

УДК 553.07:553.481

## **МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕЧЕНГСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ГЕОБЛОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)**

**С. И. Турченко**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Сульфидные медно-никелевые месторождения образуют специфическую рудную формацию не только по устойчивой ассоциации основных сульфидных рудообразующих минералов, но и по тесной изначальной связи их с мафит-ультрамафитовыми интрузиями мантийного происхождения и близкой геодинамической обстановкой их проявления в Печенгской рифтогенной структуре Кольского геоблока Балтийского щита. В работе детально рассмотрено геолого-структурное положение Печенги как рифтогенной структуры, развивающейся в палеопротерозое от 2450 млн лет через этапы континентального (2340–2130 млн лет), океанического (2100–1940 млн лет) рифтогенеза и последующей коллизии (1900–1850 млн лет). Последний этап особенно четко проявился в процессах сульфидного медно-никелевого рудогенеза, которому посвящена большая часть работы. На основании данных изотопного состава серы и свинца делается вывод о метаморфогенно-гидротермальной природе образования главных эпигенетических руд действующих месторождений Печенги и сложном полигенно-полихронном генезисе всех медно-никелевых руд Печенгского рудного поля.

**Ключевые слова:** палеорифт; Печенга; медно-никелевый рудогенез; метаморфогенно-гидротермальная природа эпигенетических руд.

### **S. I. Turchenko. METALLOGENIC FEATURES OF THE PECHENGA RIFTOGENIC STRUCTURE (KOLA GEOBLOCK, BALTIC SHIELD)**

Sulfide Cu-Ni deposits form a specific ore formation not only in terms of sustainable association of basic sulfide minerals but also based on its initial connection with mafic-ultramafic intrusions of the mantle origin and the tectonic position within the Pechenga paleorift of the Kola Geoblock of the Baltic Shield. The geologico-structural position of the Pechenga paleoproterozoic riftogenic structure evolving from 2450 Ma through the stages of continental (2340–2130 Ma) and oceanic riftogenesis (2100–1940 Ma) and subsequent collision (1900–1850 Ma) are analyzed in the paper. The last stage was particularly clear in the sulfide Cu-Ni ore forming processes that constitute the central part of the research. Based on S and Pb isotope data the nature of the main epigenetic ores of the current Pechenga deposits is found to be metamorphogenic-hydrothermal and all Cu-Ni ores of the Pechenga ore field are concluded to be of complex polygenic-polichronous genesis.

**Keywords:** paleorift; Pechenga; Cu-Ni ore genesis; metamorphogenic-hydrothermal nature; epigenetic ores.

## Введение

К концу архея период интенсивного вулканизма, плутонизма, аккреции и кратонизации привел к построению более или менее стабильных континентальных плит. Они составляли около 60 % площади современных континентов. Кратоны в последующем были подвержены интенсивному растяжению, благодаря преимущественно мантийному диапиризму и подъему астеносферных потоков, которые и привели к формированию разнообразных особенностей протерозойской коры. Некоторые из этих режимов растяжения привели к образованию энсиалических интракратонных бассейнов и линейных континентальных рифтов. Зоны континентального рифтогенеза характеризовались широким спектром полезных ископаемых, связанных с мафит-ультрамафитовыми магматическими комплексами – Cu, Ni, PGE, Co, Ti, Fe, но в данной работе акцентируется внимание на особенностях металлогении медно-никелевого

оруденения в Печенгской палеопротерозойской рифтогенной структуре.

В Печенгской структуре наиболее значимым в тектоно-металлогеническом отношении был именно палеопротерозойский континентальный рифтогенез, который проистекал на архейской коре и был выражен в длительном (около 600 млн лет – от 2,5 до 1,8 млрд лет) полистадийном формировании. Ранняя стадия (2,5–2,3 млрд лет) рифтогенеза отвечала формированию глубинных разломов, подъему мантийного диапира и внедрению в верхнюю кору дифференцированных интрузий, несущих Cu-Ni и платинометалльное оруденение. Дальнейший рифтогенез (2,3–2,0 млрд лет) был унаследован образованием интракратонного бассейна, выполненного эпикратонными осадками и внутривитными базальтами. Завершающая стадия (2,0–1,85 млрд лет) происходила при повторной мантийной активизации и выразилась частью в перестройке тектонического плана рифтогенеза, что приводило

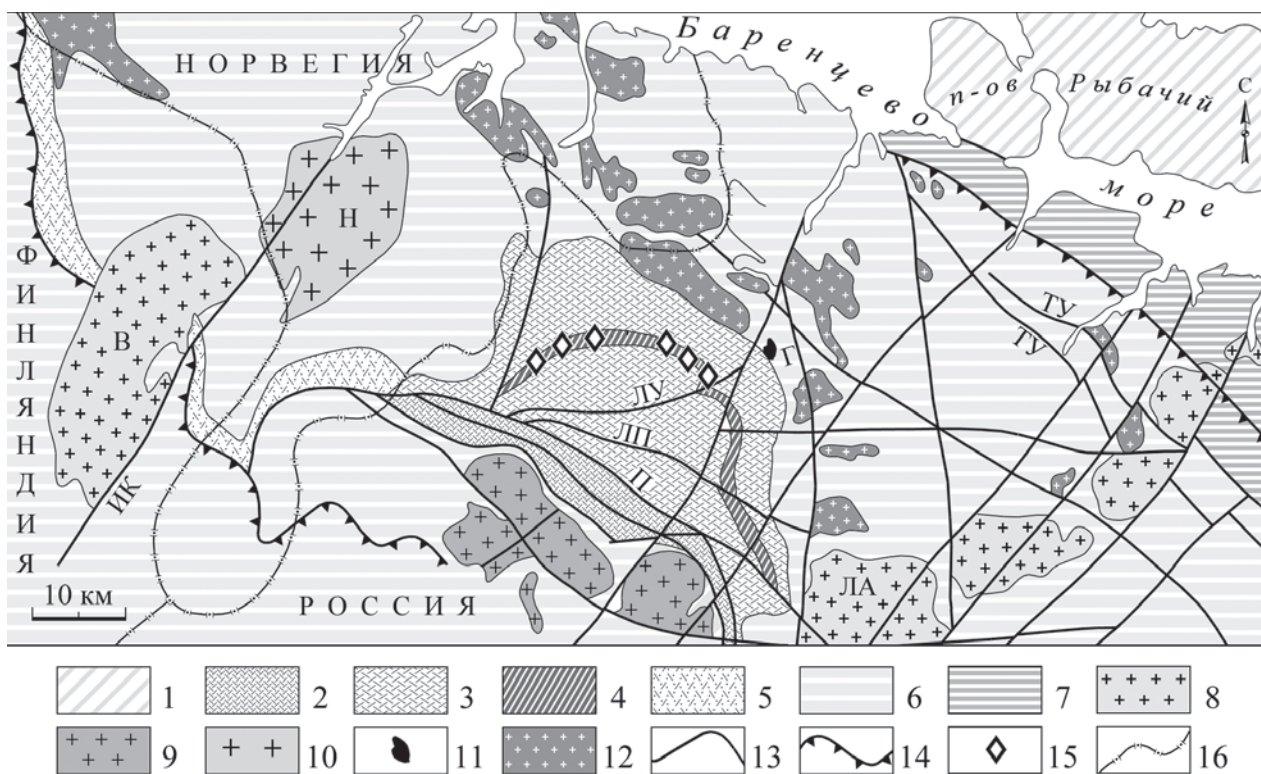


Рис. 1. Схема геологического строения Печенгского рудного района [по Шаров и др., 1997 с дополнениями]:

1 – рифейские отложения. Раннепротерозойский рифтогенный комплекс: 2 – метавулканыты и метаосадочные породы Южной зоны Печенгской структуры, 3 – метавулканыты и метаосадочные породы Северной зоны, 4 – продуктивная осадочно-вулканогенная толща, 5 – метавулканыты и метаосадки зоны Пасвик-Полмак. Архейский комплекс: 6 – гнейсы, амфиболиты и гнейсо-граниты кольской серии, 7 – гранито-гнейсы Мурманского блока. Раннепротерозойские гранитоиды: 8 – анорогенные граниты Лицко-Арагубского (ЛА) и Вайноспаа (В) комплексов, 9 – реоморфические граниты. 10 – граниты комплекса Найден (Н) (2450 млн лет). 11 – мафит-ультрамафитовая расслоенная интрузия г. Генеральская (Г). 12 – архейские гранитоиды (2700–2650 млн лет). 13 – разломы: П – Порьиташский и Пороярвинская зона смятия, ЛП – Лучломпольский, ЛУ – Луоттинский, ИК – Инари-Киркенесский, ТУ – Титовско-Урагубский. 14 – надвиг. 15 – главные медно-никелевые месторождения Западной и Восточной групп. 16 – государственные границы



Рис. 2. Космоснимок Печенгской структуры (Landsat-TM)

к формированию зон взаимного пересечения рифтовых структур, создававших Печенгский рудный узел с крупными концентрациями меди и никеля с платиноидами.

### Главные особенности геологического строения Печенгской структуры

Наиболее ранние представления о рифтогенной природе Печенгской структуры были предложены Е. Е. Милановским [1976], который сравнивал эту палеопротерозойскую структуру с молодыми эпиплатформенными рифтами щелевого типа, но, в отличие от них, с внутренней складчатостью, обусловленной сменой режимов растяжения и сжатия. Геохимические особенности вулканитов осадочно-вулканогенных толщ Печенги (мощностью более 10 км) показали принадлежность ее разных структурных горизонтов к континентальному и океаническому этапам рифтогенного развития [Melezhik, Sturt, 1994]. Начало развития структуры прослеживается от около 2450 млн лет назад – времени внедрения мафит-ультрамафитовой расслоенной интрузии – габбро-норитовый массив горы Генеральской на северо-восточной границе Печенгской структуры. U-Pb изохронный возраст становления интрузии по циркону от  $2496 \pm 10$  до  $2447 \pm 10$  млн лет [Bayanova, Mitrofanov, 1999]. Дальнейшее развитие структуры выражено в формировании ранней осадочно-базальтовой ассоциации

континентального этапа рифтогенеза с возрастом 2340–2130 млн лет, затем океанического этапа 2100–1990 млн лет, с которым связано отложение сланцево-базальтовой толщи и внедрение никеленосных габбро-верлитовых интрузий с возрастом 1940 млн лет. В период тектогенеза 1900–1850 млн лет назад Печенгская структура испытала коллизию, метаморфизм породных ассоциаций и складчатость, особенно четко проявленную в Пороярвинской зоне смятия. Эта зона размещена к юго-западу от Порыташского глубинного разлома, который разделяет Печенгскую структуру (рис. 1) на два блока, Северный и Южный, различающихся глубинным строением и геодинамическим развитием [Смолякин и др., 1996; Минц, Турченко, 1999]. Главные особенности строения рифтогенной Печенгской структуры видны на космоснимке (рис. 2) и его интерпретации по дешифровке (рис. 3). Окончание развития структуры отмечено временем внедрения постколлизионных гранитоидов Вайноспаа на северо-западе от граничного разлома (на территории Финляндии) и Лицко-Арагубского гранитоидного комплекса с возрастом 1815–1720 млн лет и одноименной системы разломов.

В пределах Лицко-Арагубского комплекса и зоны разломов фиксируется резкий северо-восточный изгиб структурного направления пород архейского гранито-гнейсового комплекса, который имеет общее северо-западное простирание, и в этой части образована

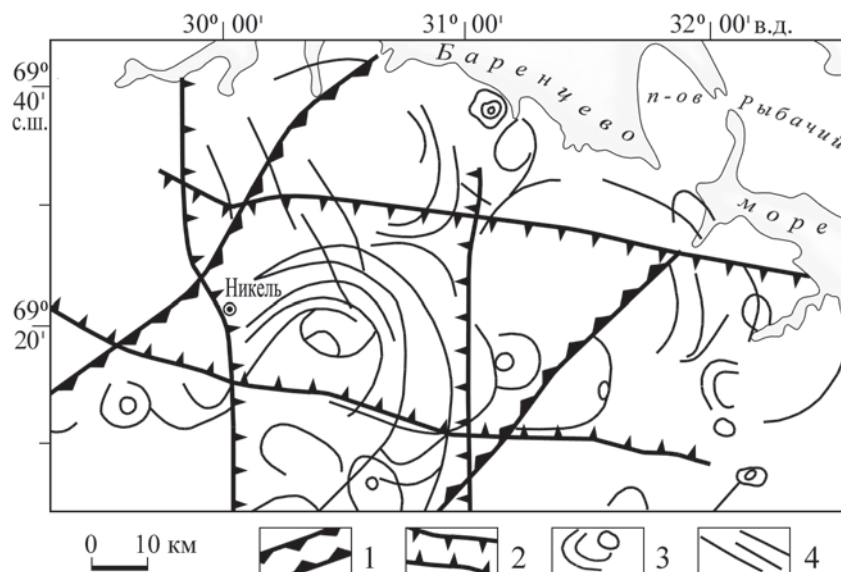


Рис. 3. Космоструктурная схема Печенгской рифтогенной структуры по дешифровке космоснимка:

1 – границы бортов Печенгской структуры, 2 – границы зон глубинных разломов Печенгского палеорифта, 3 – кольцевые и полукольцевые структуры, 4 – локальные внутририфтовые разломы

поперечная синформа с субмеридиональным направлением оси. Эта структура осложнена дисгармоничными мелкими складками, зонами расланцевания и бластомилонитизации. Гранитоидные массивы не несут следов пластических деформаций и лишь наследуют общее направление синформы. По геофизическим данным рассматриваемая зона разломов выделяется как система сдвигов верхних слоев земной коры, которой соответствует зона коробления поверхности Мохо [Савицкий и др., 1995]. Корреляция геологических, геофизических и металлогенических данных по сопредельным территориям России (Норвегии и Финляндии) показывает, что Печенгский горно-промышленный район расположен в обособленном блоке в пределах архейского корового сегмента. На северо-северо-востоке этот район ограничен Титовско-Урагубской зоной разломов. На юго-западе разрывные нарушения Пороярвинской зоны разломов отделяют Печенгскую структуру от архейских гнейсов, вмещающих гарцбургитовые интрузии с медно-никелевым оруденением (месторождения Аллареченское и Восток). Обе зоны разломов имеют генеральное северо-западное простирание. Поперечные к ним региональные разрывные структуры ограничивают Печенгский район с северо-запада и юго-востока. На северо-западе это Инари-Киркенесская зона, к которой приурочены интрузии гранитоидов Вайноспаа (с U-Pb возрастом 1800 млн лет) и Найден (2450 млн лет), а на юго-востоке – Лицко-Арагубская зона разломов, маркированная гранитоидными интрузиями одноименного комплекса с возрастом

около 1800 млн лет. Такие возрастные соотношения и структурная приуроченность гранитоидов могут свидетельствовать о палеопротерозойском возрасте этих зон разломов, предопределивших заложение границ района и субмеридиональное направление ранней рифтовой структуры.

Кроме того, раннее субмеридиональное положение рифтовой структуры Печенгского блока подчеркивается также подобным же простиранием расслоенной габбро-норитовой интрузии горы Генеральской с возрастом  $2496 \pm 10 - 2447 \pm 10$  млн лет, роя даек габбро и габбро-диабазов также субмеридионального простирания [Щеглов и др., 1993]. Непосредственно сама Печенгская структура расчленена на тектонические блоки поперечными по отношению к этому субмеридиональному рифту локальными разломами (Порыташский, Луоттинский, Лучломпольский), которые входят в систему более поздних глубинных разломов, заложивших вновь возрожденный рифт северо-западного направления в период 2,0–1,85 млрд лет.

Таким, считавшимся ранее продольным, а по нашему мнению – поперечным к раннему рифту и наиболее заметно проявленным, является Порыташский разлом, которым Печенгская структура разделена на Северную и Южную зоны. Эти зоны имеют различный характер складчатых структур: моноклинально-брахиформный в первой и изоклинально-складчатый в последней. Другим важным различием является то, что именно в Северной зоне развита продуктивная осадочно-вулканогенная толща с никеленосными габбро-верлитовыми

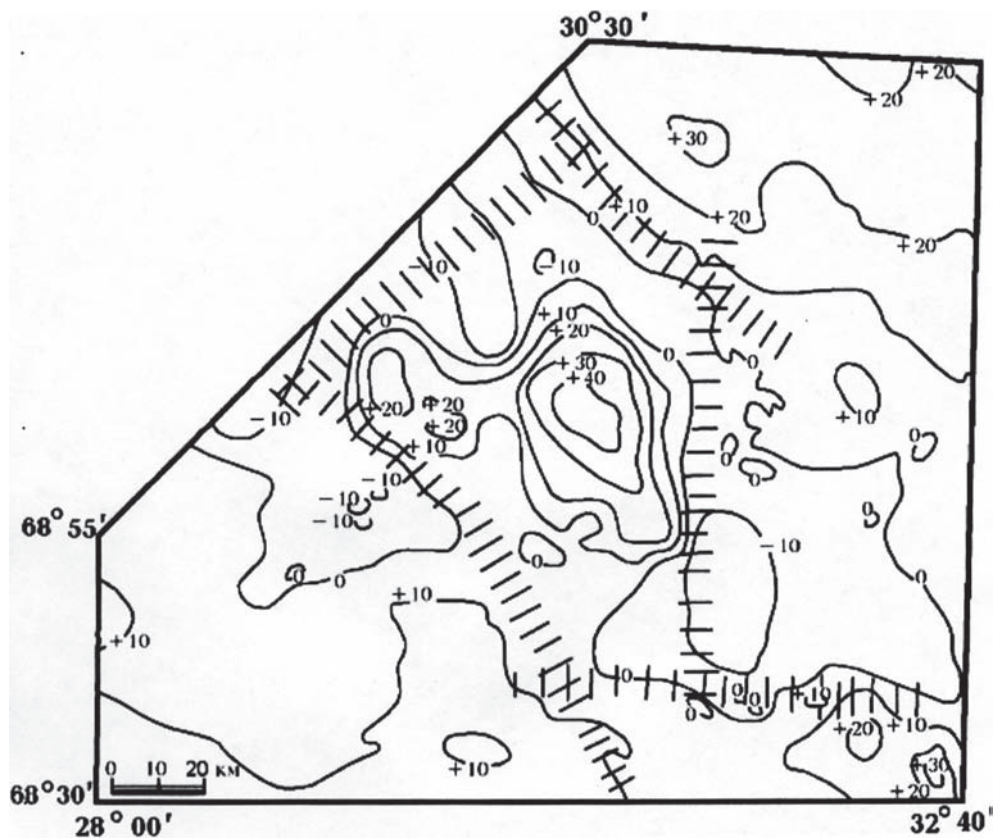


Рис. 4. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (в мГал) Печенгского рудного района [по Шаров и др., 1997]. Штриховкой показаны зоны глубинных разломов по гравиметрическим данным

интрузиями, вмещающими сульфидные медно-никелевые месторождения. Кроме того, Южная зона отличается по возрасту и составу вулканогенных пород [Смолюкин и др., 1996]. По изохронным Rb-Sr и Sm-Nd определениям [Балашов и др., 1993; Балашов, 1996] установлено, что вулканогенные породы Северной зоны формировались в интервале 2320–1980 млн лет. Для вулканитов, подстилающих продуктивную толщу, получены значения  $2324 \pm 28$  и  $2214 \pm 52$  млн лет; для вулканитов продуктивной толщи –  $2114 \pm 52$  млн лет и перекрывающих вулканитов –  $1980 \pm 34$  млн лет; никеленосные интрузии имеют возраст 1995–1980 млн лет. Метаандезиты и метаосадочные породы Южной зоны по этим же данным имеют U-Pb возраст 1865–1855 млн лет.

Главные тектонические элементы Печенгского рудного района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле (рис. 4). Непосредственно Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная гравитационная аномалия. Она охватывает оба крыла Печенгской структуры. Симметрично по отношению к ней располагаются две отрицательные аномалии, которые совпадают пространственно с Лицким и Вайноспаа гранитоидными массивами. По

геофизическим данным [Шаров и др., 1997] эта зона также выделяется как область сдвигов верхних (до 15 км) слоев земной коры, которой соответствует углубление поверхности Мохо, что также особенно ярко проявлено в районе массива Вайноспаа. Соответственно области проявления положительной гравитационной аномалии отвечает зона максимального поднятия поверхности Мохо. Под этой же зоной находится относительно мощный (2–7 км) переходный слой (корово-мантийная смесь), имеющий линзовидную форму [Шаров и др., 1997]. Сейсмические данные [Шаров и др., 1997] подтверждают, что на глубинах около 10 км происходит выполаживание продольных разломов и зон расланцевания Печенгской структуры и соответственно Порьяташский, Луоттинский и Лучломпольский разломы соединяются вместе, образуя единую мощную систему надвигового характера с падением общей поверхности в юго-западном направлении.

Размещение сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском рудном поле контролируется совокупностью магматических, литолого-стратиграфических и структурных факторов. Главная масса медно-никелевых руд размещается в верлитах и перидотитах, часто нацело серпентинизированных

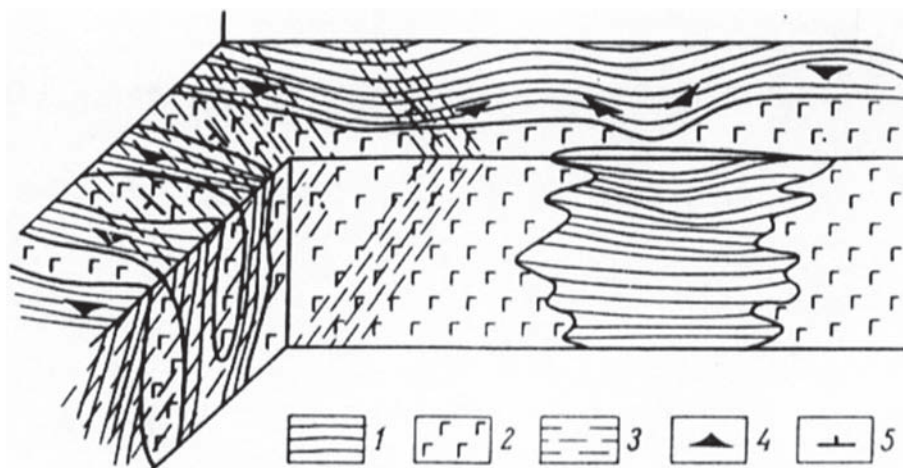


Рис. 5. Характер соотношения никеленосных ультрабазитов с туфогенно-осадочными сульфидно-углеродистыми сланцами и наложенной сланцеватостью, синхронной с метаморфическими преобразованиями. Зарисовка участка карьера ПОР «Котсельваара», Печенга:

1 – туфогенно-осадочные сульфидно-углеродистые сланцы, 2 – тела ультрабазитов, 3 – зоны наложенного рассланцевания с метаморфогенными вкрапленными Cu-Ni рудами, 4 – залегание слоистости, 5 – залегание сланцеватости

и рассматриваемых в качестве сингенетических рудных залежей. Оруденение также приурочено к зонам рассланцевания в продуктивной толще в виде богатых жильных эпигенетических руд.

Локализация никеленосных массивов в продуктивной толще (пильгуйярвинская свита) контролируется складчатыми структурами: так, все значительные интрузии и связанные с ними месторождения приурочены к крупным поперечным синклинальным складкам. Рудоносные интрузии повторяют очертания крупных складок и погружаются к юго-востоку, югу или юго-западу в зависимости от их расположения в пределах дугообразной структуры выхода продуктивной толщи в Печенгском рудном поле. Падение интрузивов под углом 30–60° согласно общему падению продуктивной толщи. Размеры рудоносных интрузий колеблются в широких пределах от 100 до 600 м по простиранию, до 500–1000 м по падению, при мощности 10–50 м.

Размещение рудоносных массивов, кроме того, контролируется межпластовыми тектоническими зонами, проходящими по нижнему контакту массивов с вмещающими сланцами продуктивной толщи или вблизи него. При этом продольные тектонические зоны на участках их прохождения по контакту или внутри рудоносных массивов являются одновременно и главными рудовмещающими структурами для богатых эпигенетических руд.

Пространственное распределение рудоносных интрузивов в продуктивной толще неравномерное. Около трех четвертей их общего количества сосредоточены в центральной части рудного узла, севернее Луоттинского разлома. Здесь же находятся и все известные

промышленные медно-никелевые месторождения. Они группируются в трех рудных полях. В западной части рудного узла месторождения образуют линейно вытянутое Западное рудное поле, расположенное в верхах продуктивной осадочно-вулканогенной толщи. В центральной части рудного узла месторождения размещены на трех уровнях продуктивной толщи, вероятно, фиксируя трехуровневый характер распределения межпластовых рудоконтролирующих тектонических зон с богатыми эпигенетическими рудами. Месторождения, образующие Восточное рудное поле, залегают в нижних частях осадочно-вулканогенной толщи. Сверхглубокая скважина СГЗ вскрыла в продуктивной толще ранее неизвестные рудоносные серпентиниты и приуроченные к ним медно-никелевые руды (месторождение «Спутник»). По текстурно-структурным признакам, составу и генезису они аналогичны рудам в месторождениях, выходящих на поверхность [Глаголев и др., 1987]. Это доказывает выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению продуктивной толщи и предполагает исходно-горизонтальное залегание никеленосных интрузий, их пластовый характер и последующие деформации в обстановке чешуйчатых перемещений тектонических блоков, благоприятствующих формированию межпластовых тектонических зон, контролирующих богатые эпигенетические руды (рис. 5, 6).

### Сульфидное Cu-Ni оруденение

В Печенгском рудном поле выделяются два рудных узла: Западный (Каульский)

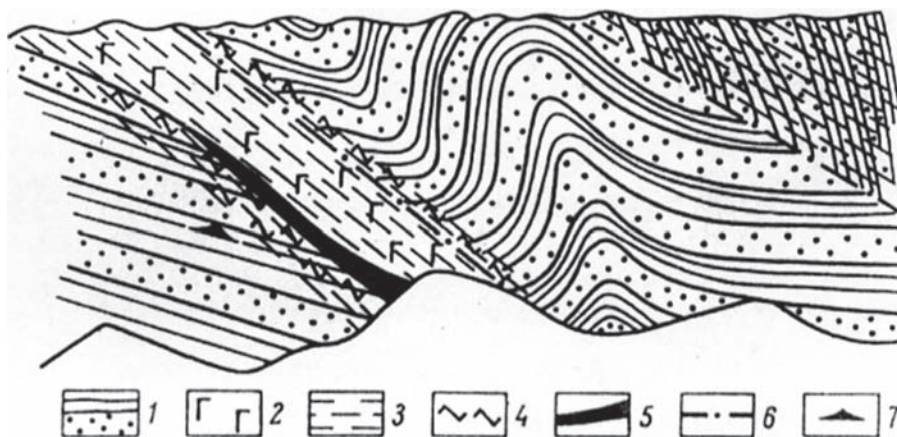


Рис. 6. Характер размещения жильных и брекчиевых метаморфогенных Cu-Ni руд в зонах наложенного рассланцевания и метаморфического изменения ультрабазитов и вмещающих сульфидно-углеродистых туфо-генно-осадочных пород. Зарисовка стенки карьера рудника Пильгуярви, Печенга:

1 – туфо-генно-осадочная сульфидно-углеродистая толща, 2 – ультрабазиты, 3 – зоны наложенного рассланцевания и метаморфического преобразования, 4 – брекчиевые руды в зонах рассланцевания, 5 – жильные руды, 6 – разрывные нарушения, 7 – залегание слоистости

и Восточный (Пильгуярвинский). В их пределах сосредоточены все промышленные месторождения рудного поля и по своим масштабам (с учетом ранее отработанных первоначальных запасов) подразделяются на гигантские (более 7 млн т суммы Ni+Cu), крупные (от 250 тыс. т до 1 млн т), средние и небольшие (200–250 тыс. т). Уникальным является Пильгуярвинское месторождение, большая часть остальных относится к крупным. Месторождения Западного рудного узла с богатыми рудами к настоящему времени практически выработаны. Активно разрабатываются в настоящее время два месторождения Восточного рудного узла: Пильгуярвинское, сложенное на 97 % вкрапленными рудами, и Заполярное, представленное богатыми (брекчиевидными и сплошными) рудами.

Рудные тела преимущественно располагаются вблизи подошвы интрузий-дифференцированных серпентинизированных габбро-верлитов. Рудные тела обычно имеют тектонические контакты с подстилающими туфо-генно-осадочными породами и варьирующими размерами (от 0,2–1,0 до 100 м по мощности и от 5–10 до 1500 м по простиранию).

В генетическом отношении руды Печенгских месторождений рассматривались как типичные магматогенные, связанные с ликвационными процессами [Горбунов, 1968], в то время как Н. А. Елисеев с соавт. [1961] рассматривали большую часть руд как явно эпигенетические, имеющие гидротермальное постмагматическое происхождение. Позднее было установлено, что эти руды (брекчиевые, частью вкрапленные и жильные) имеют

метаморфогенно-гидротермальную природу [Турченко, 1978; Зак и др., 1982; Белевцев и др., 1985]. Такая сложная полигенная природа крупного, практически гигантского медно-никелевого месторождения подтверждается данными изотопного состава серы, которая для магматогенных руд имеет ювенильную природу источника ( $\delta S^{34}$  от  $-1,0$  до  $+2,5$  ‰ [по Abzalov, Both, 1997] или от  $-3$  до  $+6$  ‰ [по Melezhik et al., 1994]), а в эпигенетических рудах ранжируется от  $-4$  до  $+8$  ‰ и более (до  $+12,7$  ‰ в жильных сульфидах и  $+26$  ‰ в сульфидах из

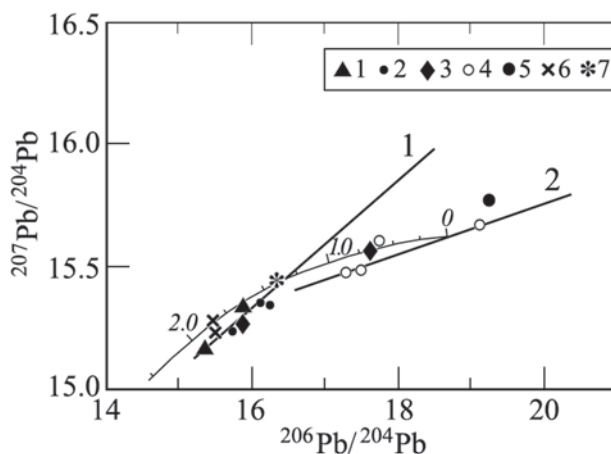


Рис. 7. Изотопный состав Pb руд месторождений Печенги:

1 – массивные руды донной части интрузий, 2 – массивные и брекчиевые руды зон рассланцевания, 3 – руды вкрапленные интрузий поздней фазы, 4 – эпигенетические вкрапленные руды, 5 – руды в метасоматитах, 6 – сульфиды из серпентинитов, 7 – сульфидно-кварцевые жилы. Кривая Стейси-Краммера – цифры в млрд лет. Изохроны рассчитаны: 1 – по анализам 1–3, 5–10, 14; 2 – по анализам 11–13 (см. табл.)

Изотопный состав свинца сульфидов различных типов медно-никелевых руд Печенгских месторождений [по Абзалов и др., 1991]

№ п. п.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Месторождение
Массивные руды в донной части интрузивных тел				
1	15.437	15.163	34.995	Киерджибор
2	15.948	15.315	34.421	Киерджибор
Массивные и брекчиевые руды в зонах тектонических нарушений				
3	15.813	15.229	34.986	Котсельваара
4	17.293	15.454	35.248	Котсельваара
5	16.302	15.335	35.625	Котсельваара
6	16.916	15.339	34.298	Пильгуярви
Богатые вкрапленные руды и брекчиевидные в интрузивах поздней фазы				
7	17.727	15.541	37.217	Северное
8	15.898	15.248	35.295	Северное
Серпентиновые жилы с сульфидами				
9	15.571	15.231	35.201	Пильгуярви
10	15.572	15.253	35.263	Пильгуярви
Эпигенетическая (метасоматическая) вкрапленность в серпентинизированных, оталькованных и карбонатизированных ультрамафитах				
11	17.352	15.456	36.228	Киерджибор
12	19.230	15.456	36.692	Соукер
13	17.577	15.473	37.047	Киерджибор
Сульфидная минерализация околорудных ореолов (№ 14)				
14	16.428	15.420	35.715	Киерджибор

*Примечание.* Изотопные анализы выполнены в ИГГД РАН Б. М. Гороховским.

черных сланцев [по Abzalov, Both, 1997]), что позволяет сделать вывод о контаминации руд коровой серой и ее привносе при процессах метаморфогенно-гидротермального эпигенетического рудообразования. Эта же полигенная и полихронная природа руд Печенгских Cu-Ni месторождений была подтверждена исследованиями изотопного состава свинца сульфидов из них [Абзалов и др., 1991]. Распределение точек изотопного состава свинца на диаграмме  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 7; табл. 1), отражающей эти исследования, характеризуется двумя линейными трендами, один из которых составляют массивные и брекчиевые руды, тогда как другой образован метаморфогенно-метасоматической сульфидной вкрапленностью.

Две линейно-упорядоченные системы точек на диаграмме (рис. 7) отражают дискретный характер формирования руд, включающий не менее двух самостоятельных этапов рудогенеза, каждому из которых соответствует своя изохрона. Изохрона 1 представляет собой так называемую «палеоизохрону», развитие которой было заторможено в определенный момент в прошлом, и она отвечает началу времени внедрения габбро-верлитов и образованию ранних магматогенных руд около 1,95–2,0 млрд лет. Изохрона 2 фиксирует новый этап медно-никелевого рудогенеза, выраженный в развитии

метасоматической сульфидной вкрапленности в рудоносных ультрабазитах, метаморфогенно-гидротермальных руд и рудных жил. В результате формирования этой генерации сульфидных руд возникла новая совокупность U-Pb подсистем, давшая начало второй изохроне. Интерпретируя эти приведенные данные по изотопному составу свинца в сульфидных Cu-Ni рудах Печенги, можно сделать вывод о двух главных геохронологических событиях формирования медно-никелевого оруденения. Первое из них с возрастом около 1,95 млрд лет связано с внедрением никеленосных габбро-верлитов и формированием магматогенных сульфидных руд, контаминированных коровым веществом. Второе событие связано с активизацией U-Pb системы на рубеже около 1,825 млрд лет, вследствие чего развитие ранней U-Pb системы и отражающей ее изохроны 1 было остановлено зарождением новой U-Pb подсистемы, выраженной изохроной 2 и формированием поздних руд метаморфогенно-метасоматического и гидротермального генезиса с возрастом от 1,825 млрд лет и моложе, вплоть до 1100–800 млн лет, отвечающих возрасту регионального метаморфизма и активизации Печенгского рудного района [Герлинг и др., 1976; Турченко, 1978; Пушкарев и др., 1985].

Эволюция медно-никелевых руд Печенги происходила в условиях медленного



охлаждения, причем при падении температуры ниже 610 °С из первоначального моносльфидного твердого раствора выделялись гексагональный пирротин, пентландит в виде мелких зерен и халькопирит, что привело к формированию медно-никелевых вкрапленных руд Печенги. В оруденелых тектонических зонах в гипербазитах, превращенных в тальк-карбонатные сланцы, с которыми связаны богатые жильные медно-никелевые руды Печенги, на ранней стадии при температурах 325–360 °С образовывался гексагональный пирротин, а позднее, по мере снижения температуры и возрастания активности серы, окислительного потенциала и щелочности, отлагались моноклинный пирротин, пентландит и халькопирит. Температура образования моноклинного пирротина из гидротермальных растворов равная 270–325 °С была установлена еще в прошлом веке. По данным детальных исследований, происхождение гидротермальных растворов является метаморфическим, источником никеля служат никельсодержащие силикаты ультраосновных интрузий, подвергшиеся метаморфическим преобразованиям, а сера мобилизуется из вмещающих сульфидно-графитовых сланцев по схеме  $FeS_2 \rightarrow FeS + S$ . Детальные исследования [Турченко, 1986] показали поэтапный характер метаморфических преобразований ультрабазитов, в котором ранний этап распознается по реликтам амфиболизированных пироксенов, деанортизированных плагиоклазов и сохранившемуся сфену в составе ультрабазитов, превращенных в массивные серпентиниты. Во вмещающих осадочно-вулканогенных породах (черных сульфидно-графитовых сланцах) одновременно с серпентинизацией ультрабазитов происходит хлоритизация вулканогенного туфогенного материала, графитизация углеродистого битуминозного вещества и пиритизация первичных диагенетических сульфидов. В ультраосновные породы происходит значительный привнос термальных вод из метаморфизируемых туфогенно-осадочных пород. Расчеты показывают, что из 1 км<sup>3</sup> туфогенно-осадочных пород с содержанием 50–90 % хлоритов (как в сланцах Печенги) может выделиться  $4 \times 10^7 - 7 \times 10^7$  м<sup>3</sup> воды [Белевцев и др., 1986]. При этом переотложение Си, Fe в растворах, несущих галогены и серу в виде сульфидов, происходит уже при температуре 300 °С. Минеральные ассоциации первого этапа метаморфизма отвечают P-T условиям пренит-пумпеллиитовой фации, развивающейся в узком интервале температур от 350 °С до начала зеленосланцевой фации в 400 °С, которая знаменуется образованием актинолита

в гипербазитах. Метаморфические преобразования этого этапа происходили в условиях высокого окислительного потенциала, что приводило к формированию магнетита в серпентинизируемых гипербазитах и ассоциации пиррита и магнетита в графитизированных туфогенно-осадочных породах. На поздней стадии метаморфизма с однородным тепловым полем при переходе к зеленосланцевой фации режим сменился на более восстановительный, и тогда в ультрабазитах одновременно с актинолитизацией и хлоритизацией возникло бедное раннее вкрапленное сульфидное оруденение, состоящее из пирита, магнетита и никельсодержащего пирротина.

Второй этап метаморфизма пород печенгской серии характеризовался складчатым зональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и высокотемпературной зеленосланцевой фациями в температурном интервале 450–580 °С, сопровождающимся рассланцеванием вмещающих пород и серпентинизированных ультрабазитов. Возникновение кристаллизационной сланцеватости сопровождалось новообразованием серицита и хлорита, иногда альмандинового граната, дальнейшей перекристаллизацией и переотложением графита и сульфидов по плоскостям сланцеватости. При этих преобразованиях пирит замещается пирротином, и здесь же выделяются и новообразуются пирротин и халькопирит, как следствие реакции соединения выделяющейся серы (по реакции  $FeS_2 \rightarrow FeS + S$ ) и мобилизуемой из туфогенных черносланцевых пород меди. Совместно с метаморфическими преобразованиями вмещающих пород происходят метаморфические изменения и в ультрабазитах. Эти изменения выражаются в образовании талька и карбонатов, сфена второй генерации по серпентину, куммингтонита, перекристаллизации хлорита в биотит и в возникновении обильной вкрапленности сульфидов – никелистого пирротина, халькопирита и пентландита. Все эти минералы, включая сульфиды, ориентированы по сланцеватости, развивающейся в телах гипербазитов. Метаморфически гипербазиты изменяются в тектонических зонах, где интенсивно проявлено рассланцевание, сопровождающееся резко выраженными обменными реакциями между веществом гипербазитов и окружающих пород. Именно в этих зонах происходят главнейшие метаморфические преобразования минералов и сопутствующие им: обильный вынос воды из вмещающих пород, привнос ее в гипербазиты, перераспределение петрогенных элементов, мобилизация серы и рудогенных элементов – меди и никеля из

вмещающих пород и гипербазитов. В процессе метаморфизма гипербазитов из силикатов (никельсодержащего серпентина) максимально высвобождается никель (при превращении серпентина в тальк и карбонат), который не входит ни в один из новообразованных силикатов, а соединяется с мобилизуемыми серой и медью. Из-за низкой миграционной способности никель не выносится далеко за пределы преобразованных серпентинитовых тел, а вместе с переотложенными ранними сульфидными образует густо вкрапленные и прожилково-вкрапленные богатые руды в Печенгских месторождениях.

Наиболее поздними являются богатые жильные сульфидные медно-никелевые руды в зонах тектонических брекчий в контактах гипербазитов и вмещающих пород. Сплошные сульфидные руды в этих зонах содержат обломки оруденелых вмещающих пород и измененных метаморфическими процессами первого и второго этапов оруденелых ультрабазитов. Сульфидные руды этого типа в контактовых частях состоят из халькопирита и пирротина с мелкими зернами пентландита, а центральные части сложены богатыми халькопирит-пентландитовыми рудами с моноклинным пирротинном. Сульфиды находятся в тесной ассоциации с жильными минералами – кварцем, кальцитом, доломитом и хлоритом. Подвижки вдоль тектонических зон, в том числе оруденелых, происходили и в более позднее время, что приводило к образованию полосчатых текстур сплошных руд, которые характеризуются новообразованным пирритом в ассоциации с моноклинным (низкотемпературным) пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Одновременно образовывалась сеть тонких кварц-хлорит-карбонатных жил, пирротин замещался магнетитом в результате возрастания окислительных свойств среды рудоотложения, а сульфиды перекристаллизовывались и переотлагались по плоскостям вновь образованного кливажа, иногда вместе с новообразованным галенитом. В жильных рудах сульфидные медно-никелевые руды отлагались из гидротермальных растворов в интервале температур 230–360 °С, причем сначала при температуре 325–360 °С формировались руды с гексагональным пирротинном, а затем при температуре ниже 304 °С – моноклинный пирротин с пентландитом и халькопиритом, что и определило образование богатых жильных руд месторождений Печенги. Изотопные данные также подтвердили историю формирования медно-никелевых руд Печенги с существенным участием процессов метаморфической регенерации медно-никелевых руд и наращивания

рудных тел в зонах тектонических нарушений, что и привело к формированию гигантских по запасам Cu-Ni месторождений Печенгского рудного поля.

Итак, главные факторы генезиса Cu-Ni руд Печенгского рудного поля:

1. Руды связаны с дифференцированными габбро-верлитовыми интрузиями возраста 1940 млн лет. Они, вероятно, были сформированы из той же магмы, что и потоки ферропикритовых лав в толще толеитовых базальтов и туфогенно-осадочных пород, вмещающих рудоносные интрузии.
2. Рудоносные интрузии развиты в туфогенно-осадочных породах пильгуярвинской свиты, которая богаче сингенетичными сульфидными, по сравнению с другими осадочными толщами, и была источником серы при метаморфогенно-гидротермальных процессах зеленосланцевой фации метаморфизма.
3. Активное взаимодействие с метаморфизируемыми никельсодержащими габбро-верлитами приводило к мобилизации рудогенных элементов и формированию богатых Cu-Ni руд в месторождениях Печенги.
4. Данные по изотопному составу серы и свинца свидетельствуют о метаморфогенной контаминации рудоносных интрузий и сложном полигенно-полихронном генезисе медно-никелевых руд Печенгского рудного поля.

## Литература

- Абзалов М. З., Турченко С. И., Гороховский Б. М. Изотопный состав Pb сульфидов как индикатор полистадийного формирования Печенгских месторождений // Докл. АН СССР, 1991. Т. 320, № 5. С. 582–588.
- Балашов Ю. А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 1, № 4. С. 3–25.
- Балашов Ю. А., Федотов Ж. А., Скуфьин П. К. Rb-Sr датирование нижней вулканической толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров). Геохимия. 1993. № 12. С. 1769–1774.
- Белевцев Я. Н., Буряк В. А., Кулиш Е. А. и др. Геологические основы метаморфогенного рудообразования. Киев: Наукова думка, 1985. 200 с.
- Белевцев Я. Н., Блох А. М., Буряк В. А. и др. Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений в докембрии. Киев: Наукова думка, 1986. 225 с.
- Герлинг Э. К., Маслеников В. А., Турченко С. И. и др. Новые данные о геохронологии сульфидного оруденения Печенги // В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 217–224.

Глаголев А. А., Русинов В. Л., Плюснина Л. П., Тронева В. А. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. № 1. С. 29–45.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Л.: Наука, 1961. 360 с.

Зак С. И., Макаров В. Н., Кочнев-Первухов и др. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. Л.: Недра, 1982. 112 с.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 215 с.

Минц М. В., Турченко С. И. Эволюционные ряды палеогеодинамических обстановок при формировании рудоносных структур Кольско-Карельской области // В кн.: Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М., 1999. С. 171–198.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко М. П., Кравченко Э. В. и др. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // В кн.: Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 1985. С. 72–88.

Савицкий А. В., Громов Ю. А., Мельников Е. В., Шариков П. И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403–416.

Смолькин В. Ф., Скуфьин П. К., Митрофанов Ф. П., Мокроусов В. А. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. № 1. С. 82–100.

Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.

Турченко С. И. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных медно-никелевых месторождений // Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев: Наукова думка, 1986. С. 124–137.

Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Abzalov M. Z., Both R. A. The Pechenga Ni-Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope composition // Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 61. P. 119–143.

Baynova T. B., Mitrofanov F. P. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province // Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust". Moscow, 1999. P. 10–12.

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Sciences Reviews. 1994. Vol. 36. P. 205–241.

Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilsson L.-P. The Pechenga area, Russia. Part 1: General geology, stratigraphy, lithology, and REE geochemistry and comparison with Pasvik, Norway // Trans. Inst. Mining Metall., Section B: Applied Earth Sciences. 1994. P. 34–58.

Поступила в редакцию 11.03.2015

## References

Abzalov M. Z., Turchenko S. I., Gorokhovskii B. M. Izotopnyi sostav Pb sul'fidov kak indikator polistadiinogo formirovaniya Pechengskikh mestorozhdenii [Pb-isotopic composition of sulfides as an indicator of polyphasic formation of the Pechenga deposits]. Dokl. AN SSSR [Proc. USSR Acad. Sci.], 1991. Vol. 320, no. 5. P. 582–588.

Balashov Yu. A. Geokhronologiya ranneproterozois-kikh porod Pechengsko-Varzugskoi struktury Kol'skogo poluostrova [Geochronology of the Early Paleoproterozoic rocks of the Pechenga-Varzuga structure, Kola Peninsula]. Petrologiya [Petrology]. 1996. Vol. 1, no. 4. P. 3–25.

Balashov Yu. A., Fedotov Zh. A., Skuf'in P. K. Rb-Sr datirovanie nizhnei vulkanicheskoi tolshchi pechengskogo kompleksa (Kol'skii poluostrov) [Rb-Sr dating of low-grade metamorphic rocks of the Pechenga complex (Kola Peninsula)]. Geokhimiya [Geochemistry]. 1993. No. 12. P. 1769–1774.

Belevtsev Ya. N., Buryak V. A., Kulish E. A., Belevtsev R. Ya., Rakovich F. A., Kucher V. N., Fomenko V. Yu., Zhukova A. M., Makarov V. N., Turchenko S. I., Goroshnikov B. I., Domarev V. S. Geologicheskie osnovy

metamorfogennogo rudoobrazovaniya [Geological framework of metamorphogenic ore formation]. Kiev: Naukova dumka, 1985. 200 p.

Belevtsev Ya. N., Blokh A. M., Buryak V. A., Turchenko S. I. et al. Metamorfogennoe rudoobrazovanie v dokembrii. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh mestorozhdenii v dokembrii [Metamorphogenic ore formation in the Precambrian. Regularities in the distribution and the search criteria of metamorphogenic deposits in Precambrian]. Kiev: Naukova dumka, 1986. 225 p.

Eliseev N. A., Gorbunov G. I., Eliseev E. N., Maslenikov V. A., Utkin K. N. Ul'traosnovnye i osnovnye intruzii Pechengi [Basic and ultrabasic intrusions of the Pechenga area]. Leningrad: Nauka, 1961. 360 p.

Gerling E. K., Maslenikov V. A., Turchenko S. I. et al. Novye dannye o geokhronologii sul'fidnogo orudneniya Pechengi [New data on the geochronology of sulfide mineralization of the Pechenga area]. Razvitie i primeneniye metodov yadernoi geokhronologii [Development and application of nuclear geochronology methods]. Leningrad: Nauka, 1976. P. 217–224.

Glagolev A. A., Rusinov V. L., Plyusnina L. P., Tro-neva V. A. Mineral'nye assotsiatsii i metamorfizm bazitov pechenskoi serii (severo-zapad Kol'skogo poluostrova) [Mineral associations and metamorphic mafic rocks of the Pechenga series (Northwestern Kola Peninsula)]. *Izv. AN SSSR, ser. geol. [Proc. USSR Acad. Sci., Geol. Ser.]*. 1987. No. 1. P. 29–45.

Gorbunov G. I. Geologiya i genezis sul'fidnykh medno-nikelevykh mestorozhdenii Pechengi [Geology and genesis of Cu-Ni sulfide deposits of the Pechenga area]. Moscow: Nedra, 1968. 352 p.

Milanovskii E. E. Riftovye zony kontinentov [Continental rift zones]. Moscow: Nedra, 1976. 215 p.

Mints M. V., Turchenko S. I. Evolyutsionnye ryady paleogeodinamicheskikh obstanovok pri formirovanii rudonosnykh struktur Kol'sko-Karel'skoi oblasti [Evolutionary rows of the paleogeodynamic settings in the formation of ore bearing structures of the Kola-Karelian region]. Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok rannego dokembriya [Metallogeny of the rows of the Early Precambrian geodynamic settings]. Moscow: VSEGEI, 1999. P. 171–198.

Pushkarev Yu. D., Kravchenko M. P., Kravchenko E. V., Obukhova L. A., Ryungenen G. I. Geokhimiya izotopov svintsa i sery v svyazi s problemoi genezisa sul'fidnogo medno-nikelevogo orudneniya [Pb-S isotope geochemistry in the genesis of Cu-Ni sulfide mineralization]. Novye dannye po mestorozhdeniyam nikel'ya Kol'skogo poluostrova [New data on the nickel deposits of the Kola Peninsula]. Apatity: KNTs RAN, 1985. P. 72–88.

Savitskii A. V., Gromov Yu. A., Mel'nikov E. V., Sharikov P. I. Uranovoe orudnenie Litsevskogo raiona na Kol'skom poluostrove (Rossiya) [Uranium mineralization of the Litseva region, Kola Peninsula, Russia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*. 1995. No. 5. P. 403–416.

Sharov N. V., Vinogradov A. N., Galdin N. E., Gan'shin Yu. V., Gorbatshevich F. F., Zagorodnyi V. G., Zaitsev V. G., Il'chenko V. L., Isanina E. V., Kazanskii V. I., Kal'nin K. A., Karaev N. A., Kozlov N. E., Kuznetsov A. V., Lizinskii M. D., Lobanov K. V., Medvedev R. V., Platonenkova L. N., Pozhilenko V. I., Polyakova V. A., Rispolozhenskii Yu. A., Roslov Yu. V., Smirnov Yu. P., Smitson S., Smol'kin V. F. Seismologicheskaya model' litosfery Severnoi Evropy: Laplandsko-Pechengskii raion [Seismological model of the Northern Europe lithosphere: Lapland-Pechenga region]. Apatity: KNTs RAN, 1997. 226 p.

Shcheglov A. D., Moskaleva V. N., Markovskii B. A., Kolbantsev L. R., Orlova M. P., Smol'kin V. F. Magmatizm

i metallogeniya riftovykh sistem vostochnoi chasti Baltiskogo shchita [Magmatism and metallogeny of riftogenic systems in the Eastern Baltic Shield]. St. Petersburg: Nedra, 1993. 244 p.

Smol'kin V. F., Skuf'in P. K., Mitrofanov F. P., Mokrousov V. A. Stratigrafiya i vulkanizm ranneproterozoiskoi Pechenskoi struktury (Kol'skii poluostrov) [Stratigraphy and volcanism in the Early Proterozoic Pechenga structure (Kola Peninsula)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya [Stratigraphy. Geological correlation]*. 1996. No. 1. P. 82–100.

Turchenko S. I. Metallogeniya metamorfogennykh sul'fidnykh mestorozhdenii Baltiskogo shchita [Metallogeny of metamorphogenic sulfide deposits of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1978. 120 p.

Turchenko S. I. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh medno-nikelevykh mestorozhdenii [Regularities in the distribution and the search criteria of Cu-Ni metamorphogenic deposits]. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh mestorozhdenii [Regularities in the distribution and the search criteria of metamorphogenic deposits]. Kiev: Naukova dumka, 1986. P. 124–137.

Zak S. I., Makarov V. N., Kochnev-Pervukhov et al. Geologiya, magmatizm i orudnenie Pechenskogo rudnogo polya [Geology, magmatism and mineralization of the Pechenga ore belt]. Leningrad: Nedra, 1982. 112 p.

Abzalov M. Z., Both R. A. The Pechenga Ni-Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope composition. *Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 61. P. 119–143.

Baynova T. B., Mitrofanov F. P. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province. Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust", Moscow, 1999. P. 10–12.

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth Sciences Reviews*. 1994. Vol. 36. P. 205–241.

Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilsson L.-P. The Pechenga area, Russia. Part 1: General geology, stratigraphy, lithology, and REE geochemistry and comparison with Pasvik, Norway. *Trans. Inst. Mining Metall., Section B: Applied Earth Sciences*. 1994. P. 34–58.

Received March 11, 2015

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### Турченко Станислав Иванович

заведующий лабораторией, член-корр. РАН, д. г.-м. н. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034 эл. почта: turchsi@mail.ru тел.: (812) 3284801

## CONTRIBUTOR:

### Turchenko, Stanislav

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences 2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia e-mail: turchsi@mail.ru tel.: (812) 3284801