

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЯСА ИЛОМАНТСИ (ФИНЛЯНДИЯ)

© 2011 г. К. А. Новоселов*, О. С. Ермолина*, П. В. Хворов*, А. Б. Михайлов**

**Институт Минералогии УрО РАН
456317, г. Миасс, Челябинская область
E-mails: const@ilmeny.ac.ru, A_lira@rambler.ru
**Mineral Exploration Network Ltd.
28 Fidlas Ave., Cardiff, UK CF14 0NY
E-mail: info@kareliangold.com*

Поступила в редакцию 10.12.2010 г.

В статье рассмотрено геологическое строение западной части архейского зеленокаменного пояса Иломантси (Коверо), представлены новые данные о петрографии пород, условиях метаморфизма и рудной минерализации. Изученная площадь характеризуется блочным строением с преобладанием в западной части кристаллических сланцев; в восточной – плагиоклазовых амфиболитов. Граница между ними трассируется небольшими телами антигоритовых серпентинитов. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации (от верхов зеленосланцевой до амфиболитовой), о чем свидетельствует соответствующий набор типоморфных минералов и результаты применения геотермометров. Интрузивные породы в пределах изученной площади представлены небольшими телами метагабброидов. В пределах зеленокаменного пояса получили развитие два типа минерализации: сульфидная – в кварц-серпентитовых породах и, впервые установленная, никелевая и хромитовая минерализация в серпентинитах. Низкие концентрации золота на данной территории, возможно, связаны с метаморфогенным перераспределением вещества, а также с пространственной близостью пояса Коверо с протерозойским Свекофенским доменом.

Ключевые слова: *архейские зеленокаменные пояса, Иломантси (Хатту), орогенный тип золоторудной минерализации, кристаллические сланцы, амфиболиты, серпентиниты.*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение архейских зеленокаменных поясов, которые прослеживаются в пределах как финского, так и российского секторов Фенноскандинавского щита, важно, прежде всего, с точки зрения их потенциальной золотоносности, так как с ними связан промышленно важный тип мезотермальных (орогенных) месторождений.

В основу статьи положены первые данные, полученные в ходе геолого-поисковых работ на золото в сланцевом поясе Коверо, осуществляемых компанией Mineral Exploration Network (Finland) Ltd., в которых мы принимали непосредственное участие. В результате была уточнена геологическая структура площади, отображена представительная коллекция пород и руд, проведено их микроскопическое изучение. Целью написания данной статьи явилась характеристика вещественных комплексов для выяснения перспектив рассматриваемой площади.

Центральная часть Фенноскандинавского щита, занимаемая Финляндией, подразделяется на три домена, которые имеют общую геологическую историю, начиная примерно с 1.8 млрд. лет: 1. Архейское ядро (Карельский кратон), которое на флангах сменяется Кольско-Лапландским и Свекофенским

мобильными поясами. 2. Кольско-Лапландский домен, расположенный северо-восточнее Карельского кратона, сформирован несколькими различными структурными единицами как архейского, так и палеопротерозойского возраста, консолидация которых произошла 1.9 млрд. лет назад. 3. Свекофенский домен, полностью сложенный породами палеопротерозойского возраста [12, 14].

АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Карельский кратон характеризуется развитием узких зеленокаменных поясов, преимущественно субмеридионального простирания, расположенных среди гранитоидов и гнейсов. Наиболее крупными супракрустальными единицами, сохранившимися в архейском домене, являются зеленокаменные пояса Суомуссалми и Кухмо. Они состоят преимущественно из толеитовых и коматиитовых вулканических пород, а также их субвулканических кумулятов, в меньшей степени – из вулканических и вулканокластических пород кислого состава [12, 14].

Зеленокаменный пояс Иломантси является частью крупной системы зеленокаменных поясов Ялонваара-Хатту-Тулос и расположен вблизи юго-

западной границы Карельского кратона на крайнем востоке Финляндии. Геохимические особенности гранитоидов и некоторых базальтов, а также вулканокластических осадков кислого и среднего состава в этом поясе свидетельствуют о большой роли коллизионных процессов в его формировании [16].

В пределах развития зеленокаменных пород восточной части пояса Иломантси (сланцевый пояс Хатту) известны наиболее крупные архейские проявления золота, включая месторождения Хоско (Валкеасуо, 2750 кг золота) и Пампало (6300 кг золота) [12]. Золотая минерализация здесь тяготеет к контактовым зонам тоналитовых интрузий и кристаллических сланцев. Золото концентрируется в кварцевых ($\pm$ турмалин) жилах, а также образует вкрапленность в кварц-серицитовых сланцах, обычно содержащих сульфиды железа и в примесных количествах – теллуриды и минералы висмута.

Западная часть пояса Иломантси (сланцевый пояс Коверо) протягивается в субмеридиональном направлении, субпараллельно границе Архейского и Свекофеннского доменов (рис. 1). Мощность полосы зеленокаменных пород здесь достигает 10 км.

Залегание пород зеленокаменного пояса подчиняется субмеридиональному простиранию с крутым падением на восток, восток-северо-восток. Южная и северная части пояса смещены друг относительно

друга дислокацией северо-западного простирания (рис. 2). Ассоциация пород включает в себя кристаллические сланцы, кварц-полевошпат-биотитовые сланцы, плагиоклазовые амфиболиты, антигоритовые серпентиниты. Тела серпентинитов небольшой мощности трассируют субмеридиональную границу, которая разделяет породы пояса на западный и восточный блоки. В пределах западного блока доминируют альбит-амфиболовые кристаллические сланцы; в восточной части – полнокристаллические плагиоклазовые амфиболиты. Можно предположить, что западный блок опущен относительно восточного (рис. 2). Такое блочное строение хорошо фиксируется на картах магнитного поля.

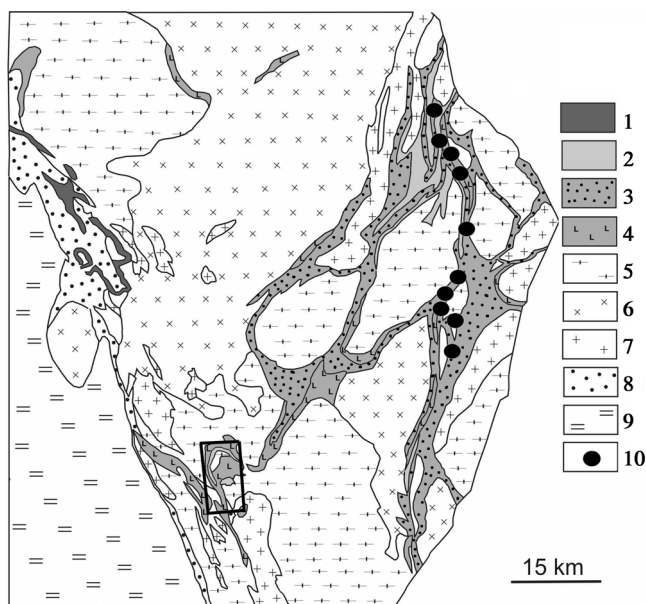


Рис. 1. Зеленокаменный пояс Иломантси [12, 14].

1–7 – архейские породы: 1 – габбро; 2 – средние и кислые метавулканические породы; 3 – слюдястые сланцы и гнейсы; 4 – основные и ультраосновные метавулканические породы; 5 – мигматиты, тоналитовые и трондьемитовые гнейсы; 6 – гранодиориты, граниты, тоналиты, кварцевые диориты; 7 – граниты; 8–9 – протерозойские породы: 8 – кварциты; 9 – слюдястые сланцы, филлиты; 10 – золоторудные проявления. Рамкой выделен сланцевый пояс Коверо.

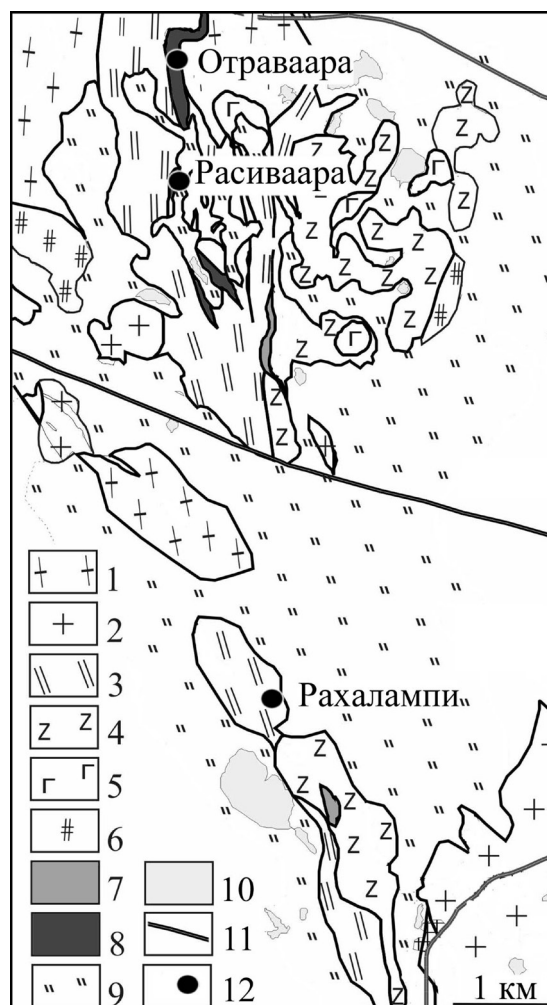


Рис. 2. Геологическое строение сланцевого пояса Коверо.

1 – гнейсы, 2 – граниты, 3 – кристаллические плагиоклаз-амфиболовые сланцы, 4 – амфиболиты, 5 – метагабброиды, 6 – кварц-полевошпат-слюдястые сланцы, 7 – серпентиниты, 8 – сульфидная минерализация, 9 – заболоченные участки, 10 – озера, 11 – дороги, 12 – рудопроявления.

Залегание зеленокаменных пород осложняется интрузиями гранитов. В южной части площади картируется гранитный массив Мелавара. Интрузия представлена нормальными биотит-мусковитовыми гранитами. Породы рассечены дайками и более масштабными телами габброидов, вмещают пегматитовые жилы. В экзоконтакте массива известно полиметаллическое проявление Меласуо. Массив горы Киукоинваара (Kiukoivaara), который характеризуется биотитовыми мелкозернистыми гранитами, примечателен развитием пегматитовых жил с турмалином.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Плагинклавовые амфиболиты представлены полнокристаллическими мелко-среднезернистыми разностями. Содержание роговой обманки варьирует от 30 до 80%. Таким образом, имеются постепенные переходы от почти мономинеральных амфиболитов до гнейсов. Породы имеют гнейсовую или массивную текстуру.

Структура пород порфировластовая, порфировласты сложены преимущественно призматическими кристаллами роговой обманки, размером от 0.5–0.7 мм до 2–2.5 мм (рис. 3). Роговая обманка плеохроирует по схеме $Ng > Nm > Np$ (зеленый > зеленовато-желтый > соломенно-желтый). В меньшем количестве в породах наблюдается биотит; салические минералы представлены плагинклавом, редко – кварцем. Биотит характеризуется выраженным плеохроизмом от бурого – по Ng до бледно-желтого – по Np через желтовато-бурый – по Nm . По сравнению с амфиболом образует менее крупные выделения с максимальным размером по удлинению около 2 мм. Кварц образует изометричные бесцвет-

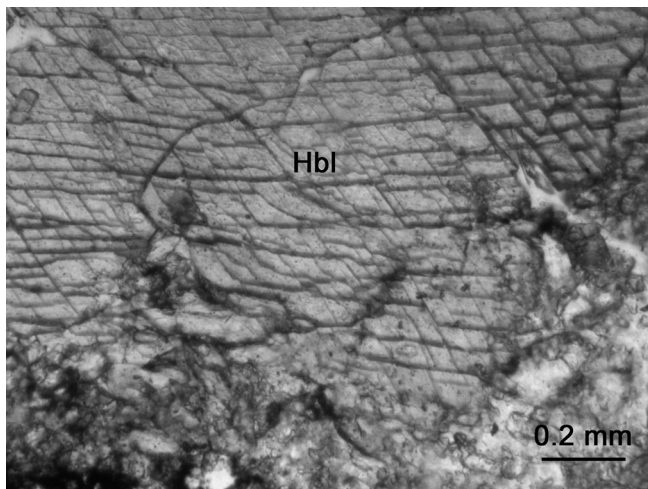


Рис. 3. Кристалл роговой обманки (Hbl), размером 2.5 мм (шлиф № 129010): николи //.

ные зерна, размер которых не превышает 1–1.2 мм. Плагинклав представлен альбит-олигоклавом. Эпизодически в породах встречаются зерна розового граната, размеры которых не превышают 1 мм. Зерна граната характеризуются значительным количеством включений.

Основная ткань породы сложена мелкими (порядка 0.01 мм) выделениями вышеуказанных минералов. Таким образом, структура основной ткани изменяется от гетеробластовой до нематогранобластовой. Встречаются игольчатые кристаллы амфибола ряда актинолит-тремолит и апатита. Размер кристаллов по удлинению составляет около 0.01 мм.

Изменения амфиболитов связаны с замещением роговой обманки актинолитом, биотитом, цоизитом и эпидотом; по плагинклаву, представленному в основном альбит-олигоклавом, развиваются серицит, цоизит, эпидот. Вдоль кристаллов роговой обманки происходит образование цепочек сфена (лейкоксена), а избыточное железо уходит на образование магнетита.

Кристаллические плагинклав-амфиболовые сланцы сформированы преимущественно нематобластовым агрегатом зеленой роговой обманки, реже актинолита, гранобластовым агрегатом кислого плагинклава (рис. 4). Второстепенное значение имеют цоизит, хлорит, биотит, сфен, рудные минералы.

Зерна плагинклава короткопризматические, равномерно распределены по объему пород. Размер зерен изменяется от 0.1 до 0.7 мм. Плагинклав, как правило, серицитизирован. Призматические кристаллы роговой обманки размером 0.7–1.8 мм подвержены значительной деформации. Плеохроизм осуществляется по следующей схеме $Np > Nm > Ng$ (зеленый со слабым синеватым оттенком > зеленовато-желтый > соломенно-желтый). Угол погасания – 17–25°. Вторичные изменения представлены развитием хлорита в виде пятен, оторочек, клиновидных образований. Во включениях присутствует сфен. Амфибол ряда актинолит-тремолит образует удлиненно-призматические до игольчатых выделения, размером 0.5–2 мм. Минерал слабо окрашен в зеленоватые тона. Плеохроизм выражен нечетко: $Np > Nm > Ng$ (зеленый > бледно-зеленый > почти бесцветный со слабым зеленоватым оттенком). Угол погасания – 10–13°.

По химическому составу сланцы западного блока соответствуют натриевым базальтам с низкой общей щелочностью (табл. 1). Обращает на себя внимание высокая магнезиальность некоторых образцов.

В поле развития кристаллических альбит-амфиболовых сланцев встречаются невыдержанные маломощные горизонты графитистых, кварц-полевошпат-слюдистых сланцев. О присутствии графита в графитистых сланцах свидетельствует экзотермический эффект в области 620–980° С на термограммах, сопровождаемый потерей веса [4]. Породы вмещают рассеянную сульфидную мине-

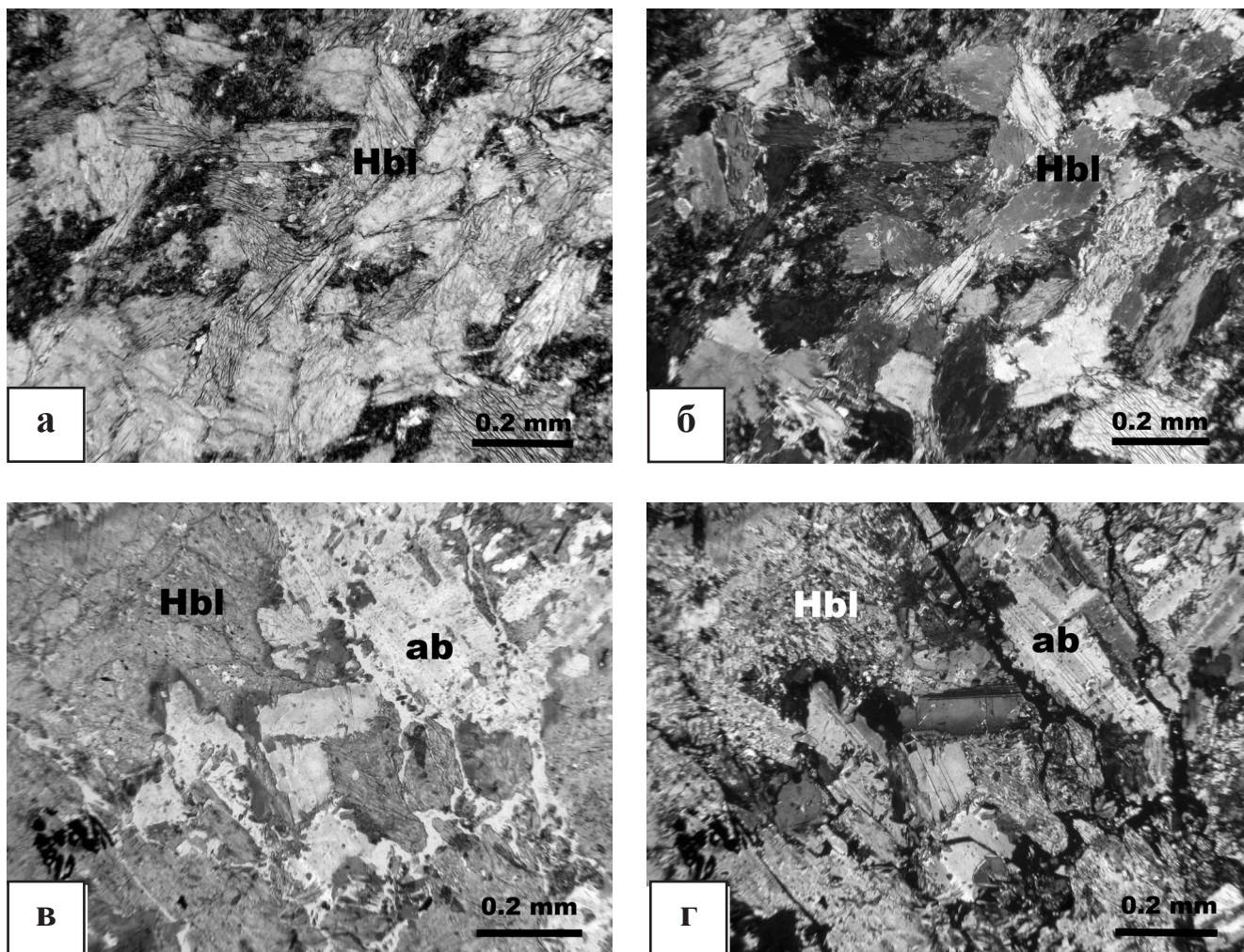


Рис. 4. Кристаллический плагиоклаз-амфиболовый сланец.

а, б – шлиф № 149005, николи //; в, г – шлиф № 149018, николи ×. Нематобластовые агрегаты зеленой роговой обманки (Hbl), гранобластовые агрегаты кислого плагиоклаза (ab).

Таблица 1. Химический состав пород зеленокаменного пояса (MnO – в г/т, остальные – в мас. %) [13]

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
1	51	13.7	12.6	3.18	0.15	6.58	8.5	1.39	0.11	1690
2	49.2	13.8	11.5	2.93	0.5	8.46	8.95	0.46	0.03	2010
3	47.1	14.8	14.9	3.21	0.22	5.54	9.65	1.51	0.13	2340
4	53.7	5.2	23.1	0.45	0.09	4.72	5.9	0.44	0.11	2060
5	46	9.1	12.6	0.82	0.17	15.1	9.55	0.35	0.03	2310
6	39.6	3.6	10.3		0.01	33.9	1.69	0.13		1500
7	60.5	0.9	3.55		0.02	30	0.95	0.1	0.04	590
8	36.8	12	12.1		0.01	28.4	1.77	0.35	0.03	1520

Примечание. Рентген-флуоресцентный анализ.

1, 2 – железистые толейты, 3 – пиллоу-лавы, 4 – железистые кварциты, 5 – базальтовые коматиты, 6 – коматиты, 7 – тальковые сланцы, 8 – хлоритовые сланцы.

рализацию, включающую пирротин, реже – пирит, халькопирит.

Кварц-полевошпат-биотитовые сланцы сложены мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором присутствует 15–20% слюды. Структура кварц-полевошпатового агрегата алло-триоморфнозернистая. Из слюд преобладает биотит, подчиненное значение имеет мусковит. В единичных обособлениях наблюдается хлорит.

Изученная площадь характеризуется двумя типами минерализации: сульфидной минерализацией в кварц-серицитовых породах и никелевой и хромитовой – в серпентинитах. С орогенными гранитоидами, прорывающими породы зеленокаменного пояса, связаны зоны окварцевания и пегматитовые жильные поля.

Сульфидное оруденение прослеживается среди кристаллических сланцев западного блока и характеризуется как серноколчеданное. Серноколчеданные руды получили развитие в пределах рудного поля месторождения Отраваара, которое обраба-

тивалось на серу [15], а также рудопроявлений Росиваара и Рахалампи [12] (рис. 2). В южной части участка известно рудопоявление Меласуо.

Рудная зона, вмещающая колчеданные руды месторождений Отраваара, Росиваара и Рахалампи, прослеживается в субмеридиональном направлении. Сульфидная минерализация ассоциирует с кристаллическими сланцами, сформированными в нижней части зеленокаменного пояса. Главным рудным минералом является пирит; второстепенное значение имеют пирротин, сфалерит, галенит, марказит, ильменит, пентландит (рис. 5). Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, графитом [14]. Оруденение сопровождается кварцевыми, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-пиритовыми изменениями.

Имеющиеся данные о химическом составе руд месторождения Отраваара свидетельствуют о содержаниях меди до 90 г/т, цинка – до 4.8% [14]. Содержания золота в рудах достигают 0.0047 г/т, серебра – 6.51 г/т.

На рудопоявлении Меласуо главными рудными минералами являются пирротин и сфалерит; второстепенными – халькопирит, галенит, пирит [12]. Жильные минералы представлены кварцем, эпидотом и амфиболом. Сульфиды преобладают в прослоях мощностью до нескольких сантиметров, локально развита вкрапленность и пирротиновые брекчии в подошве залежи. На рудопоявлении выделяется обширная послойная аномалия Ag, Pb, Zn. В висячем боку отмечается отчетливая марганцевая аномалия. Содержания в рудах достигают 1.2% Zn, 0.27% Pb, 4 г/т Ag. Концентрации золота – до 0.02 г/т.

Антигоритовые серпентиниты представлены массивными или неясно полосчатыми разностями. Серпентиновые минералы представлены антигоритом и баститом. В породах эпизодически наблюдаются игольчатые кристаллы тремолита, пятнистые скопления талька и карбоната.

Породы участками несут никелевую и хромитовую минерализацию. Содержания хрома достигают 0.818% в точечных пробах (табл. 2). Хромит в существенной мере замещен магнетитом, сохраняется лишь иногда в центральных частях зерен. Состав соответствует нормальному хромиту с примесями цинка (0.04–0.11 ф. ед.), магния (0.01–0.18 ф. ед.) в позиции железа, а также алюминия (0.32–0.53 ф. ед.) в позиции хрома (табл. 3).

Хромистость, железистость и магнетиальность хромшпинелидов близки аналогичным показателям хромшпинелидов коматиитовых массивов Кауниинлампи и Ваара (зеленокаменный пояс Суомуссалми) (рис. 6, 7). Хромистость является постоянной для разных хромитов с небольшими колебаниями в пределах 80 ед. Железистость изменяется от 76 ед. (Кауниинлампи) до 99 ед. (Иломантси). Минимальная магнетиальность составляет 0.76 ед.

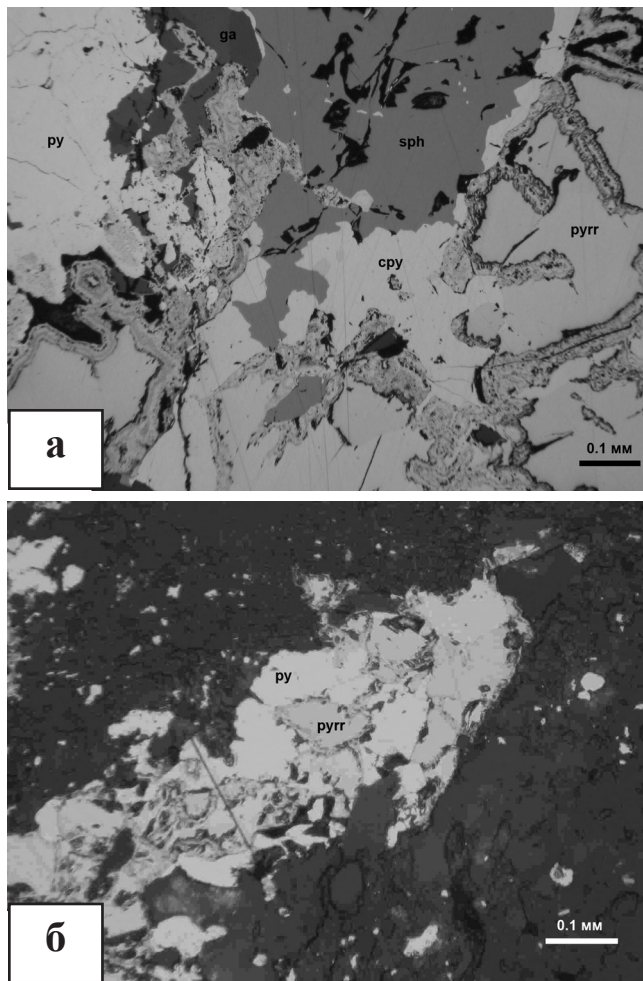


Рис. 5. Взаимоотношение рудных минералов (аншлифы №149034 и Огг).

py – пирит, cru – халькопирит, pyrr – пирротин, sph – сфалерит, ga – галенит. Николи //.

(Иломантси), максимальная – 20.3 ед. (Кауниинлампи). При увеличении железистости магнетиальность уменьшается. Выделение одного анализа (Иломантси) на фоне общей картины связано с пониженным содержанием магния (0.22 вес. %) и повышенным железа (33.44 вес. %), что объясняется магнетитизацией хромшпинелида.

Вариации содержаний никеля в изученных пробах серпентинитов составляют 0.075–0.170% и связаны с тонкой вкрапленностью виоларита, пентландита, Ni-содержащего пирротина (табл. 4). Интересной минералогической особенностью является присутствие никельсодержащего сидерита ($\text{Fe}_{0.74}\text{Ni}_{0.26}\text{CO}_3$), который образует вытянутые согласно директивности текстуры породы зернистые агрегаты (рис. 8).

Содержания благородных металлов в породах – ниже чувствительности анализа (5 мг/т), лишь в одной пробе содержания платины составили 6 мг/т. В трех пробах отмечены концентрации золота на пределе чувствительности анализа.

Таблица 2. Химический состав серпентинизированных гипербазитов (Au, Pd, Pt в мг/г, остальные – в мас. %)

Проба	132024	132024	141177	141178	141179	141061	141184	141184	121004	121009	121010	132027	121011	121013
Au	<5	<5	8	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5
Pd	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pt	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al	1.46	1.45	2.21	1.72	1.13	1.94	1.71	1.68	1.05	1.86	1.97	1.57	1.54	1.70
Ca	0.52	0.50	1.90	4.21	0.70	2.43	3.25	3.13	4.47	0.31	0.84	0.59	0.55	0.30
Co	0.008	0.009	0.012	0.012	0.011	0.010	0.010	0.010	0.005	0.011	0.011	0.010	0.010	0.010
Cr	0.281	0.281	0.818	0.413	0.699	0.422	0.425	0.423	0.699	0.435	0.528	0.374	0.619	0.211
Cu	<0.003	<0.003	<0.003	0.004	0.004	0.004	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	0.005	0.004	<0.003	0.004
Fe	6.06	6.06	8.56	7.31	6.38	8.42	7.94	7.84	6.37	7.54	7.63	6.50	7.72	9.11
Mg	20.10	20.20	19.30	17.90	21.40	18.70	17.70	17.00	17.50	21.40	21.50	22.20	21.60	21.80
Mn	0.104	0.105	0.125	0.106	0.119	0.118	0.127	0.124	0.123	0.100	0.143	0.099	0.130	0.101
Mo	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ni	0.114	0.115	0.101	0.098	0.166	0.075	0.083	0.078	0.086	0.143	0.141	0.170	0.142	0.117
Pb	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
S	0.11	0.12	<0.02	0.06	0.17	0.04	0.03	0.02	0.05	0.14	0.06	0.19	0.04	0.03
Ti	0.04	0.04	0.08	0.07	0.04	0.08	0.06	0.06	0.08	0.06	0.10	0.11	0.08	0.06
V	0.007	0.007	0.011	0.009	0.006	0.009	0.008	0.007	0.008	0.008	0.009	0.007	0.009	0.009
Zn	0.006	0.007	0.008	<0.005	0.011	0.011	0.011	0.010	0.010	0.012	0.014	0.007	0.011	0.008
K	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Примечание. ICP-AES анализ, лаборатория Labtium, Коопиу (Финляндия).

Таблица 3. Химический состав хромита (мас. %)

№	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	ΣFeO	ZnO	Сумма	Формула
1	2.79	12.21	50.22	0.82	31.96	1.85	99.85	(Fe _{0.78} Mg _{0.15} Zn _{0.05} Mn _{0.02})(Cr _{1.39} Al _{0.50} Fe _{0.16}) _{2.05} O _{4.00}
2	2.54	12.46	51.77	0.69	31.35	1.52	100.33	(Fe _{0.81} Mg _{0.13} Zn _{0.04} Mn _{0.02})(Cr _{1.42} Al _{0.51} Fe _{0.10}) _{2.03} S _{4.00}
3	3.52	12.93	50.06	0.65	30.90	1.69	99.75	(Fe _{0.76} Mg _{0.18} Zn _{0.04} Mn _{0.02})(Cr _{1.38} Al _{0.53} Fe _{0.14}) _{2.05} S _{4.00}
4	0.22	7.33	53.84	1.08	33.44	3.88	99.79	(Fe _{0.85} Zn _{0.11} Mg _{0.01} Mn _{0.03})(Cr _{1.56} Al _{0.32} Fe _{0.18}) _{2.06} S _{4.00}

Примечание. СЭМ РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН, аналитик В.А. Котляров)

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Условия метаморфизма пород западной части
зеленокаменного пояса Иломантси**

Западная часть зеленокаменного пояса Иломантси (сланцевый пояс Коверо) сложена преимущественно породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации (от верхов зеленосланцевой до амфиболитовой), о чем свидетельствует соответствующий набор типоморфных минералов [1, 8]: широкое развитие роговой обманки, минералов группы эпидота, эпизодическое присутствие граната, графита. Формирование антигорита, который является порообразующим минералом серпентинитов, происходит в условиях зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [2].

Для оценки условий метаморфизма были использованы ряд геотермометров (Л.Л. Перчук, Hammarstrom and Zen, Kranidiotis and McLenan, Ravna и др.), основанных на изучении закономерностей распределения компонентов между равновесными фазами, включая пары амфибол – плаги-

оклаз, амфибол-гранат и амфибол-биотит. Наиболее высокотемпературные (600–700° С) условия метаморфизма пород получились при анализе парагенезиса амфибол-биотит в амфиболите, учитывающем зависимость распределения магния от температуры.

По данным расчетов, температурный диапазон устойчивости плагиоклаза и амфибола в кристаллических сланцах лежит ниже изотермы 400° С, в амфиболитах – в диапазоне 400–450° С.

На основании изучения распределения магния и железа в сосуществующих амфиболе и гранате в амфибол-мусковитовом гнейсе определены условия равновесия пары в температурном диапазоне 300–400° С, причем значения приближены к изолинии 400° С.

В условиях среднетемпературных фаций метаморфизма выделение разновидностей субстрата затруднено или невозможно [8]. Нашими исследованиями реликтов субстрата выявлено не было. Тем не менее, предполагается, что кристаллические сланцы были образованы по вулканогенным породам среднего-основного состава [14]. Возможно,

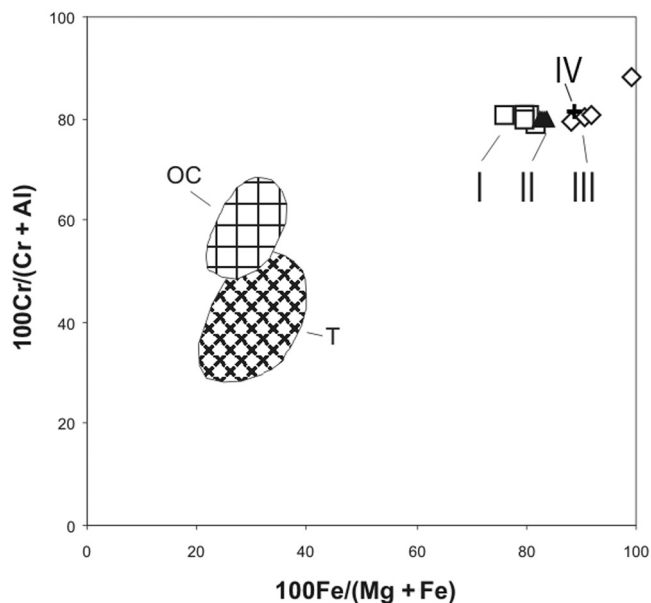


Рис. 6. Соотношение хромистости и железности хромшпинелидов.

I – коматииты массива Кауниинлампи (Суомуссалми), II – коматииты массива Вара (Суомуссалми), III – серпентиниты западной части пояса Иломантси. Поля сравнения: IV – коматииты Кряжа Ветреный пояс [6], OC – островодужные склоны глубоководных желобов, T – акцессорные хромшпинелиды из гарцбургитов и лерцолитов Тихого океана [3].

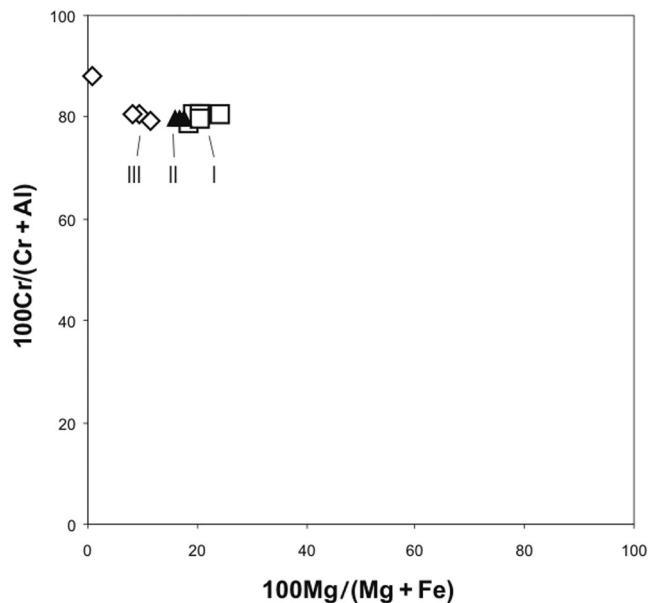


Рис. 7. Соотношение хромистости и магниальности хромшпинелидов.

I – коматииты массива Кауниинлампи, II – коматииты массива Вара, III – серпентиниты западной части пояса Иломантси.

кристаллические сланцы являются продуктами диафтореза амфиболитов. Обращает на себя внимание сходство составов пород сланцевого пояса Коверо и пород зеленокаменных поясов Суомуссалми и Кухмо, для которых предполагается принадлежность к коматиитовой серии [11, 14]. Соотношение хромистости и железности хромитов также указывает на родственное происхождение ультраосновных пород пояса Коверо и поясов Суомуссалми и Кухмо. По этим показателям хромиты обо-

собляются от хромитов островодужных и океанических структур (рис. 6) [3].

Образование кварц-полевошпат-слюдистых сланцев произошло, возможно, за счет кислых вулканитов или осадочных пород.

Особенности металлогении западной части зеленокаменного пояса Иломантси

В сравнении с металлогенией фанерозойских складчатых поясов “зеленокаменная” металлогения относительно более простая, потому что значительная часть минерализации эродирована в ходе

Таблица 4. Химический состав никелевых минералов в серпентинитах (мас. %)

Анализ	S	Fe	Co	Ni	SUM	
16433d	41.60	21.46	3.37	33.17	99.60	$\text{Fe}_{1.18}\text{Ni}_{1.52}\text{Co}_{0.26}\text{S}_{4.00}$
16433e	42.90	22.01	5.13	29.81	99.85	$\text{Fe}_{1.18}\text{Ni}_{1.74}\text{Co}_{0.18}\text{S}_{4.00}$
16433f	42.56	20.29	6.29	30.70	99.84	$\text{Fe}_{1.09}\text{Ni}_{1.58}\text{Co}_{0.32}\text{S}_{4.00}$
16432a	42.83	19.22	8.07	29.38	99.50	$\text{Fe}_{1.03}\text{Ni}_{1.50}\text{Co}_{0.41}\text{S}_{4.00}$
16432b	42.52	19.51	7.86	29.94	99.83	$\text{Fe}_{1.05}\text{Ni}_{1.54}\text{Co}_{0.40}\text{S}_{4.00}$
16432c	42.61	21.99	6.64	28.54	99.78	$\text{Fe}_{1.19}\text{Ni}_{1.46}\text{Co}_{0.34}\text{S}_{4.00}$
16432f	42.48	20.45	6.82	29.89	99.64	$\text{Fe}_{1.11}\text{Ni}_{1.54}\text{Co}_{0.35}\text{S}_{4.00}$
16431a	33.03	28.81	0.13	37.95	99.92	$\text{Ni}_{5.02}\text{Fe}_{4.01}\text{Co}_{0.02}\text{S}_{8.00}$
16431b	39.95	49.81	0.60	9.54	99.90	$\text{Fe}_{0.72}\text{Ni}_{0.13}\text{Co}_{0.01}\text{S}_{1.00}$
16431c	38.46	54.05	0.00	6.72	99.23	$\text{Fe}_{0.81}\text{Ni}_{0.10}\text{S}_{1.00}$
16431d	38.58	56.07	0.00	4.65	99.30	$\text{Fe}_{0.83}\text{Ni}_{0.07}\text{Cu}_{0.01}\text{S}_{1.00}$
16432d	38.66	60.14	0.00	1.02	99.82	$\text{Fe}_{0.89}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{1.00}$
16432e	39.79	59.20	0.00	0.95	99.94	$\text{Fe}_{0.85}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{1.00}$

Примечание: СЭМ РЭММА-202М (И Мин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров).

геологической истории, а также в связи с тем, что некоторые стили минерализации не были проявлены в докембрии. Металлогенезис в зеленосланцевых поясах может быть одновременным с их формированием, а также быть наложенным на них (син-орогенная и посторогенная стадии) [5, 9, 13].

Среди син- и посторогенных руд преобладают месторождения золота орогенного типа. Зеленокаменный пояс Иломантси в пределах своей восточной части вмещает множество подобных проявлений золота (рис. 1). Западная часть пояса не имеет столь выраженной золоторудной специализации и вмещает в себя проявления колчеданного типа и никелевую минерализацию в серпентинитах, которые сингенетичны отложению пород.

Колчеданные руды залегают в виде согласной со структурным планом зеленокаменного пояса прерывистой узкой полосы протяженностью более 3 км. Вмещающие породы представлены преимущественно метабазитовыми разностями, что определяет геохимический тип оруденения – низкие содержания цветных металлов, отсутствие золота и серебра. Незначительное развитие осадочных пород в пределах рудного поля предполагает холмообразную форму сульфидных построек [6], но нынешняя форма рудных тел диктуется, вероятно, в основном тектоническими процессами.

Рассмотренная выше никелевая минерализация пояса Коверо имеет черты сходства с никелевыми рудопрооявлениями, выявленными в архейских зеленокаменных поясах Кухмо и Суомуссалми на востоке Финляндии (Кауниинлампи, Ваара, Пеура-ахо и др.) [12]. Например, месторождение Кауниинлампи расположено внутри коматиитовой серпентинитовой линзы. Главные рудные минералы представлены сульфидами Fe-Ni, второстепенные – магнетитом, хромитом, графитом [12, 14]. Следует отметить, что с коматиитовыми сериями в зеленокаменных поясах связан промышленно важный тип никелевого оруденения [13], например, месторождение Камбалда в Австралии.

Наиболее важным является вопрос об орогенном золотом оруденении. Данный тип минерализации отвечает структурно контролируемому комплексу эпигенетических месторождений в деформированных метаморфизованных террейнах [10]. Вмещающими являются породы преимущественно основного состава, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Формирование происходит на умеренных глубинах (5–10 км). Обычно такие месторождения ассоциируют с железисто-карбонатными изменениями и ассоциируют с низкосолеными, обогащенными CO_2 – H_2O гидротермальными флюидами, также содержащими CH_4 , N_2 , K и S. Золото в основном присутствует в кварц-карбонатных прожилках, но также может в су-

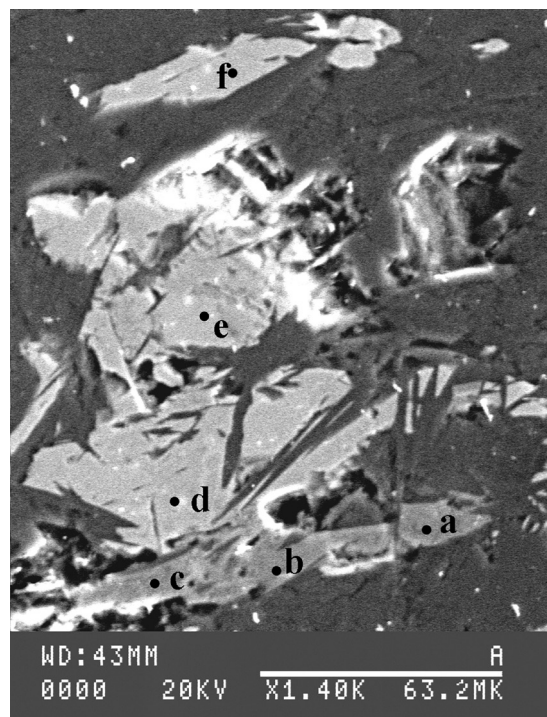


Рис. 8. Зернистые агрегаты никельсодержащего сидерита (a, b, c, d, e, f).

СЭМ РЭММА-202М (аналитик В.А. Котляров, ИМин УрО РАН).

ществленных количествах быть в обогащенных железом сульфидизированных боковых породах, окремненных и обогащенных арсенопиритом в зонах замещений. Они распределены вдоль зон сжатия и растяжения в зеленокаменных террейнах всех возрастов, но наиболее обильны в архейских террейнах.

Орогенные месторождения образуются на заключительной стадии формирования зеленокаменных поясов [9]. Золото связывается с основными и ультраосновными породами, из которых оно было мобилизовано при прогрессивном метаморфизме осадочно-вулканогенного комплекса. Рудные элементы выносятся из области амфиболитовой фации и отлагаются на уровне зеленосланцевой фации в зонах скалывания и трещиноватости. Приведенные в табл. 5 данные о метаморфических минеральных ассоциациях золоторудных проявлений пояса Хатту свидетельствуют о более низкой степени метаморфизма пород в его пределах. Хотя это и не закрывает полностью перспективы обнаружения золотого оруденения сланцевого пояса Коверо, тем не менее, является отрицательным фактором. Возможно, более высокая степень метаморфизма пород пояса Коверо объясняется пространственной близостью с протерозойским Свекофенским доменом, расстояние до которого составляет 15–20 км (рис. 1)

Таблица 5. Минеральные ассоциации метаморфических пород золоторудных проявлений пояса Иломанси [11].

Месторождение	Предполагаемый субстрат: метаморфические минеральные ассоциации
Хоско	Слюдистые сланцы: кварц-мусковит-КПШ-плагиоклаз ± турмалин, серицит, силлиманит, хлорит, гранат, пирротин.
Пампало	Метааркоз: кварц-плагиоклаз ± КПШ, мусковит, турмалин, биотит, гранат Средние метавулканиды: КПШ-альбит-тремолит-биотит-серицит-кальцит (-кварц-эпидот-титанит-рутил-гранат-турмалин). Порфириды: кварц-альбит-актинолит.
Рямепуро Мууринсуо	Метакоматииты: тальк-карбонат-хлорит-биотит-тремолит Кварц-плагиоклаз-биотит-хлорит-мусковит-актинолит-гранат-КПШ Слюдистые сланцы: андезин-кварц-биотит-мусковит-хлорит (турмалин-гранат-апатит-циркон). Кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава: роговая обманка-биотит (турмалин-кальцит-рудные)
Кивисуо Корвилансуо Куиттила Келокорпи	Слюдистые сланцы: плагиоклаз-кварц-биотит Андалузит-хлорит-биотит-кварц-плагиоклаз-гранат-КПШ (ставролит) Тоналиты: плагиоклаз-кварц-биотит-мусковит (КПШ-турмалин-гранат-апатит-циркон) Средние метатиффиты: альбит-кварц-биотит-мусковит ± кальцит-хлорит-рутил-турмалин-эпидот-титанит-циркон

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, западная часть зеленокаменного пояса Иломанси (сланцевый пояс Коверо) сложена породами эпидот-амфиболитовой фации: плагиоклаз-амфиболовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами, антигоритовыми серпентинитами. Природа субстрата для образования метаморфических пород проблематична из-за отсутствия реликтов. По аналогии с подобными структурами (зеленокаменные пояса Суомуссалми и Кухмо), это могли быть вулканогенные породы основного-ультраосновного состава [11, 12, 14]. Металлогеническая специализация пояса Коверо связана с объектами, образование которых происходило одновременно с отложением пород. Низкие концентрации золота на данной территории, возможно, связаны с метаморфогенным перераспределением вещества, а также с пространственной близостью пояса Коверо с протерозойским Свекофенским доменом.

Авторы признательны Е.В. Белогуб и А.И. Белковскому за ценные замечания.

Работы выполнены при поддержке Mineral Exploration Network (Finland) ltd. и Президиума РАН (программа № 17).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. Т. 2. М.: Мир, 1985. 320 с.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 317 с.
3. Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкинского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 110 с.
4. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 400 с.
5. Иващенко В.И., Голубев А.И. Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Кольского региона на крупные месторождения золота // Матлы Всерос. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 147–151.
6. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Расплавные включения в хромитах кумулатов коматиитовых базальтов Ветреного пояса (ЮВ Фенноскандинавия) // <http://www.minsoc.ru/2008-1-25-0.pdf>
7. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
8. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1973. 392 с.
9. Федчук В.Я., Корсаков А.К., Соколовский А.К. Изучение минерагенических ресурсов зеленокаменных поясов. М.: ООО ЦИТвП, 2006. 90 с.
10. Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // Min. Depos. Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. №. 5. P. 49–73.
11. Halkoaho T., Liimatainen J., Papunen H., Valimaa J. Exceptionally Cr-rich basalts in the komatiitic volcanic association of the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland // Mineralogy and Petrology. 2000. V. 70. C. 105–120. <http://en.gtk.fi/index.html>
12. Laznicka P. Giant Metallic Deposits. 2-nd ed. 2010. XIV. 950 p
13. Luukkonen E., Halkoaho T., Hartikainen A. Ita-Suomen arkeoiset alueet – hankkeen (12201 ja 210 5000) toimin-

- ta vuosina 1992–2001 (Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajärven ja Tupovaaran alueella). 2002. 265 p.
15. Metallic mineral deposits map of Finland 1 : 1 000 000, 2000.
16. Nurmi P., Lestinen P., Niskavaara H. Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geological Survey of Finland, Bulletin. 1991. 351. 101 p.

Рецензент А.И. Белковский

Geological structure of western part of Ilomantsi greenstone belt (Finland)

C. A. Novoselov*, O. S. Ermolina*, P. V. Khvorov*, A. B. Mikhailov**

*The Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

** Mineral Exploration Network Ltd.

The general geology of western part of the Ilomantsi Archean greenstone belt (Kovero), new data about their petrography, metamorphism and ore mineralization are described. Studied area has block structure. The major rocks of western part are schists, the major rocks of eastern one are plagioclase amphibolites. Western and eastern blocks are separated by antigorite serpentinites. Rocks have been metamorphosed in epidote-amphibolite facies (from upper greenschist to amphibolite). This conclusion is based on the typomorphic minerals and data of geothermometers. There are the small bodies of metagabbro as intrusive rocks within the belt. The area is characterized by two types of mineralization: sulphide mineralization in the quartz-sericite rocks and first described nickel and chromite mineralization in serpentinites. Low gold concentrations in this area probably related to the metamorphic redistribution of material, due to location of Kovero belt close to Proterozoic Svekofenian domain.

Key words: *Archean greenstone belts, Ilomantsi (Hattu), orogenic type of gold mineralization, schists, amphibolites, serpentinites.*