

ПЕЧЕНГСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ КАК ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

К.В. Лобанов, В.И. Казанский, М.В. Чичеров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: lobanov@igem.ru

Корреляция геологических, геофизических и металлогенических данных по сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии показала, что Печенгский рудный район представляет собой обособленный сегмент Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид. (рис. 1 а,б).

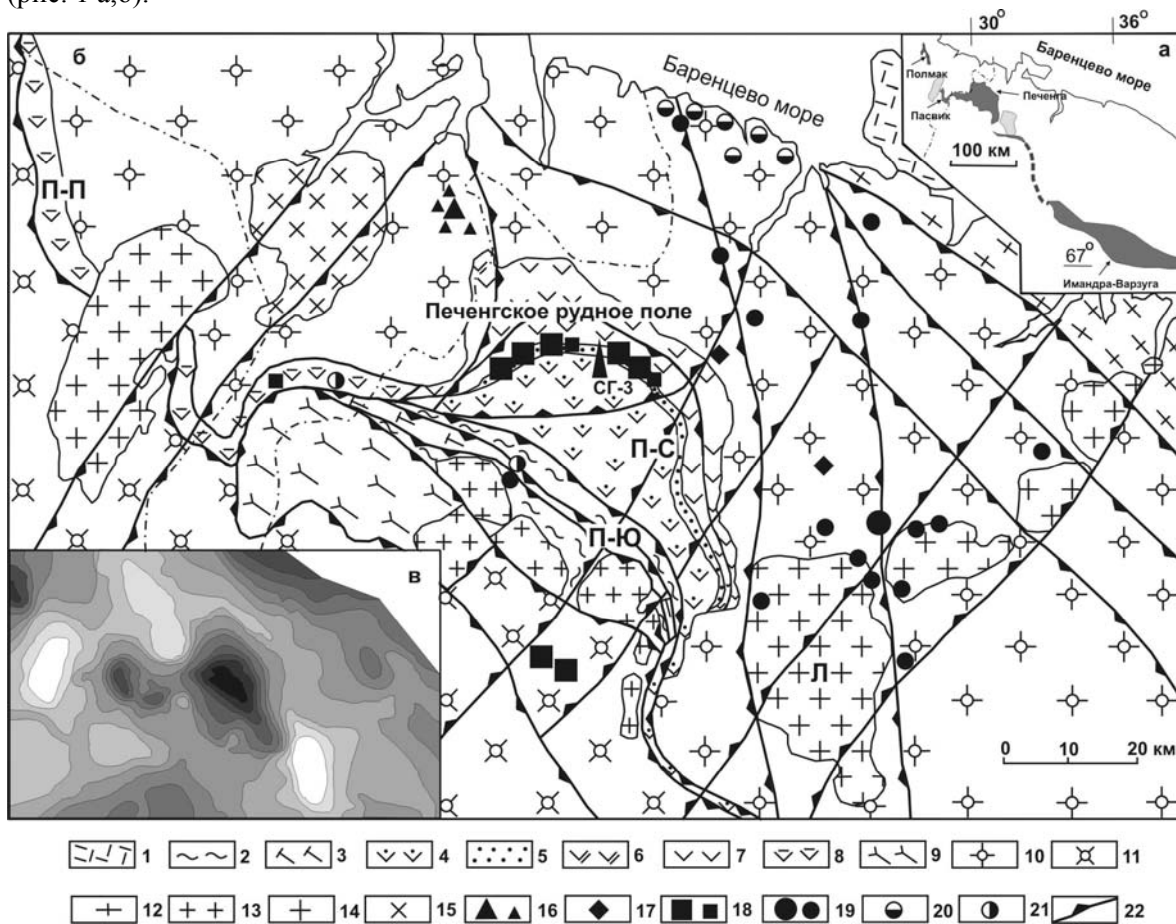


Рис. 1. Схема регионального размещения (а) геологического строения (б), гравитационного поля (в) в Печенгском рудном районе [Казанский и др., 1994]. 1 - позднепротерозойские отложения; 2-7 - ранний протерозой: 2, 3 - южнопеченгская серия: 2 - метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 - метаандезиты; 4-7 - северопеченгская серия: 4 - metabазальты свиты пильгуярви, 5 - метаосадочная продуктивная толща, 6 – metabазальты свиты колосйоки, 7 - метаандезиты свит куэтсарви, ахмалахти; 8 - северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 - сланцы тундровой серии; 10-12 - архей: 10 - гнейсы, граниты Кольско-Норвежского блока, 11 - гнейсы блока Инари, 12 – гнейсы Мурманского блока; 13-15 - раннепротерозойские гранитоиды: 13 - поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс), 14 - реоморфические; 15 - ранние интрузивные; 16-21 - рудные месторождения и рудопроявления: 16 - Fe, 17 - ЭПГ, 18 - Cu-Ni, 19 - U, 20 - Pb-Zn, 21 – Au; 22 – зоны разломов; П-С - Северное крыло, П-Ю - Южное крыло Печенгской структуры, П-П - пояс Пасвик-Полмак.

На северо-востоке он ограничен Титовско-Амбарной, на юго-востоке – Лицко-Арагубской, на северо-западе- Инари-Киркенесской зонами разломов, а на юго-западе - еще слабо изученной системой разломов северо-западного простирания. В такой интерпретации архейский фундамент этого района включает фрагменты блоков Кольского-Норвежско и Инари, а его протерозойские структурные элементы представлены Печенгской структурой и ее продолжением поясом Пасвик-Полмак, Лицко-Арагубской цепочкой гранитоидных массивов и

массивом Вайноспаа, а также многочисленными разломами, разделяющими архейский фундамент на тектонические блоки более высокого порядка. Некоторые из этих разломов, вероятно, унаследовали положение архейских структур [Казанский, Лобанов, 1996].

Главные тектонические элементы Печенгского рудного района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле. Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная аномалия. Она охватывает оба крыла этой структуры и краевую часть блока Инари. Симметрично по отношению к положительной аномалии располагаются две отрицательные аномалии, которые пространственно ассоциируются с Лицким гранитоидным массивом и массивом Вайноспаа. В гравитационном поле четко фиксируются и реоморфические гранитоидные купола (рис. 1в).

Основой для интерпретации Печенгского рудного поля как деформированного палеопротерозойского вулканического центра является ранее разработанная интегральная глубинная модель Печенгского рудного района [Казанский и др., 1994]. В рамках этой модели был сделан вывод, что Северное крыло Печенгской структуры, в котором сконцентрированы медно-никелевые месторождения, представляет собой фрагмент вулканической кальдеры, осложненный согласными зонами расщепления, а ее Южное крыло – комбинацию чешуйчатой моноклинали с надвинутыми на нее гранитными куполами. Одновременно было высказано предположение, что современный эрозионный срез Печенгского района отвечает горизонтальному сечению мантийной рудообразующей системы центрального типа. В настоящее время эти соображения могут быть дополнительно аргументированы и развиты.

В последние годы показано, что вулканогенно-осадочные серии, слагающие Северное и Южное крыло Печенгской структуры, отличаются по возрасту, литологии, геохимическим характеристикам вулканических пород и, в то же время, тесно связаны между собой [Skufin, Theart, 2005]. В обеих сериях преобладают вулканические и вулканокластические породы, варьирующие по составу от андезитобазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов, и от базальтов до пикрит-базальтов.

Более ранняя северопеченгская серия (2234-1905 млн. лет) имеет циклическое, а более молодая южнопеченгская серия (1905-1700 млн. лет) – моноциклическое строение. Вместе с тем вулканические породы верхней части северопеченгской серии обнаруживают признаки сходства с таковыми южнопеченгской серии. Они выражены в виде прослоев ультракислых риолитовых туфов и лав, перемежающихся с ферропикритовыми лавами и щелочными высокотитанистыми базальтами. Появление этих пород согласуется с развитием в южнопеченгской серии локальных вулканических центров, сложенных пестрыми по составу ассоциациями пород: от пикрит-базальтовой до андезит-дацит-риолитовой. В частности, Порьиташский центр, расположенный на границе Северного и Южного крыла Печенгской структуры, сложен дацитами, подчиненными риолитами и андезитами.

О сопряженном развитии в пространстве и времени северопеченгской и южнопеченгской серий свидетельствуют результаты корреляции стратиграфии и магматизма Печенгской структуры и примыкающего к ней пояса Пасвик [Melezik et al., 1995]. Установлено, что палеопротерозойские осадочные и вулканические формации обеих серий непрерывно продолжаются из Печенгской структуры в пояс Пасвик (Рис. 2). При этом их мощности уменьшаются в несколько раз. Параллельно изменяются их условия залегания. Наиболее резкие изменения зафиксированы на западном фланге Печенгской структуры, где дугообразно-концентрическое расположение осадочных и вулканических пород сменяется их линейной ориентировкой. Соответствующие изменения характерны и для туфогенно-осадочной продуктовой толщи, которая в Северном крыле Печенгской структуры достигает мощности 1.5-2 км и насыщена многочисленными габбро-верлитовыми интрузиями и медно-никелевыми месторождениями, а в поясе Пасвик уменьшается по мощности в несколько раз и вмещает небольшие габбро-верлитовые тела, не содержащие медно-никелевых руд [Hodges, 1995]. В поясе Пасвик находит продолжение и крупный Порьиташский разлом северо-западного простирания.

Медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля не только занимают определенное положение в разрезе северопеченгской серии и структурах Северного крыла. Никеленосные габбро-верлитовые интрузии близки по возрасту (1980 млн. лет) и генетически связаны с ферропикритами формации пильгуярви, перекрывающей продуктивную толщу [Смолякин, 1992; Hanski, 1992]. Базальты формации пильгуярви были образованы из деплетированного мантийного источника, а ферропикриты и соответственно габбро-верлиты из

метасоматически обогащенного мантийного источника, который в большей степени подвергся контаминации коровым материалом. В этом заключается одно из отличий никеленосного интрузивного магматизма Печенги от предшествующего базальтоидного вулканизма северопеченгской серии.

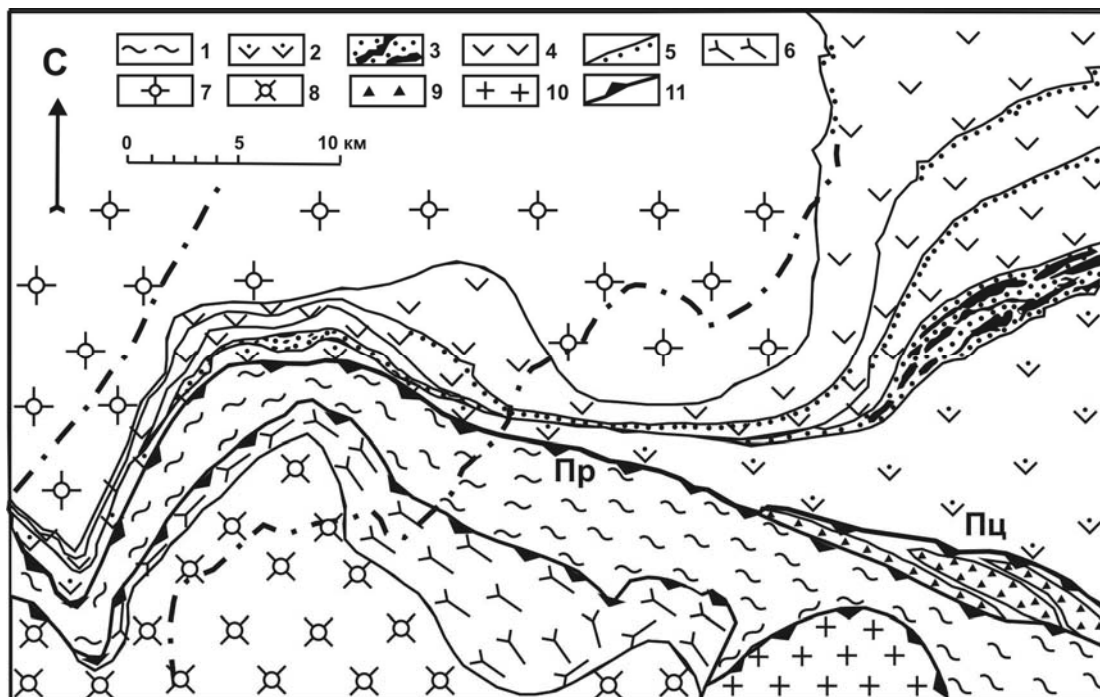


Рис. 2. Схема места сочленения Печенгской структуры и пояса Пасвик. Составлена на основе геологической карты пояса Пасвик-Печенга масштаба 1:200000. [Melezik et al., 1995] с изменениями. 1-5 - палеопротерозой: 1 - южнопеченгская серия, метавулканические и метаосадочные породы; 2-5 - северопеченгская серия: 2 - metabазальты и метапикриты (формация пильгуярви, 3 - продуктивная толща (черным показаны никеленосные габбро-верлиты), 4 - metabазальты и метаандезиты и 5 - метаосадочные породы (формаций коласйоки, куэтсарви, ахмалахти); 6 - кристаллические сланцы (PR-AR?); 7-8 - архей: 7 - гнейсы, мигматиты, граниты, амфиболиты, 8 - гнейсы, кристаллические сланцы; 9 - субвулканические дациты и андезиты; 10 - реоморфические гранитоиды; 11 - разломы: Пр - Порьяташский разлом, Пц - Порьяташский локальный вулканический центр.

Вместе с тем, в Печенгском рудном поле никеленосные габбро-верлитовые интрузии вместе с окружающими туфогенно-осадочными и вулканогенными породами деформированы и метаморфизованы, а его медно-никелевые месторождения кроме магматических руд содержат эпигенетические руды [Горбунов и др., 1999].

Месторождения Восточного рудного узла Печенгского рудного поля, приурочены к самому крупному Пильгуярвинскому массиву габбро-верлитов и его флангам (рис. 3). В результате глубокого бурения установлено, что массив расчленен на несколько блоков, надвинутых друг на друга, что ему присущи сдвигание разрезов основных и ультраосновных пород, тектоническое выклинивание вмещающих метаосадочных пород в промежутках между блоками, развитие мощных зон расланцевания на контактах массива. Со структурно-петрофизических позиций гетерогенная продуктивная толща выделяется в разрезе северопеченгской серии не только по литологии слагающих ее пород. Она отличается и по физическим параметрам пород, в том числе по величинам упругой анизотропии V_p (KAV_p), характеризующей интенсивность синметаморфических деформаций [Лобанов, 2008]. Если в туфогенно-осадочных породах эти величины находятся в пределах 1.15-1.17, в габбро-верлитовых телах, содержащих магматические вкрапленные руды, от 1.15 до 1.22, то в межпластовых зонах синметаморфического расланцевания, вмещающих ремобилизованные эпигенетические брекчиевидные медно-никелевые руды, они достигают максимальных значений 1.30-1.35. Предполагается, что ремобилизация руд произошла в температурных границах зеленосланцевой фации.

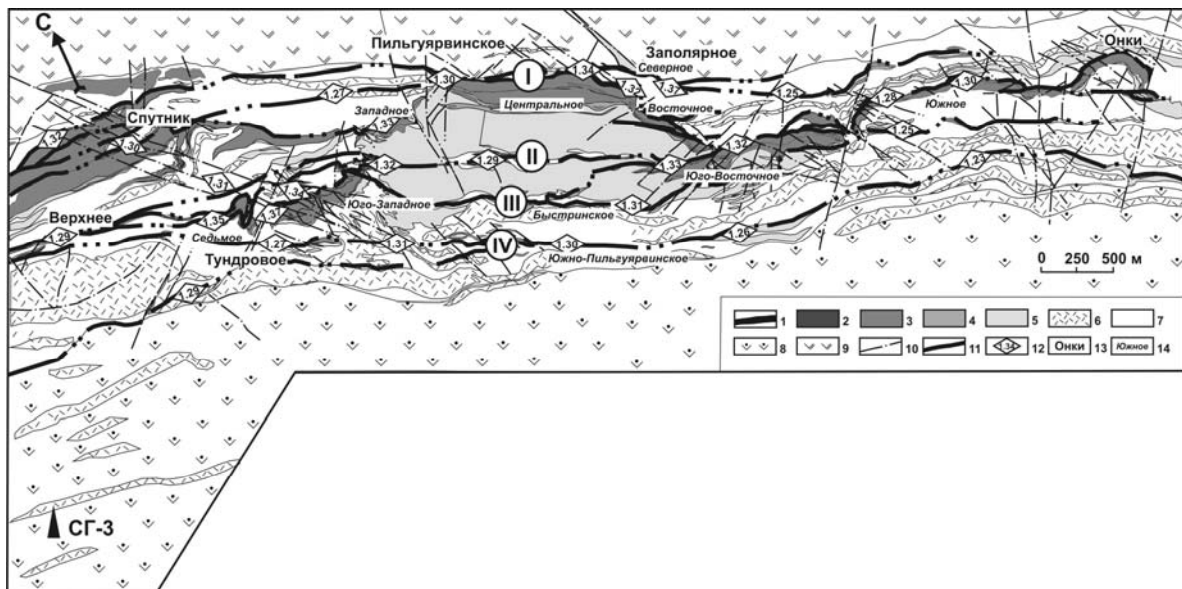


Рис. 3. Петрофизическая схема Восточного рудного узла Печенгского рудного поля. Составлена с использованием данных Г.И.Горбунова и др. [1999]. 1 - эпигенетические брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные медно-никелевые руды; 2 - вкрапленные руды в серпентинизированных перидотитах, 3 - перидотиты; 4 - пироксениты, 5 - габбро; 6 - габбро-диабазы; 7 - породы продуктивной туфогенно-осадочной толщи; 8 - вулканогенные породы свиты пильгуярви, 9 - вулканогенные породы свиты колосйоки; 10-11 - разрывные тектонические нарушения: 10 - диагональные разломы, 11 - межпластовые тектонические зоны синметаморфического расщепления (I-IV); 12 - средние значения $KAVr$ для пород тектонических зон, 13 - месторождения; 14 - рудные тела. СГ-3 - Кольская сверхглубокая скважина.

По данным сейсмических исследований Печенгской структуры ее Северное и Южное крылья прослеживаются в разрезах земной коры. С помощью сейсмотомографического моделирования под этой структурой обнаружен подъем поверхности раздела Мохо на максимальную отметку в 36-34 км, интерпретированный как некогда существовавший мантийный плюм. На большей части Кольского полуострова раздел Мохо выделяется фрагментарно, но здесь он выражен наиболее четко. По соотношению скоростей V_p и V_s сейсмических волн под Печенгской структурой на глубине 15-25 км выявлены аномальные объекты со значениями V_p/V_s 1.80-1.90. Они аналогичны таковым под Норильским рудным районом и рассматриваются как некогда существовавшие промежуточные очаги [Исанина и др., 2000; Казанский и др., 2002].

Исходя из предполагаемой связи Печенгского рудного поля с деформированными приразломным вулканическим центром, медно-никелевые месторождения этого рудного поля можно отнести к вулканоплутоническому классу, а соответствующую рудообразующую систему к мантийно-коровому типу [Lobanov, Kazansky, 2008].

Список литературы

- Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В.** и др. Медно-никелевые месторождения Печенги (отв. редактор Н.П.Лаверов). М. ГЕОС, 1999. 236 с.
- Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М.** и др. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 5. С. 476-487.
- Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Лобанов К.В.** и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений, 1994. Т. 36. № 6. С. 500-519.
- Казанский В.И., Лобанов К.В.** О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 1. С.103-109.
- Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В.** и др. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных

месторождений, 2002. Т. 44. № 4. С. 276-286.

Лобанов К.В. Структурно-петрофизические условия локализации раннепротерозойских пегматитовых и магматических месторождений северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, ИГЕМ РАН, 2008. 70 с.

Лобанов К.В. Петрофизическая характеристика раннепротерозойских медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля // Труды Всероссийской научной конференции «Проблемы рудогенеза древних щитов». Апатиты, КНЦ РАН, 2008. С. 128-133.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272 с.

Hanski E. Petrology of Pechenga Ferropicrites and cogenetic Ni-bearing Gabbro-wehrlite Intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland. Bull. 1992. №. 367. 195 p.

Lobanov K.V., Kazansky V.I. The Paleoproterozoic mantle-crustal Cu-Ni ore-forming system of the Pechenga ore district (Fennoscandian shield). 33 IGC. Oslo. 2008. CD.

Melezhik V.A., Sturt B.A., Mokrousov V.A. et al. The Early Proterozoic Pasvik-Pechenga Greenstone Belt: 1:200000 geological map, stratigraphic correlation and revision of stratigraphic nomenclature // Geology of the eastern Finmark–western Kola region. Trondheim. 1995. P. 81-91.

Skufin P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola greenstone belts, Russia // Precambrian Research. 141. 2005. P. 1-48.