-триасовыми гранитоидами крупные сложнопостроенные плутоны [Шокальский, 1990, шокальский и др., 2001; Kruk et al., 2011]. Основной объем этих гранитоидов сосредоточен в пределах Талицкого и Маралихинского террейнов. В Чарышско-Инском блоке они представлен несколькими интрузиями, наиболее крупной из которых (около 50 км²) является массив г. Очаровательной (рис. 2.1).

Массив представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело, прорывающее гранитоиды усть-беловского комплекса. Эндоконтактовая зона массива представлена оторочкой мелкозернистых аплитовидных гранитов шириной 100–250 м, основной объем интрузива сложен крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и двуслюдянными гранит-лейкогранитами.

К югу от массива ответвляется дайкообразное тело мелкозернистых аплитовидных лейкогранитов (Колыванская апофиза), которое протягивается более чем на 10 км и срезается в южной части пермo-триасовыми гранитоидами

Синюшенского массива.

Возраст гранитоидов массива г. Очаровательной, определенный Ar-Ar методом по биотиту в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитик – А.В. Травин), составляет 375 ± 1 млн лет (рис. 2.8). Полученная датировка несколько древнее U-Pb возраста вмещающих гранитоидов усть-беловского комплекса. Отметим, однако, что последний определен с большой ошибкой и, вероятно, нуждается в уточнении.

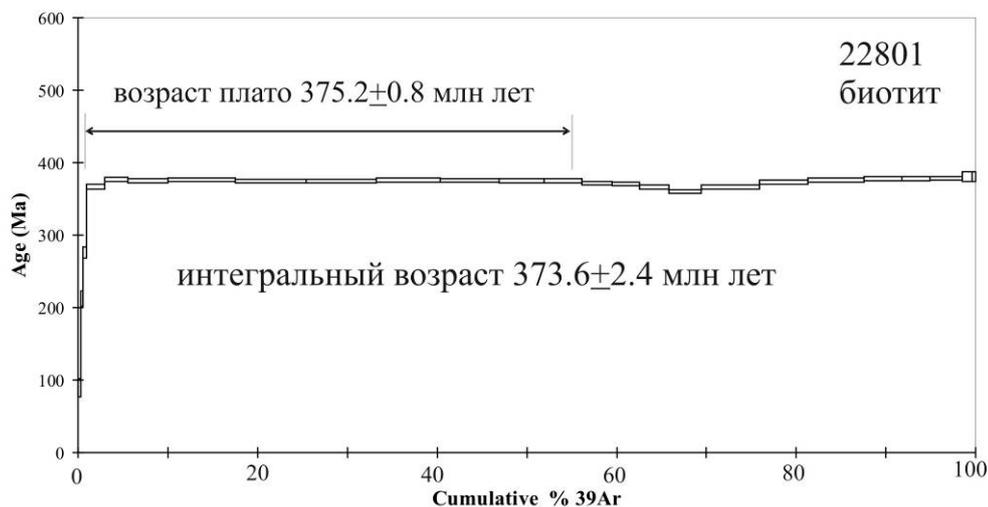


Рис. 2.8. Результаты Ar-Ar датирования монофракции биотита из пробы 22801 гранита главной фазы массива г. Очаровательной.

Петрографические особенности пород. Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, слагающие основную часть массива, – крупно-среднезернистые породы серого или розовато-серого цвета. Характерна неравномерно проявленная порфиридность, обусловленная наличием вкрапленников калишпата размером до 3 см (их количество в отдельных образцах достигает 15 %). Основная масса пород имеет гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 2.10.) и состоит из дымчатого кварца (32–40 %), мелких изометричных зерен пертитового решетчатого микроклина (28–40 %), таблитчатых выделений плагиоклаза № 20–27 (20–28 %), красно-коричневого биотита (3–10 %), мусковита (0–5 %).

Аплитовидные граниты, слагающие краевую оторочку массива и Колыванскую апофизу, – светло-серые, буровато-серые мелкозернистые порфиридные породы. Во вкрапленниках содержат дипирамидальные кристаллы кварца и призматические - полевого шпата, в основной массе – приблизительно равные количества кварца, калишпата и кислого плагиоклаза. Темноцветные минералы редки и представлены исключительно биотитом (не более 2-3 %). Также обычен мусковит. Среди аксессуарных минералов встречаются магнетит, ильменит, апатит, циркон, монацит, реже – ортит и турмалин.

Вещественный состав гранитоидов. Породы массива г. Очаровательной по петрохимическому составу отвечают унимодальной гранит-лейкогранитной ассоциации нормальной щелочности (за исключением наиболее лейкократовых разновидностей, составы которых систематически отклоняются в направлении умеренно-щелочной области (см. рис. 2.9 а). Для пород характерны калиевая специализация щелочей (рис. 2.9 б), низкие содержания кальция и пересыщенность глиноземом (за исключением наиболее кремнекислых лейкогранитов, см. рис. 2.9 с), высокая железистость (рис. 2.9 d).

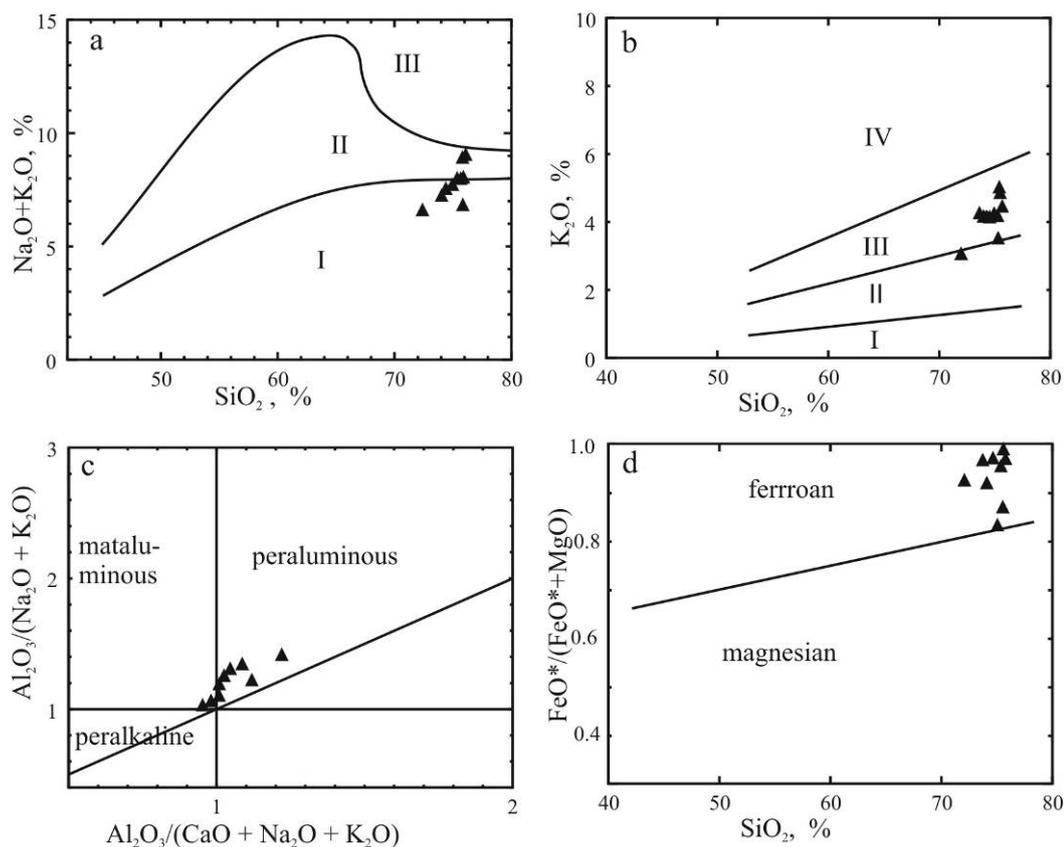


Рис. 2.9. Петрохимические диаграммы для пород массива г. Очаровательной.

а – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно - щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); б – диаграмма «SiO₂-K₂O»; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; в – диаграмма «Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)» (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]; д – диаграмма «SiO₂-FeO*/(FeO*+MgO)» [Frost et al., 2001].

Редкоэлементные характеристики пород массива приведены в табл. 2.4. Для гранит-лейкогранитов характерны близкие к среднекоровым концентрации Rb и Ba, пониженные содержания Sr и высокозарядных элементов. Содержания РЗЭ находятся на нижекларковом уровне (суммарно – 100-170 г/т). С повышением кремнекислотности пород содержания иттриевых лантаноидов существенно возрастают, в то время как цериевых лантаноидов и европия остаются почти неизменными (табл. 2.4). Как следствие, форма спектров распределения РЗЭ в гранитоидах изменяется от резко асимметричной (в отдельных пробах - близкой к V-образной) с (La/Yb)_N около 9 до асимметричной с (La/Yb)_N = 5.2 и глубоким европиевым минимумом (рис. 2.10). На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ta и Nb, Sr, Ti, менее заметный – по Ba.

По особенностям геологической позиции, возрасту, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям описанные гранитоиды уверенно коррелируются с высокоглиноземистыми гранитоидами боровлянского комплекса Талицкого блока, Горного Алтая. Вместе с тем, петрогеохимическая типизация пород массива затруднена в силу их высокой кремнекислотности.

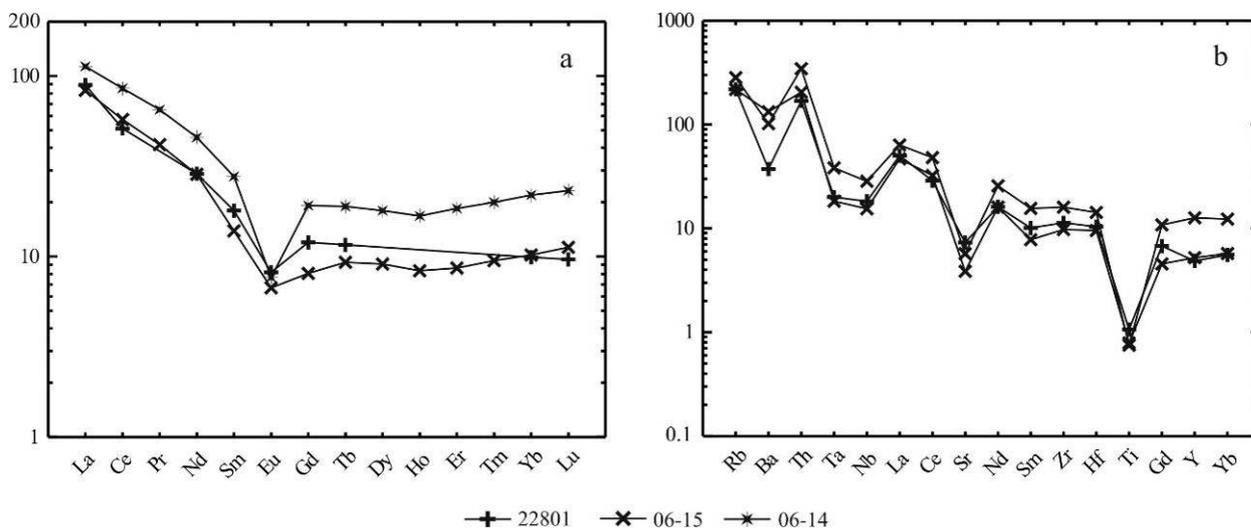


Рис. 2.10. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранит-лейкогранитов массива г. Очаровательной. Номера проб соответствуют табл. 2.4. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

ХАРЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузии харловского комплекса в западном Алтае образуют вытянутый в северо-западном направлении ареал, конформный структуре среднепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского континента. В составе ареала выделяется пять небольших массивов, наиболее крупным из них является Харловский массив, площадью около 10 км², который находится в восточной части Чарышско-Инского блока вблизи Чарышского разлома и прорывает турбидитовые толщи позднего кембрия – раннего ордовика. В экзоконтакте массива сформирована зона роговиков мощностью 500-800 м.

Возраст пород Харловского интрузива, определенный в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II), составляет 328.8±2.4 млн лет (рис. 2.11).

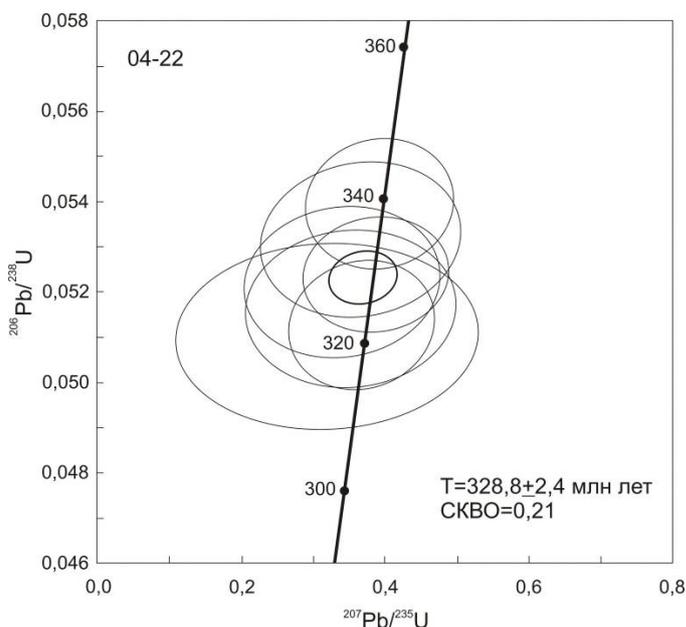


Рис. 2.11. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из пробы кварцевого монцодиорита Харловского массива.

Харловский массив детально изучен С.П. Шокальским в 80-х годах XX столетия при проведении крупномасштабных геолого-съёмочных работ. В составе массива по данным [Шокальский, 1990; Шокальский и др., 2000; Крук и др., 2008] выделяется четыре интрузивные фазы. Первая фаза, слагающая центральную часть массива, представлена лейко- и мезократовыми габбро, реже – оливинсодержащими габбро, титаномагнетитовыми оливиновыми меланогаббро и клинопироксенитами, амфиболовыми габбро и троктолитами. Породы первой фазы в разной степени расслоены от тонко-ритмичных до однородных массивных или неясно полосчатых. Вторая фаза представлена небольшими телами мелко-среднезернистых такситовых биотит-амфиболовых диоритов в периферических частях массива. Диоритовые тела сопровождаются маломощными дайками (0.5-3 м) диоритовых порфиритов и микродиоритов. Третья фаза образована розовато-серыми биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритами, слагающими тела вдоль контактов интрузива. Розовато-серые мелко-среднезернистые граносиениты четвертой фазы слагают небольшой шток в южной части массива. Постгранитная серия представлена поясом даек диабазов, андезитобазальтовых порфиритов и гранодиорит-порфиоров.

Петрографические особенности пород. Габбро меланократовые – темно-серые мелко- и среднезернистые массивные или тонкополосчатые породы с офитовой, гранулитоофитовой, участками пойкилоофитовой и сидеронитовой структурами. Минералы кумулуса представлены незональным лабрадор-битовнитом (40-45 %), клинопироксеном (25-35 %) и оливинном (10-15 %). Керсутит, обыкновенная роговая обманка, биотит и титаномагнетит обладают признаками более позднего выделения (рис. 2.2. h). Содержания титаномагнетита в меланогаббро достигают 15 %. Он наблюдается в виде густой вкрапленности неправильной формы зерен размерами 0.5-3 мм. Иногда образуются рудные микрошлиры до 1.5 см, вытянутые параллельно полосчатости в породах. Наряду с титаномагнетитом, в породах в значительных количествах (до 0.2 %) встречается ильменит. Главные акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен.

Габброиды – серые, светло-серые средне-крупнозернистые массивные, реже слабо трахитоидные или полосчатые породы с офитовой и пойкилоофитовой структурой. От меланогаббро отличаются большим количеством плагиоклаза при меньшем (суммарно – не более 35-40 %) содержании темноцветов. Плагиоклаз резко варьирует по основности (50-90% анортитового минала), пироксен – титанавгит. Второстепенные минералы – керсутит, роговая обманка (по пироксену), биотит, титаномагнетит. Оливин встречается в единичных зернах.

Для лейкогаббро характерны более высокие содержания апатита (до 0.1 %) и циркона. В весовых количествах встречается пирит. Из других акцессориев в единичных знаках встречены сфен, халькопирит, корунд, гранат.

Диориты второй фазы – серые мелко-среднезернистые породы с призматически-зернистой, участками гипидиоморфнозернистой структурой. Характерно наличие многочисленных мелких шлиров темно-серых меланократовых микродиоритов. Основные минералы – зональный плагиоклаз (55-60 %) (от лабрадора в центре до олигоклаза в краевых частях), зеленовато-бурая роговая обманка (10-15 %) и биотит (7-10 %). В качестве второстепенных минералов встречаются клинопироксен и керсутит. Постоянно присутствуют в небольших количествах калишпат и кварц. Акцессорные минералы – сфен, количество которого в отдельных пробах достигает 0.1 %, а также магнетит, циркон, апатит.

Кварцевые монцодиориты третьей фазы – серые или розовато-серые крупно-, среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. В породах постоянно присутствует калишпат, роговая обманка количественно преобладает над биотитом. Плагиоклаз отчетливо зональный: от андезина в центре до олигоклаза по краям. Буро-зеленая роговая обманка часто образует сростки с густо-коричневым

лепидомеланом (рис. 2.2 i). Характерны большие количества ильменита, титаномагнетита и циркона. Реже встречаются игольчатые кристаллы апатита.

Граносиениты четвертой фазы – средне- и мелкозернистые розовато-серые роговообманково-биотитовые породы с массивной, изредка миароловой текстурой и слабо выраженной порфировидной структурой. Последняя обусловлена наличием вкрапленников полевых шпатов (рис. 2.2 j). Основная масса пород неравномернозернистая, характеризуется гипидоморфно-зернистой или аллотриаморфнозернистой структурой (рис. 2.2 c). Главные минералы – кварц (15-20 %), зональный плагиоклаз (45-50 %), калишпат (15-20 %), биотит (8-15 %), роговая обманка (до 3 %). Акцессорная минерализация представлена магнетитом, цирконом, апатитом, реже - монацитом и сфеном.

Вещественный состав пород. По петрохимическому составу габброиды и гранитоиды харловского комплекса соответствуют породам умеренно-щелочной серии с преобладанием натрия над калием (табл. 2.5, рис. 2.12. a, b). Вещественный состав габброидов характеризуется высокими содержаниями титана (до 6 мас. % TiO_2 в меланократовых разностях и до 4 мас. % – в лейкократовых), железа (до 35 мас. % Fe_2O_3), пониженной глиноземистостью (рис. 2.12. c), повышенными концентрациями калия и фосфора. Эти особенности вещественного состава в значительной мере наследуются и гранитоидами (табл. 2.5).

Редкоэлементный состав меланократовых габброидов характеризуется высокими содержаниями ряда «транзитных» элементов (Sc – до 50 г/т, V – до 700 г/т,) и низкими концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов (табл. 2.5, рис. 2.13). На мультиэлементных спектрах отмечаются интенсивные максимумы по Sr, Ba и Ti (рис. 2.13). В целом, геохимические характеристики меланогаббро свидетельствуют об их кумулюсной природе и указывают на ведущую роль фракционирования плагиоклаза, оливина, клинопироксена и титаномагнетита при формировании пород расслоенной серии [Шокальский, 1990].

Лейкократовые габброиды, напротив, обогащены РЗЭ (в сумме – до 200 г/т), крупноионными и высокозарядными литофильными элементами, в т.ч. Nb и Ta (до 60 и 4 г/т соответственно, табл. 2.5). По вещественному составу эти породы близки к субщелочным базальтам океанических островов. В ряду от габбро до субщелочных диоритов и монцодиоритов наблюдается рост содержаний практически всей гаммы редких элементов за исключением Sr, Nb и Ta (их концентрации слабо понижаются).

При переходе к граносиенитам отмечается падение содержаний РЗЭ (преимущественно за счет лантаноидов иттриевой группы), Zr, Hf и Ba (рис. 2.13). Инверсия поведения ряда редких элементов свидетельствует о существенной автономности граносиенитовых магм, однако наличие среди постгранитных даек мелкозернистых габброидов, идентичных по составу базитам ранних фаз, доказывает, что формирование всех пород массива происходило в рамках единой магматической колонны. В целом, эволюция химического состава пород Харловской интрузии отражает процесс дифференциации мантийных габброидных магм с одновременным развитием корового анатексиса и формированием гибридных корово-мантийных расплавов.

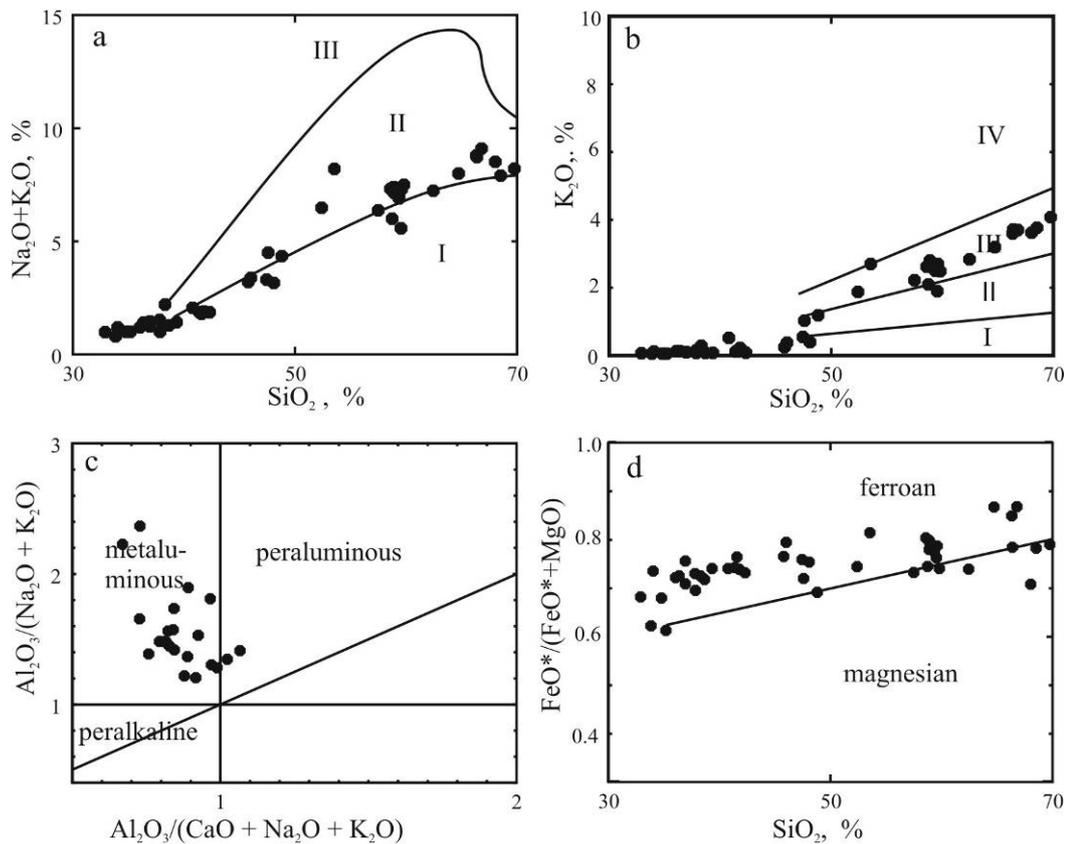


Рис. 2.12. Петрохимические диаграммы для пород Харловского массива.

а – TAS- диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно - щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); б – диаграмма «SiO₂-K₂O»; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; в – диаграмма «Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)» (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]; д – диаграмма «SiO₂-FeO*/(FeO*+MgO)» [Frost et al., 2001].

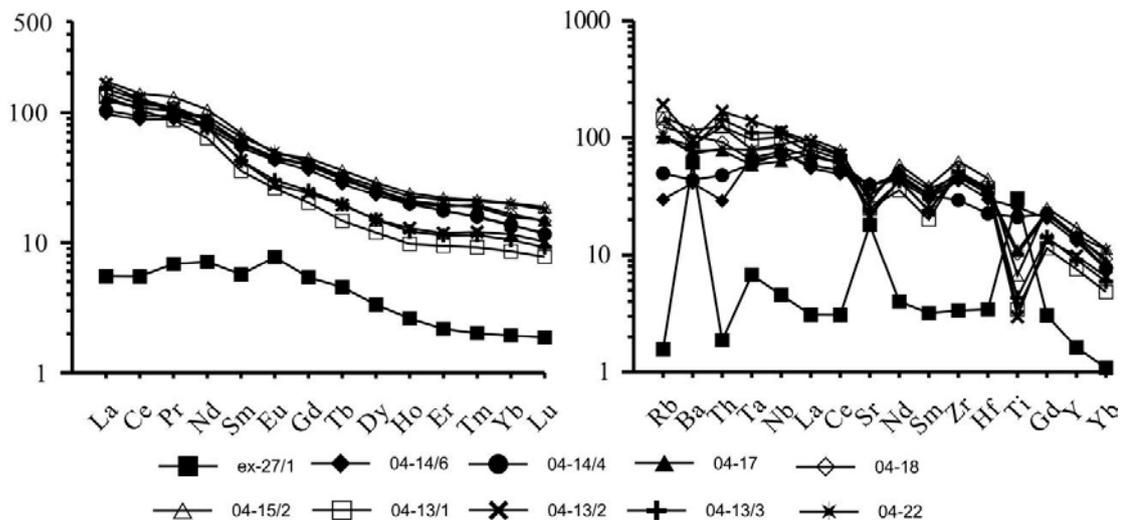


Рис. 2.13. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Харловского массива.

Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]. Номера проб соответствуют табл. 2.5.

Таблица 2.5

Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах пород Харловского массива

№ пробы	ex-27/1	04-14/6	04-14/4	04-17	04-22	04-15/2	04-13/1	04-13/2	04-18	04-13/3
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	32.58	47.6	48.83	57.51	58.49	62.46	68.53	69.76	59.81	66.39
TiO ₂	4.82	4.07	3.36	1.75	1.75	1.07	0.55	0.47	1.63	0.69
Al ₂ O ₃	9.82	15.24	15.39	16.07	15.58	15.84	15.44	15.15	15.57	16.07
Fe ₂ O ₃	29.64	13.85	12.86	8.75	9.2	5.93	3.68	3.51	7.8	4.32
MnO	0.24	0.22	0.21	0.2	0.21	0.16	0.09	0.12	0.18	0.09
MgO	14.73	4.85	5.16	2.88	2.47	1.88	0.92	0.84	2.46	1.07
CaO	7.32	8.72	8.02	5.38	5.09	3.72	1.96	1.96	4.1	2.35
Na ₂ O	0.66	3.47	3.16	4.15	3.5	4.4	4.14	4.13	5.01	5.01
K ₂ O	0.08	1.03	1.19	2.22	2.28	2.84	3.77	4.08	2.49	3.72
P ₂ O ₅	0.04	0.54	0.68	0.65	0.6	0.31	0.24	0.16	0.52	0.4
H ₂ O	0.1	0.59	0.72	0.4	0.6	1.03	0.58	0.16	0.32	0.18
Сумма	100.02	100.19	99.57	99.95	99.83	99.64	99.9	100.35	99.89	100.28
Rb	1	16	27	55	57	83	81	106	68	56
Sr	321	723	707	696	564	498	443	378	584	433
Y	5	44	48	50	50	58	26	33	49	31
Zr	28	358	243	422	393	525	429	399	384	425
Nb	2.5	42.6	40.9	35.4	46.1	49.3	56.6	63.3	39.3	61.5
Ba	313	210	223	393	374	595	444	491	531	431
La	1.7	30.21	32.29	39.97	38.06	53.77	41.19	51.21	43.71	46.99
Ce	4.42	70.8	75.73	87.7	87.94	113.2	84.48	103.04	94.36	100.99
Pr	0.84	10.82	11.49	12.74	12.57	16.06	10.63	13.14	13.48	12.49
Nd	4.27	46.01	48.83	52.46	55.66	63.20	38	46.5	53.08	45.62
Sm	1.10	10.47	11.09	11.4	12.62	13.46	6.95	8.32	11.01	8.27
Eu	0.57	3.13	3.24	3.34	3.68	3.55	1.91	2.06	3.32	2.22
Gd	1.4	9.38	10.27	10.36	10.74	11.51	5.24	6.19	10.1	6.51
Tb	0.22	1.34	1.48	1.49	1.55	1.71	0.7	0.92	1.45	0.93
Dy	1.08	7.45	7.98	8.18	8.71	9.31	3.84	4.83	7.99	4.83
Ho	0.19	1.42	1.43	1.51	1.63	1.73	0.7	0.93	1.47	0.88
Er	0.46	3.69	3.68	4.09	4.45	4.63	1.98	2.48	3.96	2.38
Tm	0.07	0.51	0.51	0.6	0.68	0.69	0.3	0.39	0.63	0.37
Yb	0.4	2.83	2.87	3.28	4.14	4.19	1.79	2.42	3.45	2.19
Lu	0.06	0.38	0.37	0.48	0.57	0.6	0.25	0.33	0.47	0.3
Hf	0.9	8.1	6.1	9.7	9.8	12.2	10.1	9.7	9.1	10.1
Ta	0.3	2.7	2.4	2.3	3.2	3.2	3.9	5.6	2.6	4.4
Th	0.1	1.8	3.1	5	5.2	7.9	8	10.8	5.9	9.1
U	0.3	0.6	1.1	1.4	1.6	2.2	1.6	2.2	1.6	2.6

Примечание: 1 – меланократовое титаномагнетитовое габбро, 2-3 – лейкократовые габбро, 4-5 – субщелочные диориты, 6 – кварцевый монцодиорит, 7-8 – граносиениты, 9 – монцодиоритпорфир (дайка), 10 – граносиенит-порфир (дайка).

Тектонические условия формирования. Возраст пород харловского комплекса соответствует границе визейского и серпуховского веков раннего карбона и практически совпадает со временем проявления первых геологических свидетельств коллизии Сибири и Казахстана (перекрывание меланжированных офиолитовых комплексов грубым флишем и мелководными молассоидными отложениями в Чарском палеоокеаническом бассейне Восточного Казахстана, [Полянский и др., 1979]). При рассмотрении природы данного магматизма принципиальными являются следующие факты: 1) приуроченность магматизма к ранней стадии коллизии; 2) конформность его ареала со структурой активной континентальной окраины; 3) локальность магматизма и «точечный» характер его проявления, сопровождающийся, тем не менее, активным анатексисом пород коры; 4) значительный (не менее 25 млн лет) временной отрыв магматизма от известных проявлений внутриплитной активности.

Исходя из этой совокупности данных, формирование габброидов и гранитоидов харловского комплекса, вероятнее всего, связано с отрывом слэба в зоне коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и возникновением верхнемантийного диапира.

СИНЮШЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Гранитоиды **синюшенского комплекса** в западной части Горного Алтая слагают серию интрузий, тяготеющих к Северо-Восточной зоне смятия. Массивы гранитоидов приурочены к долгоживущим разрывным нарушениям северо-западного простирания и занимают автономное секущее положение по отношению к ареалам предшествующего магматизма. Наиболее крупными являются массивы Тигирекский (более 150 км²), расположенный в труднодоступной горной местности, и петротипический Синюшенский (102 км²).

Синюшенский массив находится к югу от пос. Колывань и представляет собой близкое к изометричному в плане куполообразное тело с крутыми контактами, прорывающее в северной части позднедевонские гранитоиды усть-беловского и боровлянского комплексов, а в западной, южной и восточной – терригенные и терригенно-карбонатные толщи раннего-среднего палеозоя. Возраст гранитоидов Синюшенского массива, определенный Rb-Sr изохронным методом, составляет 244.5±4.5 млн лет [Владимиров и др., 1997].

Внутреннее строение массива весьма однородно: он практически нацело сложен средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми лейкократовыми гранитами, крупнозернистыми в северной части массива и среднезернистыми – в центральной и западной его частях. Крайне редко в гранитах главной фазы встречаются ксенолиты более меланократовых пород: среднезернистых биотит-роговообманковых равномернозернистых или порфировидных кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. Постгранитные дайки представлены аплитовидными гранитами и аплитами.

Для средне-крупнозернистых пород комплекса характерна крупноглыбовая матрацевидная отдельность, а для мелко-среднезернистых – тонкоплитчатая. Направление падения пластовых трещин всегда совпадает с направлением поверхностей контактов массивов.

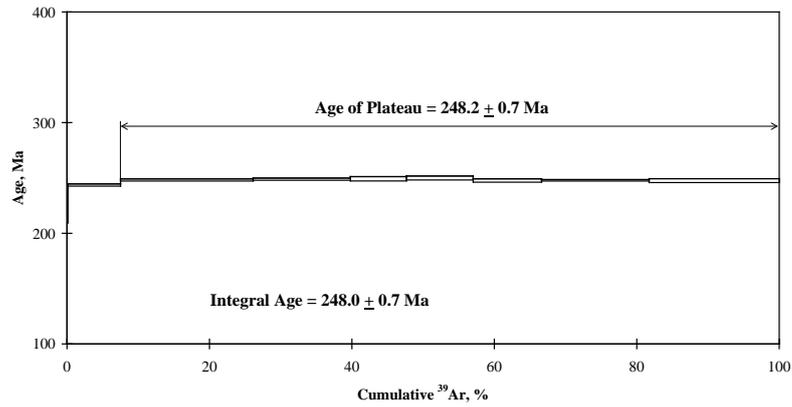


Рис. 2.14. Результаты Ar-Ar изотопного датирования биотита из гранита Синюшенского массива (образец No. 11-02).

Петрографические особенности пород. Гранит-лейкограниты Синюшенского массива – светло-серые или розовато серые порфирированные биотитовые породы. Порфиновый облик обусловлен присутствием мегакристов калишпата, количество которых составляет от 5-10 % до 40 % объема породы. Основная масса – средне- или крупнозернистая, имеет гранитовую и гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 2.2), сложена кварцем (25-30 %), калишпатом (30-35 %), слабо зональным плагиоклазом (олигоклаз № 18-25, 30-35), коричневым или красно-коричневым биотитом – 3-7 %. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, ильменитом, цирконом, апатитом, реже встречаются монацит, флюорит, крайне редко – сфеном и тантало-ниобатами [Шокальский, 1990].

Вещественный состав. По петрохимическому составу породы Синюшенского массива отвечают унимодальной гранит-лейкогранитной ассоциации нормальной щелочности с преобладанием калия над натрием (рис. 2.15 а, б). Гранитоиды характеризуются низкими содержаниями фермических элементов, кальция и фосфора (табл. 2.6), имеют высокую железистость и пересыщены глиноземом (рис. 2.15 с, d).

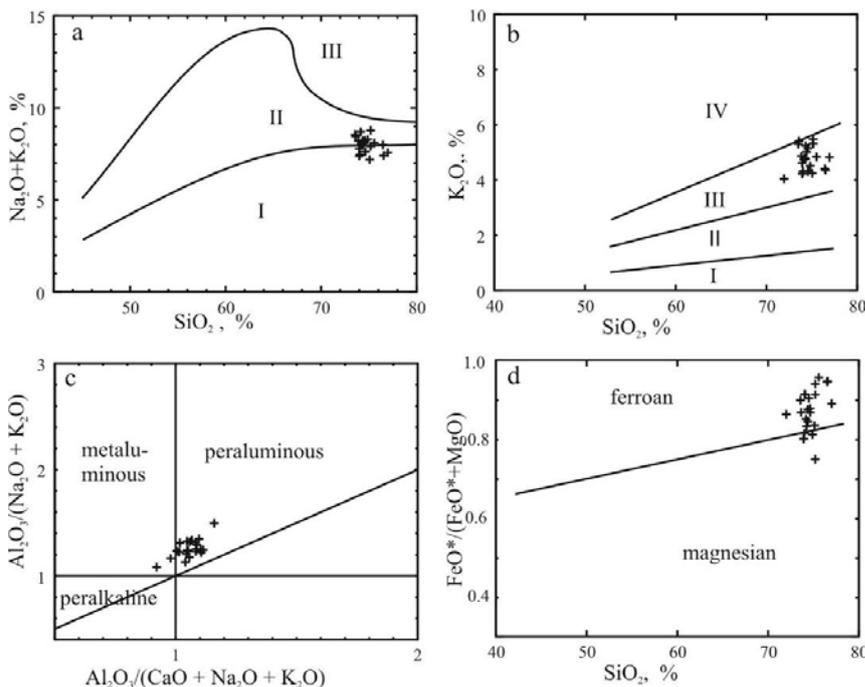


Рис. 2.15.

Петрохимические диаграммы для гранит-лейкогранитов Синюшенского массива. а – TAS-диаграмма: поля составов пород I – нормальной щелочности, II – умеренно-щелочных, III – щелочных (границы полей указаны в соответствии с [Le Maitre, 1989]); б – диаграмма «SiO₂-K₂O»; поля составов пород: I – низкокалиевых, II – умеренно калиевых, III – высококалиевых, IV – ультракалиевых. Границы полей – по [Le Maitre, 1989]; в – диаграмма «Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) – Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)» (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]); д – диаграмма «SiO₂-FeO*/(FeO*+MgO)» [Frost et al., 2001].

Таблица 2.6

Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах лейкократовых гранитов Синюшенского массива

№ пробы/ Элемент	8-11-02	8-11-05	8-11-05/1	8-11-09	8-11-12	8-11-13
SiO ₂	73.86	74.57	72.59	73.3	75.48	76.08
TiO ₂	0.27	0.26	0.25	0.19	0.22	0.2
Al ₂ O ₃	13.7	13.64	13.66	13.35	13.04	12.75
Fe ₂ O ₃ *	2.49	2.32	2.52	1.62	1.78	1.85
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
MgO	0.44	0.44	0.43	0.25	0.27	0.25
CaO	1.64	1.61	1.57	0.96	0.97	0.92
Na ₂ O	3.21	3.11	3.1	3.04	2.9	2.91
K ₂ O	4.57	4.44	4.87	5.75	5.37	4.93
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05
п.п.п.	0.38	0.3	0.07	0.37	0.14	0.34
Сумма	100.79	100.89	99.29	99.01	100.37	100.41
Sc	8.1	7.6	7.4	5.9	5.3	6.4
Co	3.2	3.2	3.3	1.9	2.1	2.2
Ga	17.5	17.9	17.2	17.8	16.4	17.4
Rb	259	231	248	356	270	311
Sr	133	131	131	110	99	94
Y	30	26	29	15	28	14
Zr	219	189	197	127	179	156
Nb	22.1	20.1	21.1	20.9	23.8	18.1
Cs	11.4	9.3	10.5	12.6	9.7	9.6
Ba	402	378	410	319	230	251
La	50.22	52.91	45.31	42.11	56.62	48.18
Ce	92.98	92.83	86.09	63.98	83.84	74.57
Pr	9.26	9.04	8.4	5.59	7.49	6.64
Nd	30.92	30.09	28.96	17.5	23.79	20.43
Sm	6.2	5.81	5.95	2.86	4.65	3.37
Eu	0.9	0.88	0.89	0.57	0.67	0.56
Gd	4.69	4.7	4.62	2.16	3.81	2.72
Tb	0.78	0.73	0.75	0.35	0.67	0.38
Dy	4.28	4.02	4.5	2.08	4.1	2.11
Ho	0.94	0.81	0.91	0.46	0.89	0.41
Er	2.8	2.37	2.66	1.43	2.65	1.22
Tm	0.46	0.41	0.46	0.26	0.48	0.2
Yb	3.4	2.84	3.36	1.97	3.33	1.7
Lu	0.55	0.46	0.54	0.35	0.54	0.3
Hf	6.2	5.2	5.5	3.7	5.2	4.6
Ta	2.2	2	2	1.6	2	1.3
Th	31.1	29.8	26.7	32.2	53.8	35.1
U	12.1	8.7	11	13.2	10.6	9.6

Примечание: 1-3 среднезернистые граниты центральной части массива, 4-6 – крупнозернистые граниты северной части массива. Fe₂O₃* - суммарное железо в форме Fe₂O₃.

Редкоземельные характеристики гранит-лейкогранитов Синюшенского массива приведены в табл. 2.6 и на рис. 2.16. Для пород характерны вышекларковые концентрации Rb и Cs, пониженные содержания элементов группы железа, Sr и, в меньшей степени, Ba, относительная обогащенность высокозарядными элементами. Содержания РЗЭ также находятся на вышекларковом уровне ($\Sigma\text{РЗЭ} = 150\text{-}210$ г/т), спектры их распределения асимметричные с отрицательным уклоном ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9\text{-}14.4$) и небольшим европиевым минимумом. Примечательно, что крупнозернистые граниты северной части массива имеют более низкие содержания высокозарядных и редкоземельных элементов по сравнению со среднезернистыми породами центральной части.

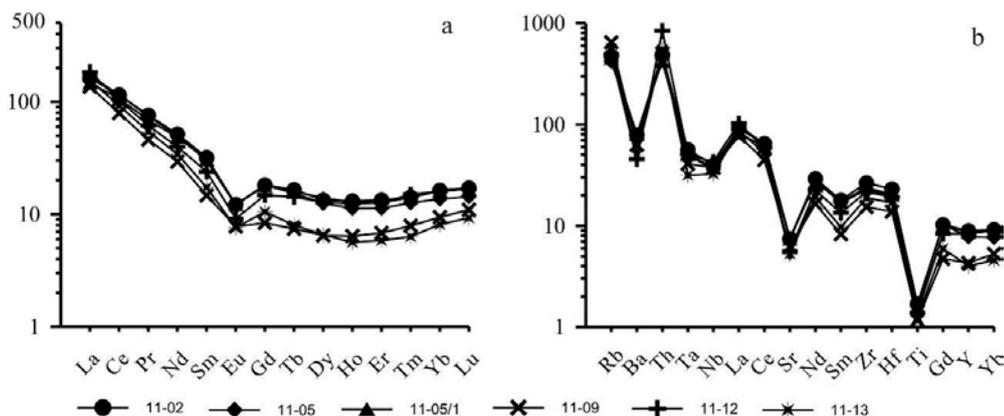


Рис. 2.16. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитов Синюшенского массива.

Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]. Номера проб соответствуют табл. 2.6.

Изотопный состав Nd в гранитоидах ($\epsilon_{\text{Nd}}T = +1.4$; $T_{\text{NdDM-2}} = 0.91$ млрд лет) близок к изотопным характеристикам вмещающих пород верхней коры (кембродовикским турбидитам горноалтайской серии) и не обнаруживает существенного вклада внутриплитных мантийных магм в генерацию гранитоидов.

Геологическая позиция гранитоидов Синюшенского массива и данные об их радиологическом возрасте указывают на внутриплитную природу гранитоидов. Вместе с тем, уровень накопления типоморфных редких элементов в породах массива ниже наблюдаемого в типичных гранитах А-типа (рис. 2.17). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса, предназначенных для определения палеогеодинамической позиции гранитоидов (рис. 2.18), точки составов пород Синюшенского массива локализуются в поле гранитоидов вулканических дуг и коллизионных зон вблизи границ с полем внутриплитных гранитов.

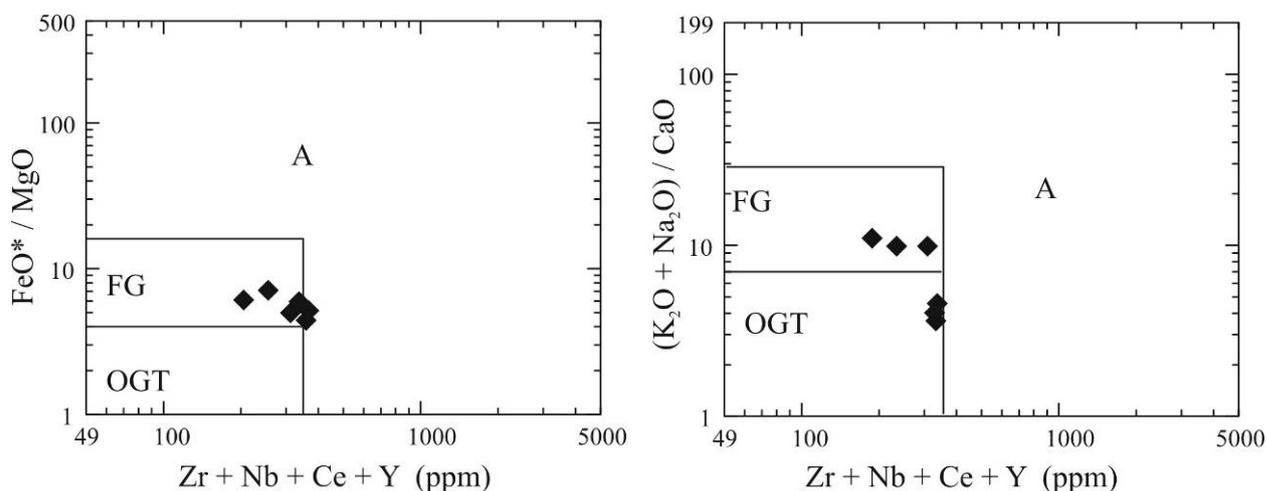


Рис. 2.17. Дискриминационные диаграммы [Whalen, 1989] «Zr+Nb+Ce+Y – FeO*/MgO» (а) и «Zr+Nb+Ce+Y – (K₂O+Na₂O)/CaO» (б) для гранитоидов Синюшенского массива. Поля: FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты М, S и I-типов, А – граниты А-типа.

Таким образом, геохимические особенности гранитоидов, также как и изотопные данные, свидетельствуют о том, что формирование пород Синюшенского массива было следствием преимущественно корово-анатектических процессов и не сопровождалось активным участием в гранитообразовании мантийных магм (вероятнее всего, базитовые расплавы играли только роль источника энергии для плавления пород континентальной коры).

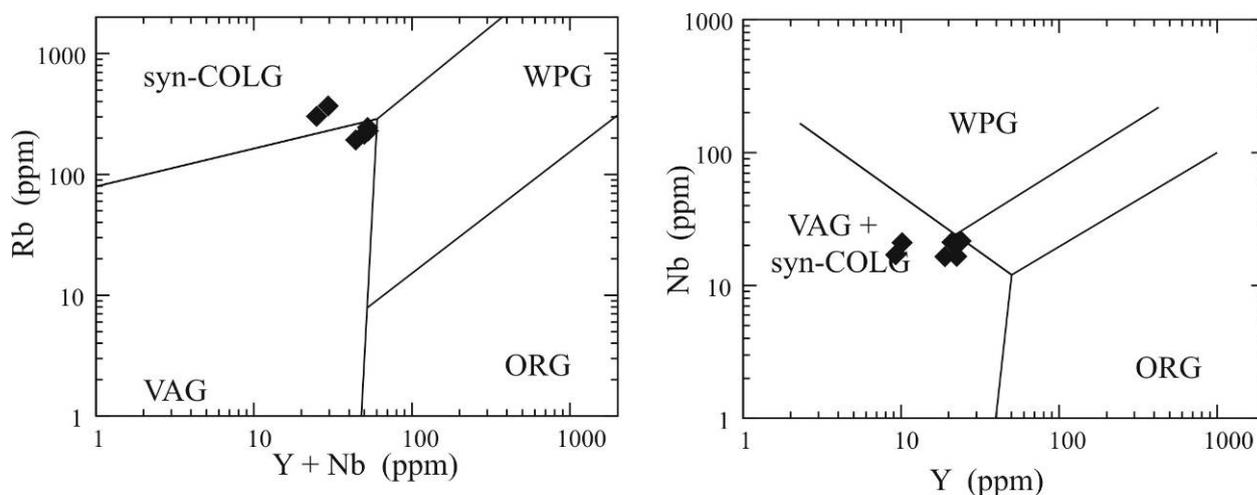


Рис. 2.18. Дискриминационные диаграммы [Pearce et al., 1984] для гранит-лейкогранитов Синюшенского массива. ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLG – синколлизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты.

2.3. ОПИСАНИЕ ТОЧЕК ЭКСКУРСИИ

Stop 2-1. Находится на северо-западной окраине пос. Колывань (рис. 2.19, 2.20 а). В небольшом карьере в коренных обнажениях залегают средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты Колыванского массива усть-беловского комплекса (D₃). Гранодиориты насыщены округлыми включениями мелкозернистых меланократовых пород, по составу отвечающих кварцевым диоритам (рис. 2.20 б). Кроме того, в гранодиоритах встречаются различные по размеру и форме ксенолиты вмещающих пород (метаморфизованные кембро-ордовикские турбидиты).

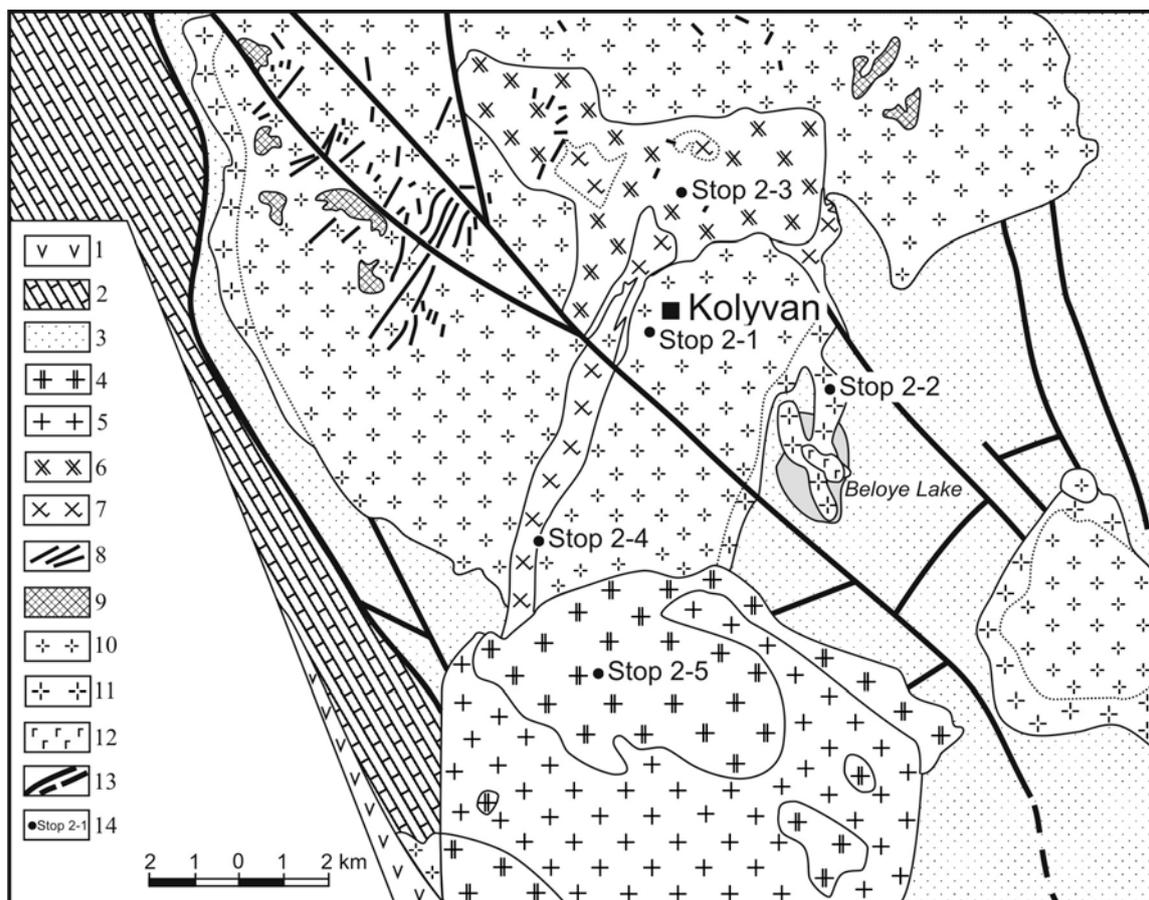
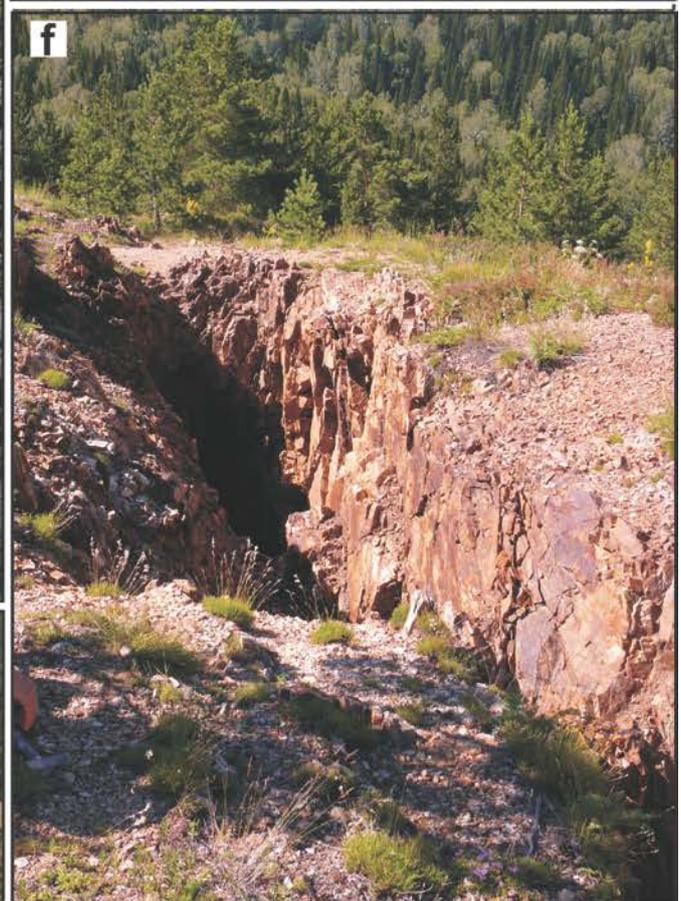
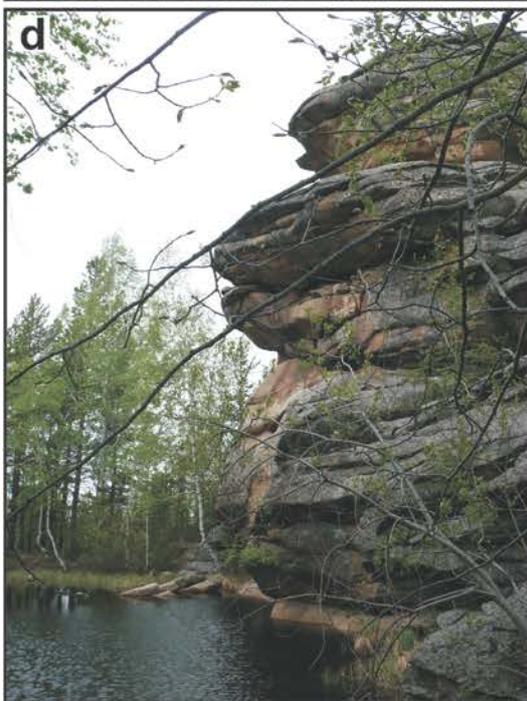
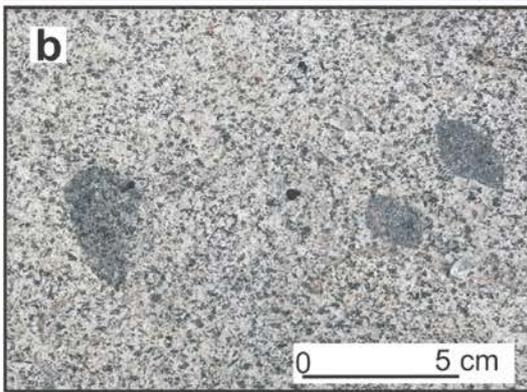


Рис. 2.18. Геологическая схема центральной части Колыванского магматического ареала (по [Шокальский, 1990] с упрощениями).

1 - девонские вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, 2 - ордовик-силурийские тарригенно-карбонатные и карбонатные отложения, 3 - кембро-ордовикские турбидиты. 4-11 - интрузивные образования. 4-5- порфиридные биотитовые граниты синюшенского комплекса, P₂-T₁ (4 - крупнозернистые, 5 - среднезернистые), 6-7- гранитоиды боровлянского комплекса, D₃ (6 - мелкозернистые и аплитовидные граниты, 7 - порфиридные биотитовые граниты), 8 - дайки гранодиорит- и тоналит-порфиров 9-12 - породы усть-беловского комплекса, D₃ (9 - мелкозернистые и аплитовидные граниты, 10 - роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 11 - биотит-роговообманковые тоналиты и кварцевые диориты, 12 - габброиды), 13 - разрывные нарушения, 14 - точки экскурсии.

Stop-2-2. Находится вблизи северо-восточной окраины д. Восьмое Марта, у северного берега оз. Белое, в восточном эндоконтакте Колыванского массива усть-беловского комплекса. В коренных обнажениях залегают мелкозернистые равномернозернистые амфиболовые (иногда с биотитом) диориты краевой фации (рис 2.20).



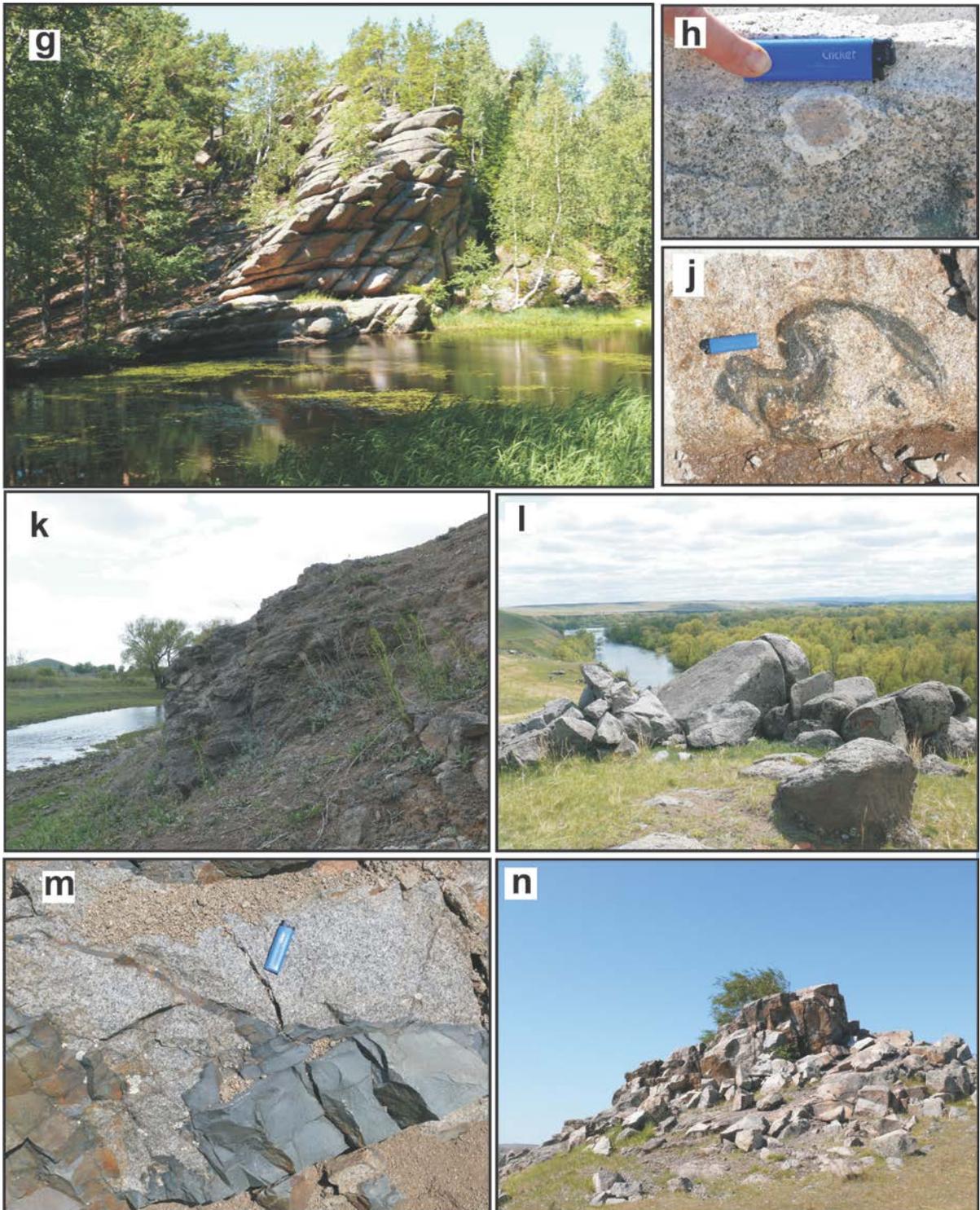


Рис. 2.19. Объекты геологической экскурсии.

a = обнажения гранодиоритов усть-беловского комплекса на окраине п. Колывань (stop 2-1); b = меланократовые включения в гранодиоритах Колыванского массива (stop 2-1); c = обнажение кварцевых диоритов усть-беловского комплекса на северной окраине оз. Белое (stop 2-2); d = обнажение гранитов боролянского комплекса на вершине г. Очаровательная ((stop 2-3); e = памятник горнякам Колыванского месторождения (stop 2-4); f = старые горные выработки Колыванского месторождения (stop 2-4); g = обнажения крупнозернистых гранитов Синюшенского массива (оз. Моховое, (stop 2-5); h = обработка вкрапленников калишпата каймами альбита (Синюшенский массив); I = переработанный (resorbed) ксенолит осадочных пород в гранитах Синюшенского массива; j = обнажение титаномагнетитовых габброидов харловского комплекса в борту р. Камышинка (stop 2-6); k = обнажение монцодиоритов третьей фазы харловского комплекса (левый борт р. Чарыш, (stop 2-7); l = базитовая дайка в

монцодиоритах Харловского массива (stop 2-7); m = обнажения граносиенитов четвертой фазы харловского комплекса (г. Вострушка, (stop 2-8).

Stop 2-3. Находится на вершине г. Очаровательная, северо-восточнее пос. Колывань. В коренных обнажениях – крупно-среднезернистые биотитовые, иногда двуслюдяные порфиоровидные лейкократовые граниты главной фазы массива г. Очаровательной боровлянского комплекса (D₃). Граниты имеют ярко выраженную матрацевидную отдельность (рис. 2.20 d). Среди крупнозернистых гранитов отмечаются секущие дайки мелкозернистых двуслюдяных гранитов и аплитов.

Stop 2-4. Находится в районе заброшенного поселка Колываньстрой, северо-западнее пос. Колывань, на фланге Колыванского вольфрамового месторождения. Это месторождение, известное с 1721–1723 гг. как медное, в середине XX века (1936–1960 гг.) отрабатывалось уже как вольфрамовое с медью и висмутом.

Рудные тела залегают в Колыванской апофизе - мощном (150-300 м) дайкообразном субмеридиональном вертикально падающем теле аплитовидных гранитов, прорывающем гранодиориты усть-беловского комплекса (рис. 2.21) и срезанном в южной части порфиоровидными гранитами синюшинского комплекса. Месторождение разбито тектоническими нарушениями сбросо-сдвигового характера на три блока: Южный, Центральный и Северный. Каждый из блоков представлен серией кварцевых рудоносных жил субмеридионального простирания с очень крутым, преимущественно, западным падением, протяжённостью по простиранию 50-350 м, по падению – до 150-200 м. Мощность промышленных жил, в большинстве случаев, – 0.2-0.7 м, в раздувах достигает 1-2 м, редко больше.

Рудоносные жилы обнажаются во всех блоках. Каждый из блоков отличается уровнем эрозионного среза (Южный – наиболее опущенный относительно Центрального и, особенно, Северного), формой проявления кварцевых жил, их количеством и размерами, взаимоотношением с вмещающими их гранитами, количеством запасов и т.д. В Южном блоке жилы меньших размеров, чаще линзовидной формы, при меридиональном простирании падают в разные стороны, залегают в грейзенизированных гранитах. Центральный блок отличается наибольшим количеством промышленных жил, большими их размерами по падению, чем по простиранию, нередкими раздувами, ответвлениями. Северный блок характеризуется относительной простотой строения жил. На сегодняшний день на поверхности видны глубокие щелевидные выработки, полностью повторяющие форму жильных тел (рис. 2.20 e).

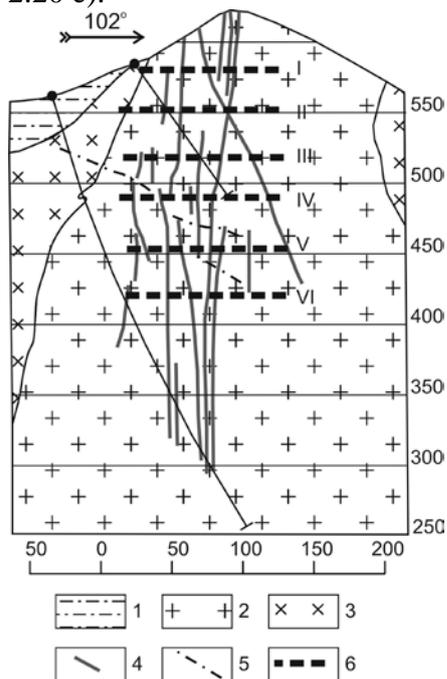


Рис. 2.21. Геологический разрез Колыванского месторождения (по [State..., 2011b]).

1 – осадочные породы, 2 – аплиты и аплитовидные граниты, 3 – гранодиориты, 4 – рудные жилы, 5 – разломы, 6 – горизонты горных выработок

Жилы сложены серым кварцем. В призальбандовых частях развиты каймы крупнозернистого мусковита серого и зеленоватого цвета. В кварце попадаются крупные кристаллы флюорита светло-розового и зеленого цвета. В грейзенизированных гранитах часто встречаются гнезда кварц-турмалинового состава.

Главный рудный минерал – вольфрамит, проявляющийся в виде мелкой вкрапленности в кварце и грейзенизированных гранитах, реже он образует крупные гнезда кристаллов. Кристаллы вольфрамита таблитчатые и тонкопластинчатые, часто образуют сростки. Кроме вольфрамита в жильном кварце встречаются арсенопирит, пирит, шеелит, халькопирит, висмутин, молибденит и сульфосоли Bi .

В зоне окисления, достигающей глубины 25-30м, развиваются вольфрамовые охры, гематит, лимонит, ковеллин, халькозин, куприт, малахит, азурит.

Stop 2-5. Находится в районе оз. Моховое, севернее заброшенного поселка Кольваньстрой. В коренных обнажениях вокруг озера залегают крупнозернистые порфиридные биотитовые граниты северной части Синюшенского массива одноименного комплекса (P_2-T_1). Порфиридный облик пород определяется наличием вкрапленников калиевого полевого шпата, размеры которых могут достигать 5 см. Для гранитов характерна глыбовая и матрацевидная отдельность, приводящая к формированию причудливых форм рельефа (рис. 2.20 f).

Крайне редко в гранитах встречаются переработанные ксенолиты вмещающих пород (кембро-ордовикских песчаников и алевролитов) (рис. 2.20. g).

Stop 2-6. Находится на восточной окраине с. Харлово, в правом борту р. Камышинка (рис. 2.1, 2.22). В небольшом коренном обнажении можно наблюдать меланократовые габброиды, обогащенные титаномагнетитом и ильменитом. Участками в габброидах наблюдается тонкая расслоенность, обусловленная чередованием пород, обогащенных плагиоклазом и темноцветными минералами (оливин, титан-авгит) (рис. 2.20 i).

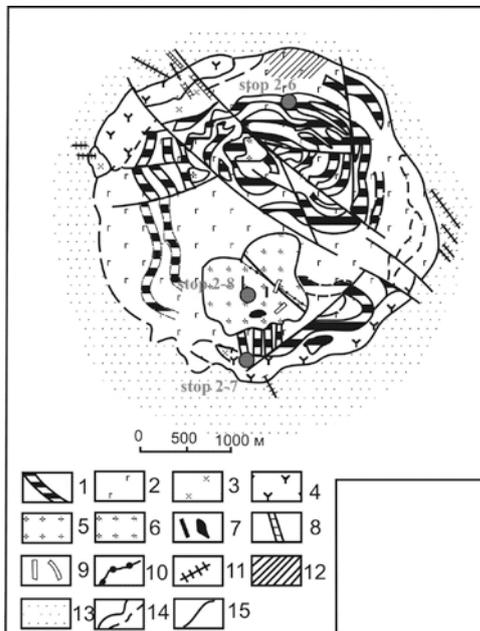


Рис. 2.22. Геологическая схема Харловского массива (по [Шокальский, 1990]).

1 – меланократовые оливиновые и безоливиновые габбро, керсутитовые габбро, титаномагнетитовые троктолиты, 2 – лейко- и мезогаббро, анортозиты; 3 – субщелочные биотит-роговообманковые диориты, 4 – кварцевые биотит-роговообманковые монцодиориты; 5 – роговообманково-биотитовые граносиениты; 6 – средне-, мелкозернистые конга-диабазы и андезибазальтовые порфириды; 7 – дайки и малые тела долеритов и андезибазальтовых порфиридов, 8 – дайки микродиоритов и диоритовых порфиридов, 9 – дайки микросиенитов и аплитов; 10 – граносиенит-порфиры; 11 – плагиогранит-порфиры; 12 – метасоматически измененные габбро; 13 – ороговикованные алевролиты и песчаники позднего кембрия - раннего ордовика; 14 – геологические границы прослеженные и предполагаемые; 15 – разрывные нарушения.

Stop 2-7. Находится вблизи южной оконечности с. Харлово, на левом берегу р. Чарыш. В коренных обнажениях – средне-крупнозернистые равномернозернистые амфибол-биотитовые (с клинопроксом) кварцевые монцодиориты третьей фазы харловского комплекса (C_1) (рис. (рис. 2.20 j). Среди монцодиоритов наблюдается

секущая дайка титанистых умеренно-щелочных долеритов (рис. 2.20 к).

Stop 2-8. Находится у южной окраины с. Харлово, вблизи г. Вострушка. В коренных обнажениях доступны для непосредственного наблюдения гранитоиды харловского комплекса (рис. 2.20 л). Г. Вострушка - это штокообразное тело равномернозернистых массивных среднезернистых амфибол-биотитовых граносиенитов, сменяющихся в краевых частях массива мелкозернистыми граносиенитами, а в зоне непосредственного эндоконтакта – граносиенит-порфирами. Граносиениты содержат ксенолиты кварцевых монцодиоритов, а также мелкозернистых габброидов и монцодиоритов, визуально идентичных дайкам, прорывающим породы более ранних фаз. Граносиениты прорываются серией внедрившихся в гомодромной последовательности даек андезитобазальтовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. Вблизи подножия южного склона горы можно наблюдать фрагментарно обнаженный контакт с монцодиоритами и габброидами.