

Литература:

Choi, E.; Fiorentini, M.L.; Giuliani, A.; Foley, S.F.; Maas, R.; Graham, S. Petrogenesis of Proterozoic alkaline ultramafic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia // Gondwana Res.2021, V. 93. P. 192–217.

Gibson S.A., Thompson R.M., Day, J.A. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions: 40 Ar/ 39 Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana-Etendeka large igneous province // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 1–17.

Stacey J.S., Kramers, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite-diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochim.Cosmochim.Acta. 2008. V. 72.P. 3258–3286.

Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A., Götze J., Schulz B., Belyatsky B.V.Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U–Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 173–198.

Wu F.U., Heng Yue-Heng, Li Q.Li, Mitchell R.H., et al. In situ determination of U-Pb ages and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Phalaborwa carbonatite complex, South Africa // Lithos. 2011. V. 127. P. 309–322.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics - the model // Tectonophysics.1981.V. 75. P. 135-162.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ МАЛОБАННОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (КАМЧАТКА)

Бойкова И.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Интрузивные образования позднемиоценового возраста широко распространены на территории Центральной и Юго-Восточной Камчатки, с ними связаны месторождения эпитермальной золото-серебряной формации (Петренко, 1999).

Интерес к Малобанному интрузивному комплексу обусловлен пространственной приуроченностью к нему эпитермального рудного и геотермального месторождений (Краевой и др., 1976; Рычагов и др., 2015). Но вопросы генетической взаимосвязи магматических, геотермальных и рудообразующих процессов в этом районе остаются открытыми в связи со сложным строением геологического разреза. Задача наших исследований заключалась в изучении состава и фациальной принадлежности отдельных тел, слагающих, по-видимому, единый интрузивный массив (рис. 1).

В геологическом плане массив представляет собой штокообразное тело общей мощностью 2 км², вытянутое вдоль левого борта р. Банной до приустьевой части р. Малый Ключик и в тектоническом отношении приуроченное к глубинному разлому северозападного направления, что подтверждается данными магнитотеллурического зондирования (Мороз и др., 2017).

Породы комплекса прорывают и ороговиковывают вулканиты березовской свиты, с вулканитами алнейской серии контакты пологие, нечеткие из-за наложения гидротермальных процессов. Имеющиеся сведения о составе данного интрузива неоднозначны, одни исследователи относят его к кварцевым диорит-порфиритам и сиенитам, другие к апофизам гранодиоритов Толмачевского долгоживущего магматического центра (Нурмухамедов, 2017).

В результате проведенных работ была установлена изменчивость состава и структурнотекстурных особенностей в зависимости от условий формирования пород.







Рис. 1. Геологическая карта района работ (составлена на основании обобщения результатов геологической съемки масштаба 1:50000, Е.А. Лоншаков). Четвертичные отложения: 1 - Q – четвертичные рыхлые отложения, не расчлененные, $2 - \beta Q_1$ – базальты, андезибазальты, андезиты и их агломераты, шлаки, туфы. Поздний миоцен-средний плиоцен: $3 - Nal_1$ – игримбриты, туфы, липариты, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Средний миоцен: $4 - N_1 br$ – андезиты, дациты, андезибазальты, туфы, игнимбриты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Средний миоцен: $4 - N_1 br$ – андезиты, дациты, андезибазальты, туфы, игнимбриты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники. Олигоцен-нижний миоцен: $5 - p_3 - N_1$ – песчаники, алевролиты. Миоценовые интрузивные и субвулканические тела: $6 - \xi \delta N_1^2$ – сиенито-диориты. Плиоценовые субвулканические тела экструзии и дайки: $7 - \lambda N_2$ – не расчлененные: трахиандезиты-липариты ($\tau \alpha - \lambda$), дациты (ζ), $8 - \beta Q$ – нижнечетвертичные дайки базальтов. 9 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые. 10 – Большие и Малые Банное источники. 11 – гидротермально-метасоматические изменения пород: a – адуляр-кварцевые метасоматиты; o – окварцевание; n – пиритизация; $\kappa \kappa$ – кварц-карбонатные гидротермальные жилы. 12 – гидротермальные жилы. 13 – контактовые роговики.

Гипабиссальные разности представлены преимущественно диоритами меланократовыми, среднекристаллическими, неравномернозернистыми с порфировой структурой и мелкозернистой основной массой. Количественный минеральный состав: плагиоклаз – 55–60 %, пироксен – 18–20 %, роговая обманка – 8–10 %, кварц – 2–6 %, калиевый полевой шпат (КПШ) – 0–5 %, биотит – 2–4 %, акцессорные – до 3–4 %. Размер кристаллов варьирует от 0,8 до 2,5 мм. В зависимости от содержания кварца и КПШ, породы переходят в кварцевые диориты и гранодиориты. В гранодиоритах количественный минеральный состав следующий: плагиоклаз – 55–60 %, кварц – 20 %, КПШ – 15 %, темноцветные минералы – 10 – 15 %, акцессорные – доли %. Качественное отличие от диоритов состоит в значительно большем содержании КПШ и кварца, и меньшем темноцветных минералов, а также несколько более кислом составе плагиоклаза (андезин).



Диориты и гранодиориты связаны взаимопереходами, обусловленными лишь незначительными вариациями количественного минерального состава.

Апикальные части массива и дайки имеют внешне типичный андезитоидный облик. Промежуточное положение в центральной зоне массива (относительно его положения в плане) занимают порфировидные монцониты и кварцевые монцониты с содержанием мелкокристаллических равномернозернистых разностей. Ассоциация породообразующих минералов здесь характеризуется следующими количественными соотношениями: плагиоклаз – 45–70 %, КПШ – 20–25 %, кварц 3–5 %, темноцветные – 3–5 %, ильменит – 1 %, сфен и апатит – доли процента.

Более верхние «горизонты» массива, вскрывающиеся в приустьевой части руч. Малый Ключик, представлены габбродиоритом и габбро роговообманково-пироксеновым с гипидиоморфнозернистой структурой и более меланократовым минеральным составом со следующими количественными соотношениями: плагиоклаз – 55 %, темноцветные минералы (роговая обманка, пироксен, биотит, ильменит) – 20 %, КПШ – 15 %, кварц – 5 % апатит – доли %. На рисунке 2 приведена классификационная диаграмма Малобанного интрузивного комплекса (Петрографический кодекс, 2009).





Дайковая фация представлена андезитами, андезидацитами плиоценового (миоценового?) возраста, по первичному составу близких к наименее раскристаллизованным разностям диоритов.

Породы интрузива в значительной степени изменены с образованием хлоритэпидотового типа с характерной минерализацией: эпидот, хлорит, альбит, кварц, пирит, гидроокислы железа, гидрослюда, монтмориллонит. Эпидот замещает вкрапленники темноцветов и плагиоклаза. Содержание его в породе колеблется от долей % до 30 %. Альбитизация плагиоклаза проявляется интенсивно и часто плагиоклаз полностью альбитизирован. За редким исключением, вместо альбита по плагиоклазу развивается олигоклаз. Темноцветные минералы, как правило, замещаются хлоритом, кварцмонтмориллонитовым агрегатом, пиритом.



Проведенные петрографо-минералогические и петрогеохимические исследования Малобанного интрузива показали его сложное строение, характеризующееся сменой крупнозернистых разностей центральной части массива мелкокристаллическими и порфировыми – в эндоконтакте. Породы представлены: габбро с содержанием SiO₂ от 48 % до 57,17 %; монцодиоритом, монцонитом, кварцевым монцонитом с содержанием SiO₂ от 50,79 % до 67,86 %; диоритом, гранодиоритом с содержанием SiO₂ от 59,76 % до 68,67 %. Породы относятся к нормальному и умеренно-щелочному ряду, высококалиевой известковощелочной серии.

Литература:

Краевой Ю. А., Коваленко В. Я., Евтухов А. Д. Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 246–253.

Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинная геоэлектричесая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51–61.

Нурмухамедов А.Г. Банные и Карымчинские гидротермальные системы – источники энергии на юге Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: Горная книга, 2017. №12. С. 347–367.

Петренко И.Д. Золото-серебрянная формация Камчатки / И. Д. Петренко; Ком. природ. ресурсов по Камчат. обл. и Коряк. автоном. окр. - Петропавловск-Камчатский: Изд-во С.-Петерб. картогр. ф-ки ВСЕГЕИ, 1999. – 115 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Отв. ред. Шарпенок Л.П. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.

Yagodninskaya-Bannaya Hydrothermal-Magmatic System: A Geological-Geochemical Model and Importance for Socio-Econonic Development of Russia's Kamchatka Krai // Sergey N. Rychagov, Irina A. Boykova, Elena I. Sandimirova // Proceedings World Geothermal Congress. 19-24 April 2015 Australia – New Zealand.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Брусницын А.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, brusspb@yandex.ru

Стратиформные залежи обогащенных марганцем пород широко распространены в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах разного возраста и степени регионального метаморфизма. Минералогические исследования таких пород позволяют решить две взаимосвязанные задачи: реконструировать состав исходных отложений и оценить РТХ– условия их постседиментационных преобразований. Такие работы проведены нами на примере нескольких десятков марганцевых месторождений Пай-Хоя, Полярного, Среднего и Южного Урала, Центрального Казахстана и Южной Сибири. Главные результаты сводятся к следующим.

1. В исходных металлоносных отложениях марганец накапливался преимущественно в форме оксидов Mn^{3+}/Mn^{4+} , как это имеет место в современных океанах. Дальнейшие процессы постседиментационного минералообразования во многом контролировались содержанием в осадках реакционноспособного органического вещества (OB). Деструкция OB создает восстановительную обстановку (с низкой f_{O2} и высокой f_{CO2}). В таких условиях исходные оксиды марганца замещаются гаусманнитом, родохрозитом и многочисленными силикатами Mn^{2+} (тефроитом, родонитом, минералами групп гумита, граната, пироксенов, амфиболов, серпентина, хлорита, стильпномелана, слюд и др.). Среди последних особенно важен тефроит, как индикатор низкой фугитивности кислорода (рис. 1). При высокой f_{CO2}