

*Вторая всероссийская
научно-практическая конференция*

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Путеводитель экскурсии



Улан-Удэ-2011

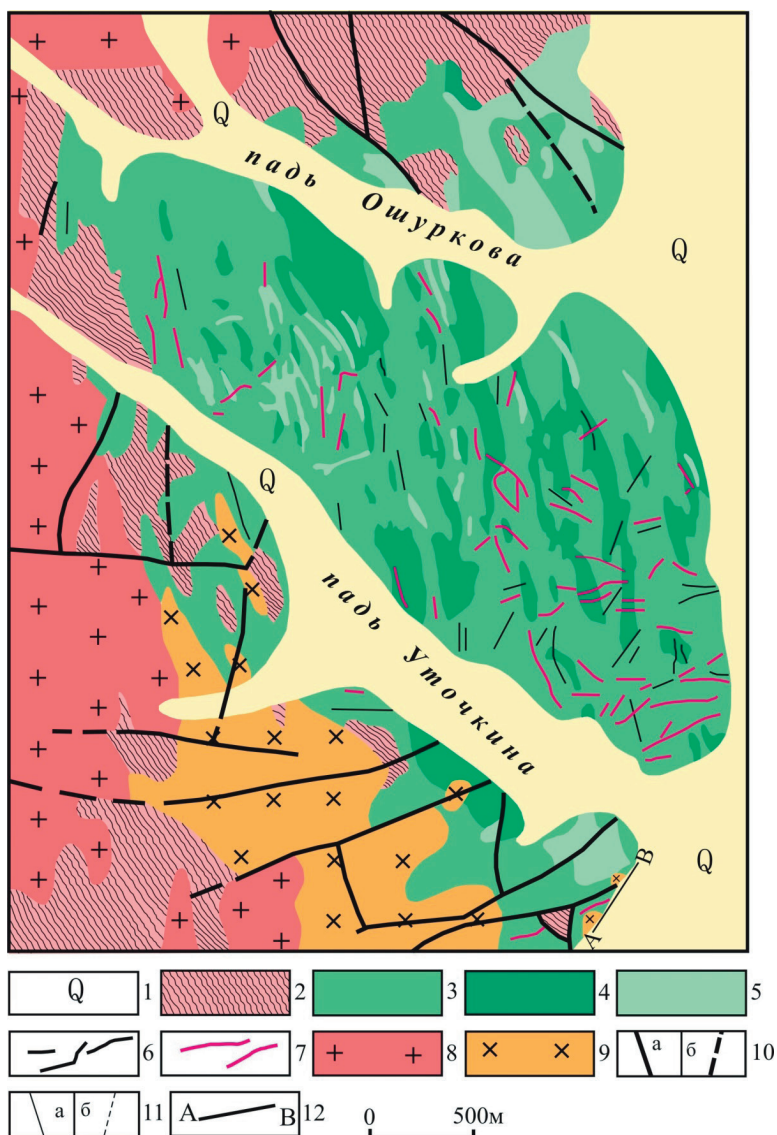


Рис. 1. Схема геологического строения Ошурковского массива по (Тяжелов, 1986) с дополнениями Д.И. Царева.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — щелочные меламонзониты, 4 — щелочные монцодиориты, 5 — щелочные монзониты, 6 — дайки мелкозернистых монцодиоритов, монзонитов, лампрофиров и сиенитов; 7 — гранитные пегматиты; 8 — гнейсо-граниты, 9 — щелочно-полевошпатовые сиениты, 10 — главные разломы, 11: а — четкие, б — нечеткие границы, 12 — обнажение Ферсмана.

Управление по недропользованию по Республике Бурятия
Геологический институт СО РАН
Бурятское отделение Российского минералогического общества РАН
Российский фонд фундаментальных исследований

Вторая всероссийская
научно-практическая конференция

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Путеводитель экскурсии

Составитель Е.В. Кислов

Поддержано грантом РФФИ 11-05-06075-2

Ошурковский массив

Ошурковский апатитоносный массив расположен в районе падей Ошуркова и Уточкина, в низовьях р. Селенга, на ее левом берегу в 0,8 км от основного русла, в 10 км к северо-западу от г. Улан-Удэ (рис. 1 на 2 стр. обложки). К Ошурковскому массиву приурочено одноименное апатитовое месторождение.

Первые исследования Ошурковского массива связаны с проявлениями горного хрусталя и солнечного камня. Считается, что месторождение солнечного камня Уточкина падь открыто К.Г. Фидлером в 1832 г. Более известно посещение этого места А.Е. Ферсманом в 1915 г. Им изучались пегматиты Уточкиной пади, которые описаны как гранитные пегматиты со скаполитом и цеолитами, переходящие в мигматитовые образования. Вмещающие породы им определены как сильно сдавленные гранито-гнейсы, местами переходящие в амфиболиты. Обнажение Уточкина пади, на котором и проводится экскурсия, имеет также синонимы — Береговое и Ферсмана (рис. 2 на 3 стр. обложки).

Ошурковский массив привлекает пристальное внимание исследователей как одно из крупнейших апатитовых месторождений Сибири. При этом высказывались разные точки зрения на происхождение апатитового оруденения: оно рассматривалось как позднемагматическое (Костромин, Ковальский, 1966; Смирнов, 1980), метасоматическое (Егорова, Новикова, 1970; Андреев и др., 1972), раннемагматическое (Литвиновский и др., 1998). Не меньший интерес массив представляет в петрологическом плане благодаря своеобразному составу слагающих его пород, особенно основных, которые трактовались как щелочные габбро (Костромин, Ковальский, 1966; Поляков и др., 1980; Смирнов, 1971, 1980; Тяжелов, 1986; Литвиновский и др., 1998), апатитоносные диориты (Андреев и др., 1972; Кузнецов, 1980), щелочно-ультраосновные породы (Яценко, 1980), шонкиниты (Кузнецова и др., 1996) и монцодиориты до монцонитов (Litvinovsky et al., 2002; Литвиновский и др., 2005).

Ошурковский массив имеет форму неправильного четырехугольника площадью около 14 км², вытянутого в субмеридиональном направлении на 5,5 км и шириной около 3,5 км (рис. 1). Массив резко дискордантен по отношению к вмещающим породам — условно позднепротерозойской существенно гнейсовой толще итанцинской свиты и гнейсовидным гранитам, интрузирующим эту толщу. Их возраста уточнены в последнее время (SHRIMP-II по циркону): биотитовыми гнейсы — 284 млн. лет, гнейсовидные граниты — 128–129 млн. лет (Рампилов и др., 2011). Контакты с метаморфическими породами, вскрытые в карьере в верховьях Уточкиной пади, интрузивные, с признаками ремобилизации метаморфического материала, его калишпатизации и апатитизации. Характер контактов основных пород с гнейсовидными гранитами из-за слабой обнаженности не изучен.

Осадочно-метаморфические породы итанцинской свиты — наиболее древние образования района. Они находятся в ксенолитах среди диоритов икатского и гранитов баргузинского интрузивных комплексов, представлены мигматитами с субстратом биотитовых и амфиболовых гнейсов, теньевыми мигматитами,

инъекционными гнейсами, горизонтами доломитов, скаполит-пироксеновых роговиков, прослоями кварцитов и пластовыми телами метабазитов, конгломератами. Породы имеют северо-западное и меридиональное простирание и крутые углы падения.

Породы массива пересечены многочисленными дайками и жилами микродиоритов, лампрофиров, карбонатитов, гранитных пегматитов и аплитов, а также кварцевыми и цеолитовыми жилами. На востоке интрузив перекрыт аллювиальными отложениями.

Ошурковский массив сложен на 70% породами, содержащими 41–53% SiO_2 и относящихся к группе аппинитов — плутонических эквивалентов лампрофировых пород (спессартитов и вогезитов). В соответствии с номенклатурой IUGS по минеральному составу они отвечают монцодиоритам и монцонитам. В подчиненных количествах присутствуют плагиоклазсодержащие и поздние щелочно-полевошпатовые сиениты. В формировании массива выделяются два этапа: 1) монцодиорит-сиенитовый, охватывающий время образования дифференцированной серии пород от меланократовых монцодиоритов до сиенитов, и 2) этап формирования щелочно-полевошпатовых сиенитов (Литвиновский и др., 1998, 2005; Litvinovsky et al., 2002). Породы первого этапа слагают подавляющую часть объема массива. Щелочно-полевошпатовые сиениты образуют несколько тел неправильной формы и небольших размеров. Наиболее крупное из них ($2 \times 0,7$ км) находится в южной части плутона, остальные располагаются на его западной периферии (см. рис. 1).

Традиционно считалось, что массив интродуцирован гнейсовидными гранитами, которым приписывался либо рифейский, либо раннепалеозойский возраст, и, в соответствии с этим, трактовался возраст основных пород (Костромин, Ковальский, 1968; Андреев и др., 1968; Кузнецов, 1980): они были отнесены к икатскому интрузивному комплексу верхнего протерозоя. К сожалению, условия обнаженности не позволяют получить надежные данные о характере взаимоотношений монцодиоритов плутона с вмещающими гнейсовидными гранитами; в то же время не вызывает сомнения прорывание гранитов щелочно-полевошпатовыми сиенитами. Принадлежность этих пород к монцодиорит-сиенитовой ассоциации (Литвиновский и др., 1998) позволяет заключить, что Ошурковский массив моложе гнейсовидных гранитов. Дополнительное косвенное указание на более молодой возраст монцодиорит-сиенитовой ассоциации — свежий облик пород и отсутствие в них признаков разгнейсования и бластеза (за исключением узких полос вдоль надвиговых зон), тогда как во вмещающих гнейсах и гранитах эти процессы проявлены весьма интенсивно.

Для получения более достоверных данных о времени формирования Ошурковского массива Литвиновский и др. (1998) провели рубидий-стронциевое изотопное датирование слагающих его пород и минералов. Проанализированы валовые пробы монцодиоритов и сиенитов, а также полевые шпаты, биотиты и одна проба апатита. По данным измерений рассчитана изохрона, фиксирующая возраст $T = 108 \pm 9$ млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70523 \pm 0,00004$

(MSWD=0,9). Сделан расчет возраста по биотиту, полевому шпату и апатиту без валовых проб, давший величину $T=115\pm 11$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70516\pm 0,0007$ при MSWD=0,6. Для наиболее свежего образца монцодиорита рассчитана внутренняя изохрона (вал, полевой шпат, биотит). Получены по существу такие же значения $T=108\pm 19$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70522\pm 0,00009$ при MSWD=0,11. Таким образом, Rb-Sr датирование показывает, что формирование Ошурковского массива происходило 100–120 млн. лет назад, то есть во второй половине раннего мела, что соответствует полученным ранее K-Ar возрастам, признанным ошибочными (Кузнецов, 1980).

Монцониты и монцодиориты — слагающие большую часть объема плутона, представляют собой темные среднезернистые, реже крупнозернистые массивные породы, местами с признаками полосчатости и трахитоидности. Они условно подразделены на меланократовые (>40% фемических минералов), мезократовые (30–40%) и лейкократовые (20–30%). Все разновидности монцодиоритов сложены одним и тем же набором минералов, количественные соотношения и состав которых закономерно меняются от меланократовых к лейкократовым породам. Для монцодиоритов характерен следующий парагенезис: богатый Ti паргасит или паргаситовая роговая обманка (Prg); авгит, вплоть до Na-авгита (Срх); обогащенный Ti биотит (Bi), тройной полевой шпат (Tfs); олигоклаз, содержащий до 25–30% анортита и до 8% ортоклазовой составляющей (Pl); калина-тровый полевой шпат (Kfs), апатит (Ap), ильменит (Ilm), титаномagnetит (Mag) и сфен (Spn).

В меланократовых монцодиоритах ведущим фемическим минералом является бурый паргасит (иногда переходящий в керсутит), который образует идиоморфные кристаллы. Более ранний авгит отмечается лишь в некоторых габбровых телах, и количество его редко превышает 5–6%. Биотит присутствует постоянно в виде красновато-бурых лейст, но доля его в породе очень мала — около 2–3%. Из калиевых минералов преобладают Tfs и Pl. Точные их количественные соотношения оценить сложно, поскольку оба минерала образуют как оптически однородные, так и полисинтетически сдвойникованные кристаллы; различия в составе обычно выявляются лишь в процессе микрозондового анализа. Плаггиоклаз и Tfs наблюдаются в виде изометричных, реже — таблитчатых зерен с ровными ограничениями. Неправильные выделения Kfs отмечаются в очень небольшом количестве и тяготеют к интерстициям. Важной особенностью меланократовых монцодиоритов является обилие апатита, доля которого составляет 7–8%, местами до 10%. Апатит присутствует как в виде пойкилитовых включений в ранних Срх и Prg, так и в ассоциации с поздними минералами, что указывает на весьма широкий температурный интервал кристаллизации этого минерала.

В мезократовых монцодиоритах доля Bi по отношению к Prg возрастает, а в лейкогаббро содержания этих минералов примерно равны. Полевые шпаты в мезократовых монцодиоритах имеют те же характеристики, что и в меланократовых разновидностях, а в лейкократовых преобладают криптопертитовый Tfs, сдвойникованный Pl и антипертитовый Kfs. Количество последнего заметно

больше, чем в первых двух разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов очень неровные, извилистые, зазубренные. Доля апатита по-прежнему велика: в мезократовых габбро она составляет около 5%, а в лейкократовых — 3 %.

В лейкократовых монцодиоритах среди порообразующих минералов преобладают полевые шпаты: криптопертитовый Tfs, сдвойникованный Pl и антипертитовый Kfs. Количество последнего заметно больше, чем в более меланократовых разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов очень неровные, извилистые, зазубренные. Фемические минералы — Bt, светло-коричневый и бурый Amph — присутствуют примерно в равных количествах; Srx ранней генерации крайне редок, встречается в виде единичных корродированных зерен, включенных в Amph. Доля Ar составляет около 3 об.%, в качестве акцессорного минерала постоянно отмечается Spn, изредка — ортит.

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом. Сфен присутствует в лейкократовых монцодиоритах постоянно, в мезократовых он встречается не всегда, а в меланократовых крайне редко.

Сиениты раннего этапа — внешне очень близки к лейкократовым монцодиоритам, отличаясь лишь более низким содержанием фемических минералов (менее 20%, обычно 10–15%) и, соответственно, более светлыми тонами окраски. Они сходны также по набору и составу фемических минералов. Выделяются пироксен-биотитовые и существенно амфибол-биотитовые разновидности. Сиениты сложены в основном крупными зернами щелочных полевых шпатов с неровными, зазубренными границами и в меньшем количестве — неправильными зернами альбит-олигоклаза, местами с оторочкой Kfs. В интерстициях нередко присутствуют мелкие изометричные зерна почти чистого Ab и Or. В щелочном полевошпате Ab несколько преобладает над Or; содержание анортитовой молекулы варьирует в пределах 4–10%, что свидетельствует о принадлежности части щелочных полевых шпатов к тройным полевым шпатам. Содержание апатита ниже, чем в габбро, но повышенное для сиенитов — от 1 до 2,5 %. К числу акцессорных минералов, помимо Ar, Spn, Plm и Mag, добавляются единичные мелкие зерна циркона.

Щелочно-полевошпатовые сиениты позднего этапа — светлые породы с кремовыми или пепельно-серыми тонами окраски, слабо порфировидные и среднезернистые. Различаются мезократовые (около 10% фемических минералов) и лейкократовые разновидности. Наиболее характерной особенностью пород рассматриваемой группы является доминирование в их составе щелочного полевого шпата с четко выраженными полосчатыми и ленточными пертитам (пертиты распада) и с преобладанием альбитовой составляющей: 50–87%. Плагиоклаз (альбит) редок, его доля варьирует от нуля до нескольких процентов. Кварц либо отсутствует, либо наблюдается в виде единичных мелких интерстициальных выделений; в некоторых телах лейкократовых (жилных) сиенитов его количество достигает 10 об.%. Как и в сиенитах раннего этапа, в щелочно-полевошпатовых сиенитах выделяются существенно амфибол-биотитовые и существенно

пироксен-биотитовые разновидности. Амфибол представлен эденитом, а клинопироксен — натриевым салитом, содержащим 8–9% эгириновой молекулы. Для амфиболов и биотитов щелочно-полевошпатовых сиенитов характерно заметно более высокое содержание фтора, чем в одноименных минералах пород предыдущего этапа. Акцессорные — Spn, Mag и Ap; количество последнего местами достигает 1%.

Дайковые образования по набору слагающих их минералов сходны с плутоническими породами близкого состава, но заметно отличаются от них по структурно-текстурным характеристикам. *Мелкозернистые монцодиориты и монцониты* представляют собой порфировидные и равномерно-зернистые породы от тонко — до мелко-среднезернистой структуры; текстура пород массивная, иногда трахитоидная. В порфировидных разновидностях установлены три главные ассоциации вкрапленников: $Amph + Ap + Crx \pm Bt$ (лампрофиры), $Amph + Ap + Pl \pm Crx \pm Bt$ и $Crx + Ap$. В базисе порфировидных пород наибольшим распространением пользуются *Amph*, *Bt* и полевые шпаты (соотношение калиевых и натриевых фаз варьирует от 3 : 2 до 4 : 1); *Crx* встречается крайне редко. Содержание апатита в дайках достигает 10–12%. *Двуполевошпатовые и щелочно-полевошпатовые сиениты* — среднезернистые, как правило, массивные породы. Среди двуполевошпатовых сиенитов изредка отмечаются разновидности порфировидной структуры; вкрапленники представлены *Amph*, *Bt*, *Ap*.

Габбро-пегматиты представлены (Рампилов, 2008) жильными и шлировыми морфологическими типами. Мощность жильных тел обычно не превышает 0,5 м, размеры шлиров колеблются в пределах 1–2 м в поперечнике. Они пересекаются дайками аплитов и гранитных пегматитов. Образование габбро-пегматитов связано с завершающими стадиями становления массива. Макроскопически они представляют собой массивные, крупно — и гигантозернистые породы светлосерого, серого цвета. В целом минеральный состав вмещающих монцодиоритов, шлировых и жильных пегматитов близок. В шлировом пегматите широко распространён скаполит, не установленный ни во вмещающих монцодиоритах, ни в жильных телах. Для жильного габбро-пегматита характерно повышенное содержание апатита (до 30 %) и биотита. Минеральный состав габбро-пегматита: плагиоклаз 20–30 %, пироксен 35–40 %, апатит 5–10 %, эпидот 5–7 %, титанит 0–5 %, магнетит 0–3 %, амфибол 0–5 %, скаполит 10–30 % (в шлировом пегматите).

Плагиоклаз — главный минерал габбро-пегматитов и вмещающих монцодиоритов. Чаще всего зёрна его ксеноморфные, неправильные, реже таблитчатые, размером до 5 мм. В них хорошо выражены полисинтетические двойники, наблюдается зонально-волнистое погасание. Большинство зёрен плагиоклаза подвержено вторичным изменениям — серицитизации и пелитизации. Участками встречается калишпат, в шлировом пегматите он более распространён. В минерале отмечается повышенное содержание бария (до 2,3 мас. % BaO).

Пироксен, как и полевые шпаты, — главный породообразующий минерал габбро-пегматитов. Он представлен призматическими удлинёнными кристаллами и неправильной формы зёрнами размером до 10 см по длинной оси. Химиче-

ский состав его соответствует салиту. Минерал содержит небольшое количество (до 10–15 %) эгиринового минала. В пироксене из шлировых габбро-пегматитов содержание алюминия выше, чем в жильных (соответственно 6,7 и 2,5 мас. % Al_2O_3). Он характеризуется также более высокой титанистостью, железистостью и пониженной магнезиальностью. В шлировом пегматите зёрна пироксена часто трещиноваты, замещаются эпидотом, скаполитом, во вмещающих монцодиоритах он более свежий.

Апатит обычно образует идиоморфные зерна. В шлировом пегматите он слагает вкрапленность и гнездообразные скопления размером до 2–15 см в поперечнике. Апатит ассоциирует с пироксеном, плагиоклазом, титанитом. Более высокое его содержание отмечено в жильном пегматите. В апатите отмечается повышенное содержание стронция (до 1,1 мас. % SrO). Он содержит до 2,6 мас. % фтора, десятые доли процента хлора, в нём постоянно присутствует сера и до 1 мас. % лёгких лантаноидов.

Титанит изучен в шлировых пегматитах и во вмещающих монцодиоритах. Он образует кристаллы и идиоморфные зёрна размером до 10 см, ассоциирует с плагиоклазом, апатитом и пироксеном. Минерал характеризуется повышенным содержанием лёгких РЗЭ (до 3 мас. % TR_2O_3). До первых массовых процентов содержит Al_2O_3 и FeO.

Амфибол относится к числу вторичных минералов, развивается по пироксену и частично замещает его. Оптические свойства позволяют отнести его к роговой обманке.

Эпидот исключительно вторичный минерал. Эпидотизация проявлена особенно широко в шлировом габбро-пегматите. Наиболее интенсивно он развивается по плагиоклазу, в меньшей мере замещает пироксен и титанит.

Скаполит обнаружен в шлировом габбро-пегматите. Он слагает мелкозернистые агрегаты бело-серого цвета. Распространён шире, чем плагиоклаз. Минерал характеризуется высоким содержанием серы (до 2,31 мас. % SO_3) и хлора (до 1,67 мас. %), содержит до 15,85 мас. % CaO (50–60 % мейонитового минала) и до 6,79 мас. % Na_2O (40–50 % мариалитового минала).

Магнетит резко идиоморфен по отношению к другим минералам, он встречается в виде кристаллов октаэдрической формы и изометричных зёрен. В минерале установлены небольшие количества MgO и V_2O_3 (0,3 и 0,15 мас. % соответственно).

Биотит более распространён в жильном типе пегматита. Он тяготеет к контактовой зоне с вмещающими породами. Пластины биотита достигают 3 см в поперечнике. Анализы показали повышенную глинозёмистость (до 13,5 мас. % Al_2O_3), титанистость (4 мас. % TiO_2) минерала и низкие содержания фтора (0,9 мас. %).

Состав габбро-пегматитов в сравнении с материнскими породами отличаются помимо структурно-текстурных особенностей также присутствием повышенных количеств флюидной фазы (вода, Cl, SO_3 , F). Это фиксируется появлением в них слюд, процессов скаполитизации, эпидотизации.

Гранитные пегматиты подразделяются (Литвиновский и др., 2005) на два типа: стандартные пегматиты (СП) и пегматитовые жилы с меланократовыми краевыми зонами (ПМЗ). Стандартные пегматиты распространены по всей площади Ошурковского массива и даже выходят в ближайшее его обрамление. Породы второго типа присутствуют главным образом в центральной и южной частях массива.

Стандартные гранитные пегматиты образуют дайкообразные и жилообразные тела протяженностью от нескольких десятков метров до 500–600 м. Их мощность варьирует от 10–15 см до 4–5 м, падение как пологое, так и крутое. Предпочтительная ориентировка отсутствует. Границы тел четкие, прямолинейные. Местами в них отмечаются несмещенные ксенолиты вмещающих пород. Внутреннее строение наиболее крупных тел нередко зональное, с существенно кварцевым ядром и обычным набором зон (от периферии к центру): аплитовой, графической и субграфической, блоковой. Более мелкие жилы сложены незакономерно чередующимися участками с различной структурой, от весьма крупнокристаллической до аплитовой.

Пегматиты с меланократовыми краевыми зонами наиболее полно представлены в карьере в центральной части массива. Они образуют многочисленные жилы мощностью от 5 см до 25–30 см, которые характеризуются отчетливой зональностью. Внутренние зоны имеют гранитный состав. Они сложены щелочным полевым шпатом и кварцем. Фемические минералы, как правило, отсутствуют; лишь в жилах мощностью более 20 см вдоль осевой линии в полосе шириной 2–3 см наблюдается заметное обогащение пироксеном. Краевые зоны меланократовые, резко обогащены пироксеном, апатитом и сфеном. Меланократовые зоны не всегда слагают только периферические части пегматитовых тел. Иногда они отмечаются и внутри жил, в контакте с плитообразными ксенолитами вмещающих пород. Объемные соотношения внутренних и краевых зон варьируют в узких пределах, от 3 : 1 до 5 : 1, вне зависимости от мощности жил. Границы между зонами четкие, но без признаков интрузивных соотношений.

Жилы СП пересекают все плутонические и дайковые породы массива, а также ПМЗ. Характер геологических взаимоотношений ПМЗ с бескварцевыми сиенитовыми пегматитами, завершающими формирование монцонит-сиенитовой серии, свидетельствуют о том, что разрыв во времени между этими двумя эпизодами пегматитообразования был небольшим. Инъекция кислой магмы ПМЗ произошла еще до полной кристаллизации сиенит-пегматитового расплава.

В последнее время минералогия гранитных пегматитов изучена более детально (Рампилов и др., 2011). Главными породообразующими минералами: кварц (20–30 %), калиевый полевой шпат (40–50 %) и альбит (10–30 %). Альбит слагает жилковидные пертитовые вроски, также встречается как вторичный минерал, образованный при альбитизации пород. Второстепенные и акцессорные минералы: биотит, берилл, мусковит, алланит, амфибол, циркон, титанит, апатит, спессартин, пирохлор, магнетит, колумбит, ильменит, рутил, флюорит, уранинит.

Алланит наиболее распространенный редкометалльный минерал. Он образует удлинённые зерна до 5 мм по длинной оси с жирным маслянистым блеском. Его состав однородный. Содержание РЗЭ около 14,76 мас. %. Минерал отличаются повышенные содержание тория (до 4,61 масс. % ThO_2), повышенная железистость и соответственно низкая глинозёмистость.

Пирохлор присутствует в блоковой и частично в графической зонах в виде кристаллов и зёрен неправильной формы. Зерна минерала светло-серого цвета, размером 2–5 мм. Минерал частично превращён в агрегат колумбита, уранинита, ильменита. На диаграмме Ta-Nb-Ti фигуративные точки состава его ложатся между бетафитом и пирохлором. Особенностью пирохлора является высокое содержание урана (до 27 мас. % UO_2), что позволяет назвать его уранпирохлором, и пониженное ниобия. В некоторых случаях количество TiO_2 достигает 20,12 мас. %.

Колумбит обнаружен в виде включений в пирохлоре и образован при замещении последнего. По составу он приближается к манганколумбиту (содержание MnO_2 до 12,4 масс. %), содержит титан.

Титанит встречен на границе графической и блоковой зон в виде тёмных вытянутых зёрен размером до 2 см. Он ассоциирует с калишпатом, кварцем, магнетитом и иногда с биотитом. Минерал характеризуется повышенным содержанием ниобия (до 2,95 мас. % Nb_2O_5). Характерной его особенностью является также присутствие иттрия (до 1,67 мас. % Y_2O_3), Al, Fe, Mn, Sn, F. Титанит встречен также в ассоциации с пирохлором.

Рутил ассоциирует с ильменитом и магнетитом. Он образует тесные сростания с магнетитом в результате разложения ильменита. Минерал характеризуется повышенным содержанием ниобия (до 2,48 мас. % Nb_2O_5).

Уранинит, как и колумбит, находится в виде включений в пирохлоре. Он содержит до 12 масс. % ThO_2 и до 2,5 масс. % Y_2O_3 .

Все перечисленные редкометалльные и редкоземельные минералы встречаются в основном в блоковой и графической зонах пегматитовых жил. Эти же минералы присутствуют в участках альбитизации, где также обнаружены пластинки мусковита и кристаллы берилла. Присутствующий в этих зонах калишпат подвергся амазонитизации.

Карбонатитовые жилы рассредоточены по площади массива. Они выявлены в левом борту Уточкиной пади, в частности в обнажении Уточкина падь (Береговое обнажение, обнажение А.Е. Ферсмана). В этом обнажении жила (№ 1, Рипп и др. 2000) прослежена на 70 м. Жила № 2 вскрыта карьером у подножья левого борта рч. Уточкина падь. Мощность жил варьируют от 2–3 до 60 см (в среднем 30 см). Жилы ориентированы на северо-восток 40–60° с падением на северо-запад под углами 40–50°. Контакты их резкие, секущие по отношению к расслоенным силикатным породам массива.

Карбонатиты имеют флюидальную текстуру, которая выражается в ориентированном вдоль контактов жил распределении породообразующих минералов и разрушенных ксенолитов вмещающих пород. Основная масса темноцветных

минералов и ксенолиты вмещающих пород тяготеют к лежащему контакту жил, что указывает на гравитационный характер осаждения минералов в карбонатитообразующей среде, а нарушение монолитности ксенолитов и их «растаскивание» вдоль жилы свидетельствует о механическом воздействии этой среды на ксенолиты.

Главный минерал карбонатитов — молочно-белый кальцит (80–95%). Иногда в значительном количестве присутствуют сетчатый барит, флогопит и магнетит. К второстепенным минералам относятся ортит и сфен. Последний ассоциирует с флогопитом и магнетитом. Во вмещающих породах вдоль жилы № 1 и в самой жиле наблюдаются более поздние окварцевание и цеолитизация, прожилковые агрегаты халцедона и кварца. При этом кальцит карбонатитов приобретает желтоватый оттенок. На ее контакте присутствует малоомощная (до 1 см) существенно биотитовая оторочка, содержащая щелочные полевые шпаты, титанит, магнетит, апатит. У жилы № 2 контакты тектонизированы, сопровождаются глиной трения. Окварцевание и цеолитизация отсутствуют.

Использованная литература

Андреев Г.В. Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 300–304.

Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972. 157 с.

Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности метасоматически измененных сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят, кн. изд-во, 1970. С. 22–24.

Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценки условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. т. 128. №1. С. 25–47.

Костромин С.В., Ковальский Ф.И. Геолого-структурные особенности Ошурковского месторождения апатита и его народнохозяйственное значение // Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1966. С. 114–120.

Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов. Новосибирск: Наука, 1980. 102 с.

Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 11. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1996. С. 81–97.

Лбов В.А., Лбов А.В. Агрохимическое сырье // Разведка и охран недр. 2007. № 12. С. 48–54.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т., Бурдуков И.В. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998. т. 39. №6. С. 730–744.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монзонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251–1270.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В. Коршунов В.В. Позднемезозойские карбонаты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. т. 8. № 3. С. 309–336.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Позднемезозойские карбонаты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. т. 10. № 2. С. 168–188.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика. 1980. №6. С. 19–28.

Рампилов М.О. Особенности минерального состава габбро-пегматитов Ошурковского габброидного массива // Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей: Материалы международной молодежной школы-семинара. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 60–61.

Рампилов М.О., Рипп Г.С., Канакин С.В. Редкометальная минерализация гранитных пегматитов Ошурковского месторождения // Геология Западного Забайкалья: Материалы всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2011. С. 110–113.

Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонаты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.

Смирнов Ф.Л. Ошурковское месторождение апатита // Сов. Геология. 1971. №4. С. 79–90.

Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 175 с.

Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 295–300.

Смирнов Ф.Л., Шабашев В.Я., Матвеевков В.В. Петрохимические особенности габбро-норитовых пород Ошурковского месторождения апатита // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1971. № 12. С. 56–65.

Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. №7. С. 47–55.

Яценко Г.М. Об интрузиях ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 93–99.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. 64. P. 97–130.

Фондовая литература

Егорова Н.Н. Петрографические исследования диоритовых и сиенито-диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита. Улан-Удэ, 1969. 99 с.

Егорова Н.Н., Суранова Н. Отчет по изучению вещественного состава апатитовых руд Ошурковского месторождения (Мойготская партия). Улан-Удэ, 1964. 66 с.

Казаков В.В., Савельев В.Н., Беляев В.Б., Голованов А.Д. Ошурковское месторождение апатита. Результаты предварительной разведки глубоких горизонтов месторождения. Отчет Ошурковской ГРП за 1980–1983 гг. Улан-Удэ, 1983. 590 с.

Кожемяченко Н.А. Опытный карьер Ошурковского месторождения апатита. Результаты разведочного бурения с подсчетом запасов на 1.01.82. Отчет Ошурковской ГРП за 1979–81 гг. Оронгой, 1981. 37 с.

Костромин С.В., Казаков В.В., Костромина Л.Н. Ошурковское месторождение апатита. Результаты детальной разведки с подсчетом запасов на 1.XII.1969 г. Отчет о работах Ошурковской ГРП за 1962–69 гг. Улан-Удэ, 1969. 241 с.

Михайлов М.П., Субботин Е.В., Здравов В.И. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности хр. Хамар-Дабан. Поисковая оценка Усуйтского месторождения марганца и Широкинского проявления меди. Отчет о работах Татауровской ГСП за 1968–70 гг. Улан-Удэ, 1971. 665 с.

Савельев В.Н. Ошурковское месторождение апатитовых руд. Результаты детальной разведки глубоких горизонтов с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.88. Отчет Ошурковской партии за 1983–88 гг. Улан-Удэ, 1988. 247 с.

Холмская Н.И., Никифоров К.А., Глущенко А.А. Исследования на обогатимость руды Ошурковского месторождения. Иркутск, 1964. 92 с.

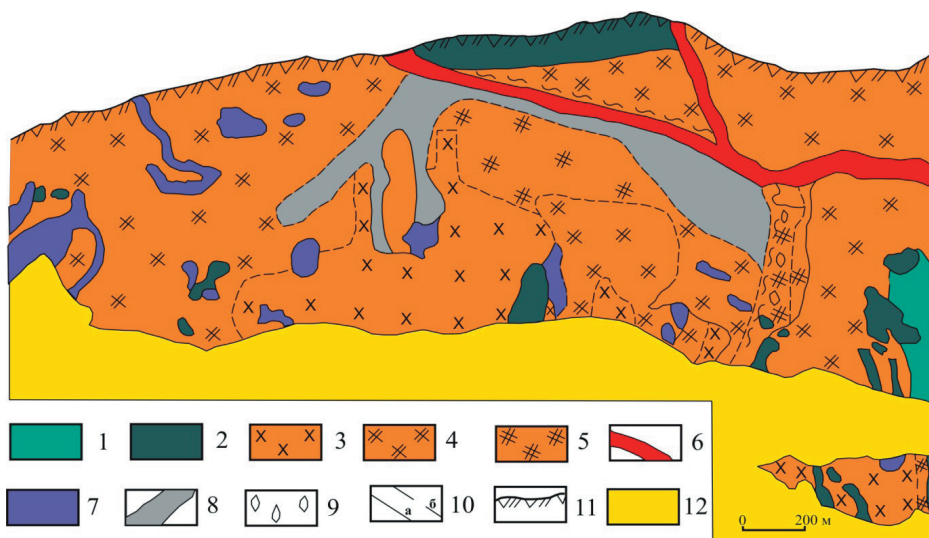


Рис. 2. Фрагмент зарисовки обнажения Ферсмана
(составлен студентами кафедры геологии под руководством Д.И. Царева,
с изменениями составителя).

Масштаб неверен — длина обнажения 200 м.

- 1 — монзониты; 2 — дайки лампрофиров; 3 — монцодиориты среднезернистые;
 4 — монцодиориты крупнозернистые; 5 — габбро-пегматиты; 6 — граниты пегматиты;
 7 — прожилково-вкрапленные цеолиты; 8 — карбонаты; 9 — крупнозернистый апатит;
 10 — контакты: а) четкие, б) постепенные; 11 — почвенно-растительный слой; 12 — осыпь.

