

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТИТАНОНОСНЫХ ПЕСЧАНИКОВ СЫНИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО ТРИАСА (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

Шмакова А. М.

Институт геологии Коми НЦ Ур РАН, г. Сыктывкар, alex.sch.@yandex.ru

Еще в прошлом веке в Республике Коми, на Среднем Тимане, были установлены два крупных россыпных месторождения титана, Пижемское и Ярегское. Помимо них были обнаружены небольшие россыпепроявления на территории Предуральского краевого прогиба в триасовых песчаниках сынинской свиты на р. Кыдзьрасью [Ильина, 2001]. Первооткрывателями данного россыпепроявления являются В.И. Чалышев и Л.М. Варюхина [Чалышев, 1966].

Во время геолого-съёмочных работ в 2014 г. нами было обнаружено подобное рудопроявление на левом борту р. Кыдзьрасью, в 600 м вниз по течению от описанного В. И. Чалышевым разреза сынинской свиты. Данное обнажение представлено крутым обрывом высотой 6-7 метров протягивающимся в длину 13-14 метров. Породы в этом обнажении представлены мелкозернистым полимиктовым слабосцементированным песчаником. Продуктивный ильменит-магнетитовый слой локализован в виде линзы мощностью до 15 см и длиной 4.5 м. Толщина «рудных» слоев составляет 1 - 8 мм, песчаников – 2 - 3 см. Содержание нормативного ильменита в этой линзе по результатам пересчетов силикатного анализа бороздовой пробы составило 102 кг/м³, во вмещающих линзу песчаниках – 32 кг/м³.

В ходе минералогического анализа в тяжелой фракции шлиха было диагностировано 17 минералов. Главными минералами с содержаниями от 15.76 до 45.19 отн. % являются ильменит, эпидот и магнетит. Второстепенные минералы представлены амфиболом, хромшпинелидом и гранатом (от 2.06 до 6.69 отн. %). Содержания циркона, агрегатов лейкоксена, рутила, гематита, кианита, мартита, пумпеллиита, ставролита, турмалина, шпинели и титанита не превышают 1 отн. %.

Ильменит представлен угловатыми изометричными черными обломками с частичной лейкоксенизацией. Реже встречаются таблитчатые зерна, сохранившие первичный гексагональный облик кристаллов. Большинство ильменитовых зерен имеют структуры распада, в меньшей степени – однородное строение. Структуры распада твердого раствора имеют ильменит-гематитовый состав и, как правило, представлены двумя генерациями. Ламели гематита в ильмените содержат микровключения последне-

го, образуя структуры распада второй генерации. Встречены структуры распада твердого раствора на основе гематита, где ламели ильменита содержат включения пластинок гематита. В некоторых случаях ильменит в краевых зонах не независимо от внутреннего строения замещается гематитом. Химические составы поверхности и срезов зерен ильменита практически одинаковы. Содержание TiO₂ в ильмените варьирует в пределах от 41.88 мас. % до 59.14 мас. %, в среднем составляет 47.46 мас. %. Практически во всех проанализированных зернах отсутствует магний, за исключением трех образцов, где его содержание достигает 2.0 мас. %. В ильмените количество MnO колеблется в интервале от десятых долей до первых процентов, составляя в среднем 2.35 мас. %. В одном зерне достигает 13.0 мас. %. Установлено, что содержание диоксида марганца в размере 2 мас.% наблюдаются у ильменитов образованных как в гранитах, так и в габбро-гипербазитовых комплексах Урала. Таким образом, для определения первичных источников сноса ильменита использовать этот элемент не имеет смысла [Шмакова, 2016]. Помимо магния и марганца, постоянной примесью в ильмените является ванадий, количество которого в зависимости от происхождения варьирует в широком диапазоне. Содержание данного элемента в ильмените исследованное методом ICP-MS составило 1027.0 г/т, а микронзондовым - 3500 г/т, что соответствует ильменитам базитового генезиса [Борисенко, 1979]. Относительно низкие содержания (в г/т) Nb (175.8), Ta (12.8), Zr (208), Mo (19.13), Sc (37.6), W (1.9), Pb (11.1), Zn (244.0), Co (45.0), но повышенные количества Cu (239) и Ni (24.8) также подтверждают базитовую природу ильменита [Ляхович, 1989]. Об этом же свидетельствует относительно невысокое суммарное количество РЗЭ (97.8 г/т), близкое к базитовому (0.34 – 40.0 г/т) ильмениту [Борисенко, 1979; Леснов, 2009], тогда как, например, для гранитного ильменита характерны более высокие содержания РЗЭ — 1000 г/т [Борисенко, 1979]. Кроме того, наличие структур распада в ильмените не противоречит его метаморфогенному генезису. Таким образом, химический состав ильменита свидетельствует о его возможной кристаллизации в эпидот-амфиболовых сланцах, субстратом для которых послужили базиты.

Амфиболы в шлихе представлены, в основном, темно-зелеными кальциевыми роговыми обманками, кристаллизующимися в магматических или метаморфических породах. Также были установлены амфиболы с повышенной щелочностью, паргасит и магнезиогастингсит, характерные для щелочных магматических пород. Помимо них обнаружены светло-зеленые и серые зерна. И два фиолетовых зерна, по химическому составу относящихся к экерманниту. Следовательно, вероятным источником сноса амфиболов могли служить интрузивные породы различной щелочности и метабазиты (амфиболиты, эпидот-амфиболовые сланцы).

Хромшпинелиды представлены угловатыми изометричными обломками, реже октаэдрическими кристаллами. По химическому составу, согласно классификации Павлова [Павлов, 1949], данные минералы представлены несколькими разновидностями: хромпикотит, субферрихропикотит, алюмохромит, хромит, субферрихромит и субальюмоферрихромит. Также хромшпинелиды по химическому составу относятся к минеральному парагенезису альпинотипных ультрамафитов.

Гранаты встречаются преимущественно в виде неокатанных угловатых изометричных обломков оранжевого цвета, реже желтого, кремового, розового цветов. Также встречаются бесцветные зерна. В редких случаях гранат представлен в виде хорошо ограненных кристаллов с формами ромбододекаэров и с комбинацией тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра преимущественно оранжевого цвета. Оранжевые гранаты имеют алмадин-спессартиновый состав, образующиеся в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Желтые гранаты с минимальным составом гроссуляр – андрадит и единичное зерно граната зеленого цвета уваровит-андрадитового состава, скорее всего, имеют метасоматическое происхождение. Гранат алмадин-гроссулярового состава возможно образовался в высокобарических сланцах.

Циркон представлен кристаллами светло-желтого цвета с хорошо сохранившимися морфологическими особенностями, в меньшей степени не окатанными обломками. Самыми окатанными зернами являются редкие цирконы лилового цвета. По морфологии с хорошо сохранившейся огранкой цирконы разделены на три типа. Для наиболее представительного первого типа характерна комбинация одинаковых граней тетрагональных призм (110) и (100) и граней тетрагональной (101) и дитетрагональной (211) дипирамид. Второй тип морфологии циркона отличается преобладанием граней тетрагональной призмы (110)

над призмой (100) и преобладание граней дитетрагональной дипирамиды (211) над дипирамидой (101). Третий тип кристаллов характеризуется преобладанием площадей граней тетрагональной призмы (100) над гранями тетрагональной призмы (110) и равное соотношение граней дипирамиды (101) и (211). Нередко среди данных разновидностей встречаются зерна с удлинением по четвертной кристаллографической оси с плохо диагностируемыми головками. На диаграмме Пупина [Pupin, 1980], показывающей зависимость морфологических особенностей цирконов от температуры и глиноземистости среды их образования, основная часть кристаллов относится к типу $S_{1; 2; 7; 12-14; 17; 19; 20}$. Подобное распределение характерно для цирконов, кристаллизующихся в высокоглиноземистых породах (габброидах, диоритах или гранодиоритах) на разных стадиях становления магматического очага при температурном режиме 650—850°C. Отношение ZrO_2/HfO_2 , определенное в 26 кристаллах, колеблется в пределах 28—97, что предполагает их коровый генезис [Ляхович, 2000].

Присутствие большого количества эпидота и амфибола, минералов неустойчивых к процессам химического выветривания, ассоциирующих с ильменитом, указывает на неблагоприятный прогноз обнаружения крупных ильменитовых россыпей. Не смотря на то, что в триасовое время климатические условия для образования кор выветривания были благоприятными, платформенный режим не способствовал накоплению значительных концентраций ильменита. Так как при платформенном режиме не образуются глубокие водоемы с соответствующей гидродинамической обстановкой для постоянного перемыва и переотложения кор выветривания. Ильменитсодержащие песчаники триаса характеризуются косослоистой текстурой в виде многоэтажных серий (иногда с включениями гравия и гальки) свидетельствующих о мощных водных потоках. Речные палеодолины, скорее всего, находились вблизи Уральских гор [Салдин, 2008; Чалышев, 1966], поэтому можно предположить, что основным источником тяжелой фракции титановых отложений послужил уральский материал. Анализ типоморфных свойств ильменита предполагает его базитовый генезис. Особенности состава и строения, ассоциирующих с ильменитом эпидота, амфибола, граната свидетельствуют о метаморфическом образовании. Минералы кристаллизовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Таким образом, источником ильменита сынинской свиты явились эпидот-амфиболитовые сланцы или эпидот содержащие амфиболиты, суб-

стратом для которых послужил базальт. Вывод о метаморфогенном генезисе ильменита вполне логичен, так как, ильменит развивается именно в этих фациальных условиях регионального метаморфизма [Кочетков, 1967; Коробов, 1965].

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко Л. Ф., Овчаренко В. К. О некоторых особенностях ильменита изверженных пород // ДАН СССР, 1979. Том 247, №1. С. 185 – 187.
2. Ильина Н.В. Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.
3. Коробова Н.И. Ильменитсодержащие сланцы Таймыра // ДАН СССР, 1965. Т. 162. №1. С. 15 - 20.
4. Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и по-ва Канин. Л.: Наука, 1967. 119 с.
5. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитах и мафитовых породах и их минералов. Кн. 2 Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск. Академическое издание «Гео». 2009. 109 с.
6. Ляхович В. В. «Цирконовый метод» достоинства и недостатки // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. Вып.9. 2000. С. 124-127.
7. Ляхович В. В. В мире микроминералов. М.: Недра. 1989. 160 с.
8. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. // Труды института геологических наук, Вып. 103. Серия рудных месторождений, № 13. 1949. 88 с.
9. Салдин В. А. Красный Камень // Геологическое наследие республики Коми. Россия. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. С.171-177.
10. Чалышев В. И. Варюхина Л. М. Биостратиграфия Триаса Печорской области. М.: Наука, 1966. 150 с.
11. Шмакова А. М. Элементы-примеси в ильмените верхнетриасовой титановой палеороссыпи на р. Кыдзьрасью (Предуральский краевой прогиб) // XVII Международная молодежная научная конференция «Севергеоэкотех- 2016» [Текст]: материалы конференции (23-25 марта 2016). В 6 ч. Ч. 2. - Ухта : УГТУ, 2016. - С. 266-270.
12. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 3. P. 207–220.