

Станислав Турченко



Турченко Станислав Иванович – заведующий лабораторией металлогении, рудообразования и экогеологии Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), г.Санкт-Петербург. Доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент Российской академии естественных наук (РАЕН). Проводил научные исследования по региональной металлогении докембрийских комплексов Восточного Саяна, Забайкалья и Прибайкалья, Северо-Востока России, Карело-Кольского региона, архипелага Шпицберген и Антарктиды. Участвовал в составлении первых цифровых металлогенических карт докембрия Европы и Восточной Сибири, Индии и Австралии по международному проекту Комиссии по геологической карте мира при ЮНЕСКО. Область научных интересов – природа рудообразующих процессов при взаимодействии земной коры и мантии, их изучение изотопно-геохимическими и геохронологическими методами на основе современных идей геодинамики.

Категория: Геология и металлогения докембрия

Ключевые слова: металлогения, палеопротерозой, 2.5-1.65 млрд. лет, рифтогенез, аккреционный и коллизионный орогенез, рудообразование, медно-никелевые, платинометальные руды, золоторудные объекты, эволюция рудогенеза, Sm-Nd, U-Pb геохронология, рудные провинции мира.

Изображение обложки -- выбрать

Заголовок: Металлогения рифтогенных и орогенных тектонических структур палеопротерозоя

Аннотация

За последние 40 лет существенно изменились представления о проблемах тектонического развития Земли не только в фанерозое, но и в раннем докембрии (4-1.6 млрд. лет назад), особенно после того, как стало ясно, что принципы актуализма применимы и для комплексов пород, образованных в древнейшие периоды истории Земли. Новые тектонические представления (понятия тектоники плит и плюмтектоники) оказали влияние на понимание металлогении как науки вообще, так и

металлогении докембрия, в основе которых лежат понятия геотектоники. Внедрение в практику металлогенических исследований прецизионных методов изотопного датирования и изотопно-геохимического изучения вещества позволило провести геодинамический анализ раннедокембрийских образований, усовершенствовать понимание эволюции континентальной коры и ввести новые представления о природе рудоносности тектонических структур и металлогенической эволюции. Процессы концентрации элементов в месторождения могут варьировать от одноактных событий, таких как, например, образование стратиформных магматических кумулатов, до более сложных полигенных и полихронных, когда рудообразующие процессы последовательно сменяют друг друга. Такого рода процессы особенно отчетливо проявились в палеопротерозойский этап эволюции континентальной коры и ярко выражены именно в металлогении палеопротерозоя. В работе показаны современные представления о закономерностях тектонической эволюции континентальной коры в палеопротерозое, формировании главных типов рудоносных структур и дан анализ их металлогенических особенностей на основе обобщения геологических, изотопно-геохимических и геохронологических материалов.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, металлогенистов и студентов геологических специальностей.

Номер рисунка обложки:

02E80273

Оглавление

Введение

Глава 1. Палеопротерозой (2,5-1,65 млрд. лет) - время смены тектонического и металлогенического стиля развития континентальной коры, формирования тектонически-разнородных рудоносных структур и разнообразия формационно-генетических типов оруденения по сравнению с археем

1.1. Хроностратиграфические ограничения

1.2. Рост континентальной коры и геохимические изменения условий седиментации и магматизма

1.3. Изменения характера тектонических рудоносных структур и рудных формаций

Глава 2. Анорогенное развитие континентальной коры палеопротерозоя: металлогения эпикратонных рудоносных структур -- континентальных рифтов и рифтогенных интракратонных бассейнов

2.1. Общие закономерности формирования континентальных рифтов палеопротерозоя

2.2. Металлогения континентальных рифтов палеопротерозоя

2.2.1. Рудоносные структуры и особенности металлогении палеопротерозойского рифтогенеза на Балтийском щите

2.2.2. Геологии и металлогения палеопротерозойских рифтогенных структур других раннедокембрийских кратонов Земли

2.3. Металлогения рифтогенных интракратонных бассейнов

2.4. Этапы формирования интракратонных структур протоматериков и особенности их металлогении в палеопротерозое

Глава 3. Палеопротерозойское развитие орогенических коровых структур: металлогения аккреционных и коллизионных складчатых поясов

3.1. Металлогения и особенности тектоники аккреционных структур палеопротерозоя

3.1.1. Металлогения аккреционных структур Балтийского щита

3.1.1. Металлогения аккреционных структур Украинского щита

3.1.3. Металлогения аккреционных структур Лаврентии

3.1.4. Металлогения аккреционных структур докембрийских щитов Азии и Африки

3.1.5. Металлогения аккреционных структур Австралии

3.2. Металлогения и тектонические особенности коллизионных структур палеопротерозоя

3.3. Палеопротерозойские орогенические пояса – глобальные рудоносные структуры наиболее раннего проявления металлогении типичной для плейт-тектонического развития

Заключение

Литература

Введение

За более чем столетнюю историю исследований по металлогении докембрия существенно менялись господствующие взгляды на проблемы тектонического развития главнейших типов структур земной коры не только фанерозоя, но и докембрия. Особенно, после того как стало ясно, что принципы актуализма применимы и для комплексов пород, образованных в ранние периоды истории Земли. Классические представления 50-х годов о геосинклиналях, тектономагматических циклах, этапах и стадиях эволюции в 70-80 годы сменились понятиями тектоники плит, а в 90-е годы к ним добавились понятия плюм-тектоники. Новые и новейшие тектонические представления, внедряемые и в область докембрийской геологии (Рундквист, Митрофанов, 1986; Хаин, Божко, 1988; Condie, 1989; 1992; Kroner, 1981) оказали свое влияние и на понимание металлогении докембрия, в основе которой лежат понятия геотектоники. Внедрение в практику металлогенических исследований прецизионных методов изотопного датирования и изотопно-геохимического изучения вещества позволило провести геодинамический анализ раннедокембрийских образований, усовершенствовать понимание эволюции континентальной коры и ввести новые представления о природе рудоносности тектонических структур и металлогенической эволюции (Рундквист и др., 1999).

Докембрийская история, охватывающая не менее 85% длительности развития Земли как геологического тела, определяет важнейшие глобальные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в пределах континентальной коры, которая на 80% ее современной площади имеет архейско-палеопротерозойский возраст. Статистические данные показывают, что в докембрийских структурах сосредоточено 80% мировых запасов руд железа, около 70% хромитов, 60% меди, 70% никеля, более 90% золота, большая часть платиноидов и почти половина запасов урана. В пределах докембрийских породных комплексов сосредоточено большинство месторождений промышленных минералов (мусковита, флогопита, графита, высокоглиноземистого, огнеупорного, керамического и др. нерудного сырья). Динамика развития минерально-сырьевых ресурсов свидетельствует, что главный прирост запасов руд металлов (Au, Pt и Pd, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, U) и промышленных минералов был получен за счет открытия и освоения новых месторождений именно в регионах распространения архейско-палеопротерозойских структурно-вещественных комплексов. Многие типы месторождений присущи только докембрийским комплексам (например, золотоураноносные конгломераты, железистые кварциты, золоторудные и сульфидно-никелевые месторождения в коматиитах). В них же были выявлены важные в экономическом отношении крупные и уникальные промышленно-генетические типы месторождений. Например, золота и никеля в зеленокаменных поясах архея, алмазов в

докембрийских лампроитах, золота и марганца в железистых кварцитах, металлов платиновой группы в малосульфидных рудах расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях, медно-молибденовые порфировые месторождения в гранитоидах или стратиформные шеелитовые в амфиболит-карбонатных породных ассоциациях.

Докембрийские месторождения, как и вообще все месторождения, представляют собой ассоциации горных пород и минеральных скоплений, при образовании которых процессы концентрации элементов были настолько интенсивными, что привели к возникновению значительных геохимических аномалий, рассматриваемых в качестве месторождений. Эти процессы необычной концентрации элементов могут варьировать от одноактных событий, таких как, например, образование стратиформных магматических кумулатов (например, месторождения хромита) до более сложных полигенных и полихронных событий, когда различные рудообразующие процессы последовательно сменяют друг друга на протяжении времени геологического развития. Такого рода процессы особенно отчетливо проявились в палеопротерозойский этап эволюции континентальной коры и ярко выражены в металлогении палеопротерозоя. Анализ фактического материала по металлогении палеопротерозойского этапа эволюции континентальной коры позволил установить существенные различия в формировании рудоносных тектонических структур и генетических типов месторождений по сравнению с ранним -- архейским этапом образования земной коры в результате изменения стиля тектонического ее развития. Оно выражено в наращивании коры за счет проявления тектонических процессов сходных с современными разнообразными геодинамическими процессами плейт- и плюм-тектонического планов, приведших к образованию аккреционных и коллизионных орогенических поясов, континентальных рифтов, эпикратонных бассейнов и вулканоплутонических поясов, обладающих широким диапазоном формационно-генетических типов месторождений. Исследования металлогенических особенностей конкретных рудоносных структур палеопротерозоя позволило доказать, что одной из главных причин их различия явилась геодинамическая природа и последовательность их развития, формирование на уже готовой архейской коре или ювенильное происхождение корового материала этих структур.

Глава 1. Палеопротерозой (2,5-1,65 млрд лет) - время смены тектонического и металлогенического стиля развития постархейской континентальной коры.

Протерозойский эон в целом представляет собой важную часть истории формирования континентальной коры Земли, отражающую переход от архейской предыстории к событиям, происходящим в фанерозое. Наиболее существенным аспектом протерозоя, во-первых, было

уменьшение высокотемпературного состояния земной коры, результатом чего стало возможность стабилизации континентальной коры и связанное с этим изменение от пермобильной архейской тектоники к началу плитной тектоники и во-вторых, появление атмосферы и гидросферы близкой к современной, сопровождаемой эволюцией биосферы, седиментацией, магматизмом и образованием разнообразных месторождений полезных ископаемых. Нижний протерозой (палеопротерозой) в хроностратиграфической терминологии или ранний протерозой в палеотектоническом понимании является эрой наиболее ранних изменений в формировании континентальной коры и в силу своей близости к архейской истории является наиболее сложным для понимания этих изменений, имеющих определяющее значение для формирования металлогенического облика земной коры.

1.1. Хроностратиграфические ограничения

Для того чтобы рассмотреть проблемы связанные с тектоническим развитием и металлогенией палеопротерозоя, как геоисторического этапа эволюции Земли, необходимо определить его временные рамки. В 1990 г. на втором Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия в г. Уфе Межведомственным стратиграфическим комитетом (МвСК) была принята общая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии (Семихатов и др., 1991). Ранее в 1988 г. в г. Тяньцзине (КНР) Международная стратиграфическая комиссия (МСК) и Международный союз геологических наук одобрили шкалу докембрийского времени, в которой граница между археем и протерозоем была принята по временному рубежу 2500 млн. лет (Семихатов, 1993). Ранее подразделение протерозоя было названо палеопротерозоем, которое с тех пор стало использоваться в стратиграфической терминологии зарубежных публикаций. В тоже время публикации российских исследователей и стран СНГ часто придерживаются расчленения и терминологии принятой на Уфимском совещании, на котором ранее подразделение протерозоя определено названием «нижний протерозой» (соответственно тектоническое подразделение – палеопротерозой) в возрастных рамках $2500 \pm 50 - 1650 \pm 50$ млн. лет.

Стратиграфическое деление нижнего протерозоя Балтийского щита были принято МвСК как реперное, поэтому именно по нему проводится корреляция подобных подразделений докембрия Северной Евразии и других континентов. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите проводится в основании несогласно залегающих на верхнем архее сумийско-сариолийских толщ, которые определяли начальные стадии формирования палеопротерозойского тектонического развития и сопровождались становлением мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий и роев мафических даек. Возраст нижней границы палеопротерозоя принимается равным 2500 ± 50 млн лет на основании изохронных Sm-Nd и U-Pb датировок по циркону этих интрузий в 2500-2435 млн лет (Турченко и др., 1992;

Amelin et al., 1995) и U-Pb датировок по циркону из сумийских вулканитов 2420 ± 50 и 2436 ± 24 млн лет (Левченков и др., 1990) с учетом возраста наиболее молодых предсумийских гранитоидов (2650 ± 50 млн лет). На Украинском щите эта граница отделяет криворожскую серию от предшествующих ей гранитоидов днепровского комплекса, а на Алданском щите -- проводится по подошве удоканской серии. Возрастная граница 1650 ± 50 млн. лет знаменует начало верхнего протерозоя и отделяет заключительную стадию формирования кратонов, характеризующуюся внедрением гранит-порфиров и гранитов-рапакиви, от этапа образования плитного чехла.

Для корреляции тектоно-металлогенических событий в работе использованы эти временные рамки нижнего протерозоя, а деление его на четыре группы по шкале МСК соответствует принятым МвСК стратотиповым надгоризонтам Балтийского щита (табл.1-1): сумийский и сариолийский с верхним возрастным рубежом 2300 ± 50 млн. лет, ятулийский и людиковийский с рубежом 2000 ± 50 млн лет, составляющие подразделения нижнего карелия (Семихатов и др., 1992). В Кольской провинции щита литолого-фациальные аналоги сариолия и ятулия отсутствуют, но с этими стратонами могут быть коррелированы вулканиты сейдореченской свиты с возрастным интервалом 2435 ± 42 - 2423 ± 7 млн. лет (Mitrofanov et al., 1991). На Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве криворожская и курская серии сопоставляются с сумием и ятулием. Их нижняя граница соответствует 2500 ± 100 млн. лет, а верхняя определена по максимальному возрасту гранитов кировоградско-житомирского комплекса 2080 ± 5 млн. лет (Щербак и др., 1989). Достаточно сложной является корреляция толщ нижнего протерозоя Сибирской платформы со стратотипами, выделенными по хорошо изученным хроностратиграфическим подразделениям Балтийского щита. С нижним карелием могут быть сопоставлены по геохронологическим данным (Котов и др., 1995, Ковач и др., 2000) на Анабарском щите и в фундаменте Сибирской платформы -- хапчанская серия и ее аналоги, а на Алданском щите федоровская и др. коррелируемые с ней толщи тимптоно-желтулинского комплекса, прорванные диоритами с возрастом 1993 ± 1 млн. лет. Стратотипом раннего периода нижнего протерозоя являются супергруппы Гурон Канадского щита и Трансвааль Каапвальского кратона в Ю. Африке. Породы супергруппы Гурон сформировались в интервале 2450-2100 млн. лет в обстановке пассивной рифтогенной окраины континентальной плиты. Нижняя граница супергруппы определяется синхронными с ней расслоенными интрузиями габбронорит-анортозитов, а верхняя - дайками диабазов Нипсинг (Lague, Sloss, 1980). Группа Трансвааль в Ю. Африке сложена толщами терригенных пород с прослоями андезитов и имеет возрастные ограничения 2557 ± 49 -

2101±28 млн. лет (Walraven et al., 1990). Кроме того, надежным верхним возрастным маркером супергруппы Трансвааль являются базиты и граниты комплекса Бушвельд с возрастом соответственно 2082±21 и 2050±50 млн. лет (Walraven et al., 1990). В Австралии возрастным аналогом супергрупп Гурон и Трансвааль являются отложения

Таблица 1-1. Шкала хроностратиграфических подразделений палеопротерозоя.

Шкала МСК		Шкала МвСК			
Эра	Возрастная граница в млн. лет	Возрастная граница в млн. лет	Эонотема	Хроностратиграфические подразделения	
				БЩ	АЩ (серии)
Палеопротерозой	----1650 ----	--1650±50---	Верхний протерозой	Вепсий	Акитканская
	----1800 ----	--1900±50---		Калевий	
	----2050 ----	--2000±50---	Нижний (Карелий)	Людиловский	Удоканская
	----2300 ----	--2300±50---		--Ятулий----	Сариолий
	----2500----	--2500±50---		--Сумий-----	
Архей					

бассейна Хамерсли, а аналогом их верхней части разреза являются метаосадочные породы поднятия Джорджтаун и блока Брокен-Хилл, имеющих возраст 2200-2050 млн. лет (Пэйдж и др., 1984). Постархейская кратонизация континентальной коры на раннем этапе нижнего протерозоя происходила также и в пределах кратонов других материков Гондванской группы (Зимбабвийский в Ю. Африке, Карнатака и Сингхбхум в Индии, Гвианский и Сан-Франциску в Ю. Америке, Эндерби в Антарктиде) приблизительно в одинаковых возрастных границах и сходных тектонических условиях (Семенов и др., 1987).

В общей стратиграфической шкале докембрия стран СНГ (Семихатов и др., 1992) для нижнего протерозоя возрастная граница 1900±50 млн. лет отделяет нижний карелий от верхнего, представленного вепсийским надгоризонтом на Балтийском щите (БЩ), пугачевской серией Украинского щита, акитканской и улканской сериями Алданского щита (АЩ). Уточнение упомянутой границы, проведенное при детальном ее хроностратиграфическом исследовании (Шульдинер и др., 2000), показало, что наиболее приемлемым для верхнего карелия является нижний возрастной рубеж 1.97-1.95 млрд. лет. Эта граница отделяет калевийский надгоризонт и объединяет его с вепсием в единое хроностратиграфическое подразделение, отвечающее времени формирования свекофеннид -- главного орогенического события палеопротерозоя на Балтийском щите, которое выражено

в: 1) проявлении толеитового вулканизма и становлении офиолитов 1.97-1.95 млрд. лет Йормуа и Оутокумпу (Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996), 2) накоплении ладожской терригенной серии и формировании островодужных вулканогенных ассоциаций в период 1.92-1.89 млрд. лет и 3) внедрении плутонических комплексов в интервале 1.89-1.80 млрд. лет (Gaal, Gorbatshev, 1987). В настоящее время возрастной рубеж 2.05-1.95 млрд. лет квалифицируется как один из важнейших рубежей раннего докембрия (Глебовицкий, Шемякин, 1996), прослеживающийся на всех континентах и отражающий формирование аккреционных орогенических поясов. Толщи калевия могут быть сопоставлены с супракрустальными породными ансамблями провинции Черчилл (Miller, Turchenko, 1995), обрамляющей с севера кратон Сьюпириор на Канадском щите. Для них нижним пределом являются офиолиты поясов Томпсон и Кэмп Смит (Hoffman, 1985), синхронные с офиолитами свекофеннид, а инициальные островодужные вулканы пояса Флин-Флон начинают разрез нижнего протерозоя, сходного по возрасту со свекофеннидами Балтийского щита. В Австралии в пределах поднятия Холлс-Крик кислые вулканы имеют возраст около 1900 млн. лет, а прорывающие их граниты - 1840 ± 50 млн. лет, что позволяет сопоставить их со стратотипом верхнего карелия. Толщи вепсийского стратотипа достаточно точно коррелируются с породами структуры Маунт-Айза в Австралии в интервале магматизма 1870-1670 млн. лет, бассейна Кимберли (1815-1762 млн. лет), формации Маунт-Уиннеке (1770-1740 млн. лет) и др. (Пейдж и др., 1984). Этот период палеопротерозойской истории явился одним из главных периодов формирования орогенических структур, прирастивших континентальную кору почти на всех континентах: Свекофеннская на Балтийском щите; Гудзонская, Пинокиан в Сев. Америке; Транс-Амазонская в Ю. Америке; Кимбан в Австралии; Убендийская и Эбурнейская в Африке и др. Большая часть орогенических поясов характеризуется полным циклом рифтинга, седиментации и орогении в достаточно короткие промежутки времени 100-150 млн. лет, как, например, Пинокиан или Свекофеннская. Заключительная часть этого периода (1800-1600 млн. лет) характеризует конечные процессы корообразования и кратонизацию. Типичным проявлением этого интервала служат структурное растяжение, прогибание коры, сопровождаемые молассоидным типом седиментации, фельзитовым вулканизмом и анорогенным гранитоидным магматизмом (например, вепсий-субиотний на Балтийском щите, ороген Каприкорн в кратоне Гоулер в Австралии или группа Дели в Индии). Подобные локальные предкратонические орогены характерны для Австралии (Кимберли, Мак-Артур, Маунт-Айза), Бразилии (Рораима), Замбии (Мува) или же они являются эволюционным продолжением ранних протоплатформенных чехлов (Ватерберг, Ю. Африка; Чангчунг в Китае), часто выраженных в виде авлакогенов.

Таким образом, в палеопротерозое выделяются по крайней мере три важных рубежа эволюции литосферы -- 2500-2450, 2000-1950 и 1700-1650 млн. лет. Первый из них достаточно ясно проявлен в докембрии протоконтинента Лавразия, где в пределах Балтийского и Канадского щитов хорошо фиксируется рифтогенный базит-гипербазитовый магматизм и формирование внутриплитных (ятулийских) или окраинно-континентальных (супергруппа Гурон) рифтогенных бассейнов. Этот рубеж также отмечается и для фундамента Сибирской платформы. Второй рубеж прослеживается практически на всех континентах и хорошо документирован геолого-геохронологическими методами. Наиболее показательными примерами этого являются толщи западной части провинции Черчилл на Канадском щите и Свекофеннская провинция на Балтийском щите. Здесь с рубежа 1950 млн. лет появляются все типы тектонических структур, которые существуют в фанерозое, хотя, конечно, существуют и свои докембрийские особенности. Для всех хорошо изученных территорий выявлены признаки аккреционной и коллизионной тектоники, магматизма и седиментации (Plumb, James, 1986; Семенов и др., 1987; Хаин, Божко, 1988). Очевидно, в это время произошла существенная перестройка структуры литосферы, связанная, вероятно, с преобразованием конвективных ячеек в мантии. Сопоставление результатов моделирования тектонических процессов в архее и раннем протерозое свидетельствуют о том, что граница архей-протерозой отмечена коренным изменением в характере мантийных процессов - от мелкочаеистого типа конвекции в высоконагретой архейской мантии к преобразованию в одно- или двучайковые системы конвекции (Сорохтин, Ушаков, 1993 *Природа тектонической активности Земли. В кн. Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т.12. с.300*). Согласно расчетам этих авторов, переход от мелкочаеистой к одно-двучайковой системе определялся завершением процесса отделения земного ядра и, соответственно, изменением тектонического стиля (переход к развитию плюм и плейт-тектонических процессов), разнообразием проявления тектонических структур, изменением стиля магматизма, металлогении и наращиванием массы континентальной коры. Для архейского периода геологической истории характерно существование относительно небольших континентальных плит, число и размеры которых постепенно возрастало (образование единого суперконтинента Пангея-0). Напротив, главной особенностью палеопротерозойского этапа была деструкция коры на раннем этапе и последующее разрастание континентальной коры за счет формирования коллизионных и аккреционных орогенов, образование суперконтинента Пангея-I и противостоящей ему Панталассы (Хаин, Божко, 1988).

1.2. Рост континентальной коры и геохимические изменения условий седиментации и магматизма. Геологические события, происшедшие в палеопротерозое, свидетельствуют о существенных изменениях, выраженных не только в тектонических преобразованиях

(смене режимов формирования гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей архейских кратонов на режимы аккреционных и коллизионных орогенических структур, наращивающих континентальную кору или интракратонных рифтов разрушающих эпиаархейские кратоны и сопровождаемых глобальным проявлением мафит-ультрамафитового магматизма), но и в смене химизма атмосферных процессов. Оно выражено, например, в глобальном накоплении железорудных формаций, таких как группы, Трансвааль в Ю. Африке, Хамерсли в Австралии, Сингбхум в Индии, Верхнего Озера и трога Лабрадор в Канаде, Квадрилателло Ферриферо и Итабирите в Бразилии или Криворожско-Кременчугская группа на Украине и сопоставимые с ними отложения железорудной формации в Сев. Китае и Корее (рис.1-1). Эта формация характерна также и для позднего архея, но по запасам связанные с ней железорудные месторождения палеопротерозоя составляют около 50% мировых запасов руд железа (James, 1983).



Рис.1-1. Схематическая диаграмма, показывающая количество железорудной формации в стратиграфических группах (Гр.) докембрийских отложений по сравнению с группой Хамерсли, принятой за максимальное значение по отношению к шкале времени. (зкп - зеленокаменные пояса) (по James, 1983 с изменениями).

Для завершающего этапа раннего протерозоя характерна стабилизация тектонических процессов и формирование на рубеже 1650 млн. лет обширных эпиархейских кратонов – фундаментов древних платформ Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской и Австралийской, сложенных в основном гранит-зеленокаменными и гранулит-гнейсовыми областями и перекрытых слабо деформированным плитным чехлом.

Значительная часть континентальной коры (около 37%) существовала до раннего протерозоя, которая представлена крупнейшими архейскими кратонами, стабилизированными, главным образом, в конце позднего архея. Большинство этих

кратонов включают в свой состав более древние стабильные блоки, вокруг которых и происходила агглютинация древнейшей коры, отражающая коровый рост в архее (табл.1-2).

Современные изотопно-геохимические исследования показывают, что эпиархейские интракратонные вещественные комплексы включают в свой состав древний коровый материал, свидетельствующий о существовании крупных архейских кратонов, но также

Табл. 1-2. Архейские кратоны и древнейшие блоки

Кратоны	Возраст кратонизации в млрд. лет	Древнейшие блоки и их возраст в млрд. лет	Литературный источник
Сьюпириор	2.6	Сачиго > 3.0	Percival et al., 1994
Карельский	2.6	Водлозерский > 3.1	Сергеев и др., 1989
Алдано-Становой	2.6	Олекминский > 3.0	Котов и др., 1995a
Пилбара	2.6	Вост. Пилбара > 3.1	Krapez, 1993
Йилгарн	2.6	Мурчисон > 3.1	Myers, 1995
Даравар	2.6	Зап. Дарвар > 3.1	Mean et al., 1992
Капваал	2.6	Центр. Капваал > 3.1	McCourt, 1995

Возраст кратонизации дан по времени последнего главного периода тектоно-термальной активности.

имеются достаточно веские свидетельства о существовании ювенильных раннепротерозойских коровых провинций. Они подтверждают деструкцию архейских кратонов и рост новой коры в более поздние тектонические эпохи. Одной из наиболее главных таких эпох была раннепротерозойская эпоха, тектонические события которой привели к разрушению первичного суперконтинента вдоль внутриконтинентальных рифтов, частью эволюционировавших в орогенические пояса, где была сформирована новая ювенильная кора. Такого рода структуры значительно увеличили объемы раннедокембрийской коры, составившей к позднему протерозою около 80% современной континентальной коры (рис.1-2).

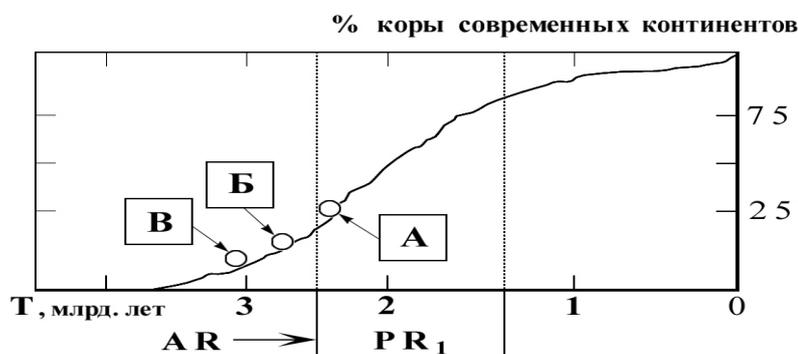


Рис.1-2. Рост континентальной коры стабильных кратонов. Гипотетическая кривая роста континентальной коры континентов. По Park, 1997 с изменениями автора. А– окончание существования архейского суперкратона, начало плейт-тектоники. Б– литосфера Сибирского кратона (Pearson et al., 1995) в 2.9 млрд. лет. В– литосфера Капваальского кратона в 3.2 млрд. лет назад (Richardson et al., 1984).

В большинстве случаев постархейского развития, архейский коровый материал был рециклирован в мантии в результате действия, начавшихся с раннего протерозоя, активных плейт-тектонических движений (Bowring, Huih, 1995). Гипотетическая кривая роста континентальной коры (рис.1-2), конечно, достаточно спекулятивна, но в целом по различным моделям (Richardson et al., 1984; Pearson et al., 1995; Park, 1997) сходна по форме и вполне определенно подтверждает, что континентальная кора достаточно быстро прирастала как в позднем архее, так и в значительном объеме в палеопротерозое, что определило в дальнейшем фанерозойскую историю развития и созидания континентальных плит. Протерозойский переходный граничный этап развития Земли представляет собой не только один из главных эпизодов в изменениях тектонического стиля, связанного с ростом континентальной коры. Эта граница, конечно, не определяется возрастным рубежом 2.5 млрд. лет, т.к. изменения тектонического стиля развития коры могут быть прослежены от конца позднего архея в 2.6-2.5 млрд. лет до начальных этапов палеопротерозоя в 2.5-2.4 млрд. лет. Архейский этап закончился кратонизацией первичной континентальной коры о чем свидетельствует появление первых плитных чехлов (например, супергруппы Понгола в Южной Африке). Другое важное свидетельство -- широчайшее распространение роев мафических даек, известных практически на всех кратонах, а также возникновение к началу палеопротерозоя устойчивых крупных разломов, например, на юге Индостанского щита. Все это, как отмечает В.Е. Хаин (1985), показывает, что континентальная кора заметно охладилась по сравнению с археем и приобрела способность раскалываться на блоки. При этом геотермический градиент палеопротерозоя оказался $47^{\circ}\text{C}/\text{км}$ по сравнению с $54^{\circ}\text{C}/\text{км}$ для архея. Эти обстоятельства дают основание предполагать, что начало протерозоя, отвечало времени господства растяжений, возможно связанных (по В.Е. Хаину) с некоторым увеличением объема Земли вследствие фазовых превращений в мантии и формированием континентальной коры как теплоизолирующего слоя. Вероятно, эта кора образовала единый протоконтинент в одном полушарии, тогда как в другом существовала симатическая океаническая кора («протоПацифика» - Моссаковский и др., 1998). Вслед за возникновением роев мафических даек и разломов, ведущих к формированию интраконтинентальных рифтов, последовала более сосредоточенная деструкция, которая привела к зарождению поясов с орогенным развитием. Последние, как было уже отмечено ранее, возникли лишь на позднем этапе палеопротерозойской коровой эволюции в период 2.05-1.8 млрд. лет назад. Согласно

В.Е. Хаину (1994) это был этап раннего проявления плейт-тектонических механизмов, проявленный в виде тектоники малых плит, разделенных структурами с океанической корой, эволюционировавших в аккреционные орогены, где формировалась ювенильная континентальная кора. Результатом столкновения плит при закрытии этих океанических структур явилось формирование коллизионных орогенов. Наряду с ними в пределах позднеархейского суперконтинента формировались рифтогенные линейные и бассейновые структуры, а также протоплатформенные чехлы. Все это привело к воссозданию к концу палеопротерозоя нового суперконтинента с регенерированной древней и наращенной ювенильной континентальной корой.

Рост континентальной коры в палеопротерозое и изменения тектонического стиля его развития напрямую связаны со сменой природы магматической активности, внутрикоровым плавлением, приведшем к массовому появлению богатых калием гранитов и соответственно изменением характера осадконакопления во внутриконтинентальных бассейнах. Наиболее заметные изменения могут быть отмечены при изучении геохимических особенностей осадочных пород, в которых редкоземельные элементы (РЗЭ) и такие элементы как Sc, Th, U, Hf, Zr отражают характер эволюции верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Можно отметить следующие различия характерные для коровых пород раннего протерозоя в отличие от архейских: 1. Для метаморфизованных обломочных пород раннего протерозоя типично обеднение Eu в ряду распределения РЗЭ и заметна отрицательная Eu/Eu* аномалия (рис.1-3А). Eu/Eu* резко изменяется от 1.1-0.90 для архейских обломочных пород до 0.75-0.60 для палеопротерозойских осадочных пород, а для более молодых осадков сохраняется в пределах этих последних значений (рис.1-3В). Кроме того, намечается тенденция общего возрастания содержания РЗЭ по сравнению с архейскими осадочными породами. Эти данные интерпретируются как индикатор изменения состава палеопротерозойской коры по сравнению с архейской. 2. Значительное возрастание Th/Sc отношения в метаосадочных отложениях палеопротерозоя (рис.1-3Б), которое может рассматриваться как индекс относительных пропорций фельзитового и базитового материала в источнике осадков (Taylor, 1987), так как Th, как наиболее несовместимый элемент, накапливается в остаточных фельзитовых расплавах, а Sc концентрируется в минералах ранних базитовых кристаллизатов от 1.1 до 0.90 для архейских обломочных пород (например, в пироксенах). 3. Характерно также существенное возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах (рис.1-3-Г), которое отражает возрастание вклада ^{87}Rb в верхнюю кору (Taylor, 1987), подвергаемую выветриванию и соответственно сносу материала в океанические бассейны.

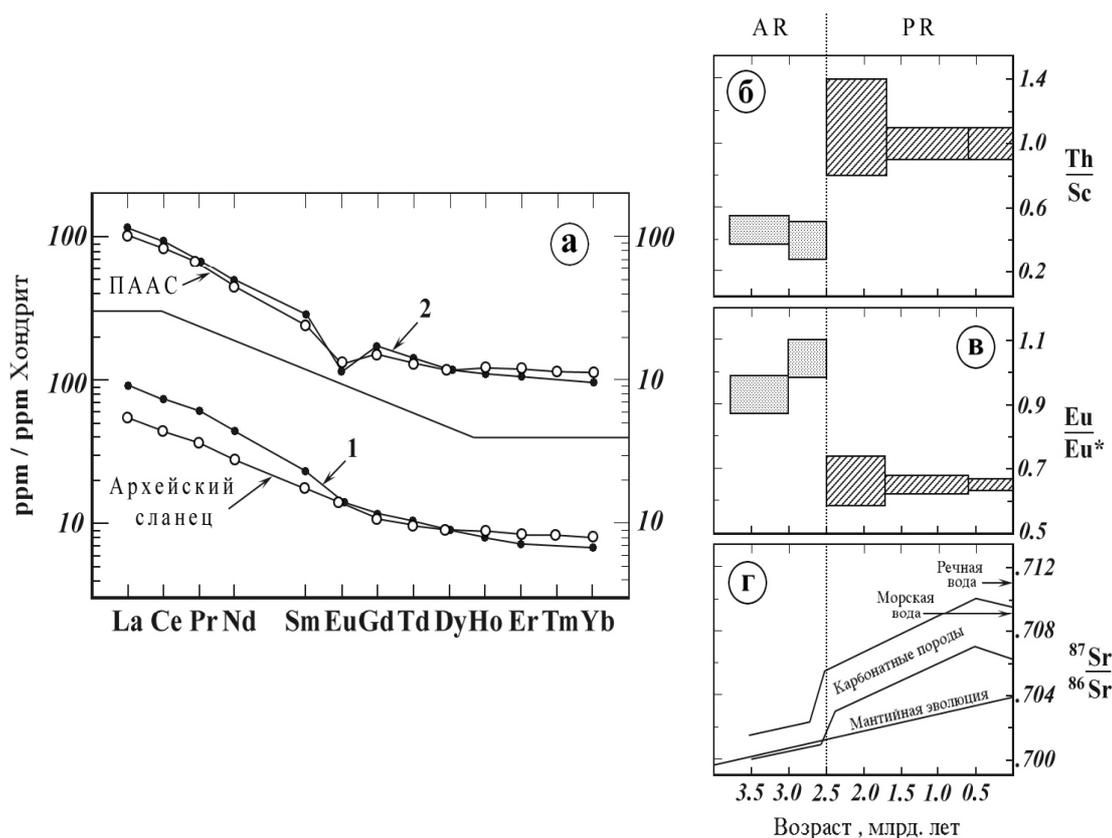


Рис. 1-3 (по Taylor, 1987). А. Различие между характером распределения РЗЭ архейских и раннепротерозойских осадочных пород. 1-нижняя толща, демонстрирующая сходство распределения РЗЭ с архейскими сланцами, 2-верхняя толща, имеющая распределение РЗЭ сходное с распределением РЗЭ постархейских австралийских сланцев (ПААС) с характерной Eu аномалией. Б. Th-Sc отношение типичное для тонкозернистых обломочных пород, показывающее его заметное возрастание на границе архей-протерозой и особенно заметное для палеопротерозоя, свидетельствующее о резком изменении характера корового состава. В. Изменения в обеднении пород Eu на границе архей-протерозой, свидетельствующие об изменении состава коры в палеопротерозое по сравнению с археем. Г. Осадочные карбонатные породы, отражающие состав морской воды и резкое возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе архей-ранний протерозой, совпадающее с возрастанием концентрации ^{87}Rb в верхней коре в постархейское время.

Перечисленные особенности совпадают с изменениями в составе верхней коры от фельзит-базитовой архейской к палеопротерозойской (и постархейской в целом) насыщенной внутрикоровыми гранитоидами и кислыми вулканитами, обогащенными K и Rb и деплетированными Eu. Такие изменения произошли благодаря интенсивному объемному внутрикоровому плавлению, которое происходило при существенном привносе K и произвело огромное количество пород богатых калием и кремнеземом. Это событие произошло за достаточно короткий промежуток времени около 100-200 млн. лет на границе архей-протерозой и выразилось в возрастании объема континентальной коры.

Геохимическим следствием такого явления стало обогащение континентальной коры несовместимыми элементами: K, Rb, U, Th, Sr, Ba, Ta, Nb и легкими РЗЭ (La, Ce), что выразилось в формировании в значительных объемах палеопротерозойских гидротермальных жильных, порфировых, пегматитовых редкометальных и редкометально-редкоземельных месторождений не существенно типичных для архея. В то же время характерно обеднение континентальной палеопротерозойской коры элементами группы железа (Fe, Cr, Ti, V, Mn, Co), медью, золотом и магнием. Еще более заметно эти особенности выражены при совместном анализе геохимического состава архейской верхней континентальной коры и современной, рассматриваемой Тейлором и Мак-Ленанном (1988) как практически неизменной со времени палеопротерозоя (и, таким образом, характеризующей палеопротерозойскую верхнюю кору). На диаграмме (рис.1-4) ясно выражена европиевая аномалия, обогащение палеопротерозойской верхней коры K, U, Th, Ba, Rb, Sr, и в особенности Ta, Cs, Nb, а также ее существенное обеднение Ni, V, Cu, Cr, Co, Mn, Mg и Fe.

Причиной таких изменений и роста континентальной коры является резкое изменение тектонического стиля ее развития в палеопротерозое. Одной из первопричин является также обширная позднеархейская кратонизация главных архейских структур -- гранит-зеленокаменных областей, приведшая к формированию наиболее ранней, возможно единой континентальной плиты. Последовавшее затем глобальное проявление в палеопротерозое континентального рифтогенеза, следы которого сохранились внутри архейских кратонов в виде внутриконтинентальных рифтов (Милановский, 1976; Грачев, 1978; Turchenko, 1992; Щеглов и др., 1993), привело к расколу единого континента и образованию нескольких новых незначительно разобщенных континентальных плит, формированию линейных субдукционных и коллизионных зон. Эти зоны служили очагами развития орогенических поясов с классическим проявлением цикла Вилсона и затем в позднем протерозое и фанерозое дальнейшей плейт-тектонической эволюции Земли. Такие изменения тектонического стиля развития континентальной коры нашли свое отражение в формировании разнообразных рудоносных тектонических структур и соответственно имели существенные металлогенические следствия.

1.3. Изменения характера тектонических рудоносных структур и рудных формаций

Изучение тектоники докембрия возникло вслед за учением о геосинклиналиях и цикличности их развития. В конце XIX - начале XX века Р. Ирвинг (1887), С. Эммонс (1888), а затем К. Ван-Хайз (1908) выдвинули представления о двучленном строении докембрия Канады и о существовании несогласия между археем и альгонком (протерозоем).

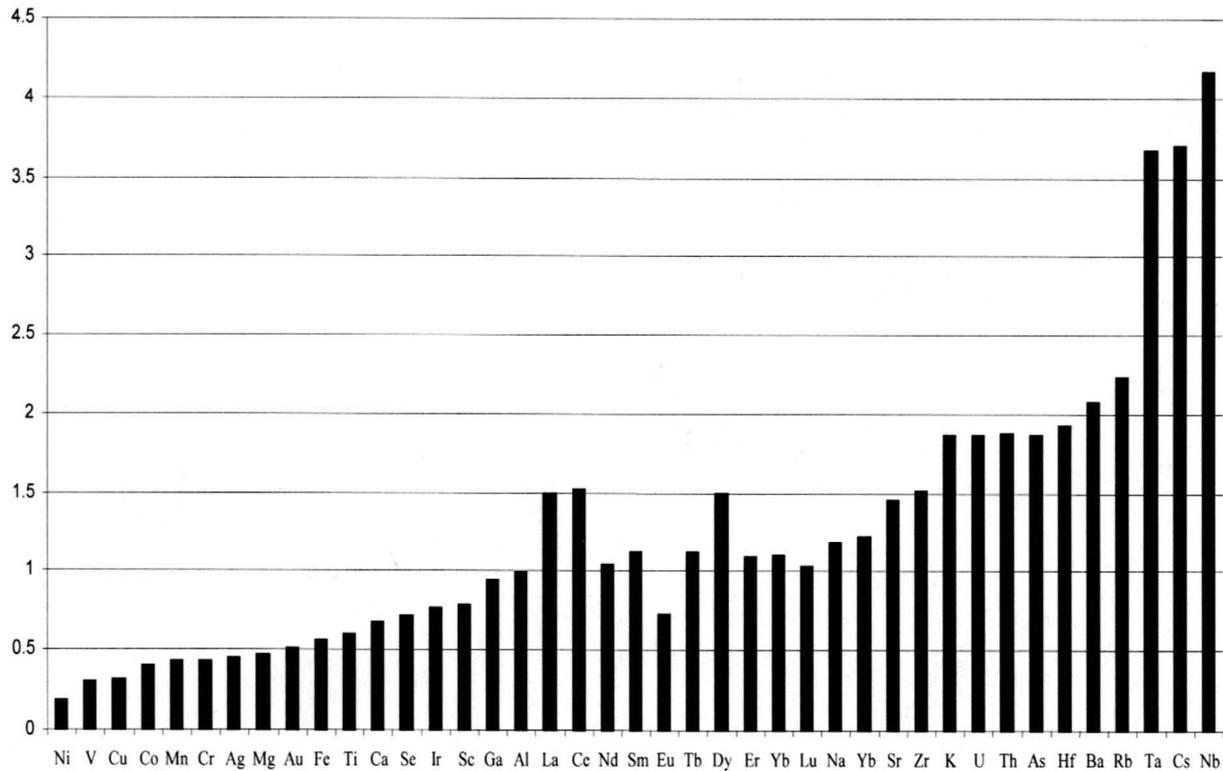


Рис. 1-4. Геохимические особенности палеопротерозойской верхней коры по отношению к архейской (по расчету данных Тейлора, Мак-Леннана, 1988).

В Европе докембрий представлялся единым циклом равнозначным выделяемым фанерозойским тектоническим циклам. Впоследствии были выделены разновозрастные складчатые области докембрия (Карельская, Беломорская, Саксаганская и др.) и отвечающие им циклы складчатости. Кроме того, были обнаружены и нескладчатые докембрийские толщи, отнесенные к платформенному чехлу (иотний, рифей, синий). До середины 40-х годов XX века циклы или эпохи складчатости в докембрии рассматривались в рамках учения о геосинклиналях и типизация фанерозойских тектонических структур, распространялась и на докембрий. Г.Штилле провел ранжирование циклов, отметив существенную роль деструкции коры, обновляющей тектоническое развитие Земли. Идеи Г. Штилле были в дальнейшем развиты А.В.Пейве и В.М.Синицыным (1950) высказавшим представления о ранней пангеосинклинальной стадии развития Земли, сменившейся панплатформенной, которая, начиная с рифея, заменилась платформенно-геосинклинальным развитием. Важные обобщения о глобальной цикличности развития докембрия на основании геохронологических данных были выполнены А.И. Тугариновым и Г.В. Войткевичем (1970), а в дальнейшем были составлены первые тектонические карты докембрийских областей и проведено обобщение материалов по докембрию континентов Мира.

Новое направление в изучении тектоники докембрия появилось с выходом работы Дж.Т. Вилсона (Wilson, 1949), в которой впервые была изложена концепция зеленокаменных ядер континентов. Это направление в дальнейшем разрабатывалось в СССР Е.В. Павловским и его коллегами, которыми были выделены ранняя лунная и наследующая ее нуклеарная стадии развития Земли, причем в конце последней стадии идет образование гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов, как специфических тектонических структур, противопоставляемых рифей-фанерозойским платформенными и геосинклинальным структурам. Выявление особенностей докембрийских толщ привело многих исследователей к выводу о трудностях применения к таким толщам учения о геосинклиналях в связи с тем, что именно для них оказались характерными явления складчатости, магматизма и метаморфизма не сопровождаемые супракрустальными комплексами геосинклинальных стадий. Зоны активного проявления такого рода процессов были выделены под названием мобильных поясов «без геосинклинальной подготовки» (по А.А. Полканову), «областей термотектогенеза» (по У. Кеннеди) или «диасхизиса» (по М.А. Семихатову). В период 1960-1975 гг. были проведены многочисленные симпозиумы, в публикациях по которым (Sutton, Windley, 1973; Уиндли, 1980; Moorbath, Windley, 1981) обсуждены вопросы образования Земли и ее оболочек, типизации раннедокембрийских структур. В результате исследований были четко установлены тектонические структуры типичные для архея -- зеленокаменные пояса, тоналито- и гранито-гнейсовые области и серогнейсовые ядра протоконтинентов. В последующем такие регионы были названы гранит-зеленокаменными областями и именно к ним стали применять понятие кратоны (Anhauser et al., 1969). Вместе с тем было выяснено, что с гранит-зеленокаменными областями тесно ассоциируют подвижные области, сложенные гранулит-гнейсовыми комплексами (Кац, 1980) и рассматриваемые в качестве самостоятельного типа тектонических структур (Кратц и др., 1981; Борукаев, 1985).

Особое направление в изучении докембрия составили исследования металлогении докембрия и типизации рудоносных структур (Кратц и др., 1973; Казанский, 1982; Билибина и др., 1984; Мейер, 1984 и др.). В результате этих исследований были выделены разнородные тектонические структуры, слагающие докембрийские регионы и различающиеся своей рудоносностью: мобильные пояса - крастогены и, наряду с уже упомянутыми архейскими структурами (зеленокаменными поясами, гранит-зеленокаменными и гранулит-гнейсовыми областями), структуры сиалических блоков - протоорогенные прогибы (складчатые пояса), эпикратонные впадины, глубокопроникающие шовные зоны, палеорифтовые структуры и вулканно-плутонические пояса.

В металлогеническом отношении тектонические структуры характеризуются не только свойственными им геологическими формациями, но и специфическими рудоносными и

рудными формациями (Глебовицкий и др., 1975, Основы металлогении..., 1984). В архейских гранулит-гнейсовых областях по преобладающему составу супракрустальных и интрузивных пород и в связи с метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фации были выделены рудоносные ассоциации: 1) метабазит-гранулитовая, сопровождаемая железорудной эулизитовой рудной формацией (магнетитовые двупироксеновые сланцы и кварциты) свойственные низам кольской серии Балтийского щита, тимптонской и далдынской сериям Алданского и Анабарского щитов; 2) габбро-анортозитовая с характерным стратиформным хромитовым оруденением, типовым примером которой является формация Фискенесет в Зап. Гренландии; 3) кварцит-кинцигит-гнейсовая, несущая графитовые месторождения (например, месторождения в днестрово-бугской серии Подольского блока Украинского щита и ряд рудопроявлений в далдынской серии Анабарского щита).

В пределах гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) архея рудоносными структурами являются зеленокаменные пояса, которые по геологическим формациям и возрасту были подразделены на две группы: а) древние (3.6-3.0 млрд. лет) с мафит-ультрамафитовой коматиит-базальтовой и бимодальной базальт-коматиит - риолитовой формациями (пояс Барбертон - группа Онвервахт, СебаквеII в Зимбабве, зеленокаменные пояса щита Пилбара в Австралии, группа Саргур в Индии); б) относительно молодые пояса (3.0-2.6 млрд лет) с базальт-коматиитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями (зеленокаменные пояса щита Йилгарн в Австралии, группа Дхарвар в Индии, пояса Абитиби, Киватин в Канаде, пояса Карельской ГЗО, Кольского полуострова и Олекминской ГЗО в России, а также зеленокаменные пояса Приднепровской ГЗО на Украинском щите). Характерным является увеличение роли последовательно дифференцированных вулканогенных формаций в более молодых поясах и появление андезитов, кальциево-щелочных серий вулканогенных пород. Соответственно этому в рудоносных формациях происходит смена рудно-формационных типов месторождений. Так, в большей части древних зеленокаменных поясов золото-кварцевая рудная формация связана с базальт-коматиитовой формацией (месторождения пояса Барбертон в ЮАР; Колар, Рамаджири в Индии), а в «молодых» поясах с андезит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями (месторождения золота поясов Калгурли, Норсеман-Вилуна в Австралии; месторождения Йеллоунайф в провинции Слейв и группы Поркьюпайн-Тимминс в поясах Абитиби в Канаде). В то же время базальт-коматиитовая формация молодых зеленокаменных поясов специализирована на медно-никелевое оруденение в коматиитах и коматиитовых перидотитах (Камбалда в Австралии, Гордон Лейк в Канаде, Пикви-Селеби в Ботсване). Для бимодальных формаций древних поясов характерно медноколчеданное оруденение (проявления в Формации Исуа в

Гренландии с возрастом 3.6 млрд. лет, месторождение Хунтоушань в Китае-3.2 млрд лет). Для последовательно дифференцированной вулканогенной формации характерно оруденение медно-цинк-колчеданной рудной формации (месторождения группы Маттаби-Маттагами, Кидд-Крик в Канаде), а с железисто-кремнисто-вулканогенной рудоносной формацией связаны месторождения железистых кварцитов, как в древних, так и в молодых зеленокаменных поясах (Исуа - Гренландия, Барбертон - ЮАР, Нгвения - Свазиленд; тип Алгома в США, Канаде, Бихар в Индии; Костомукша, Оленегорское в России). С этой же формацией ассоциируют месторождения золота и марганца (Себакве в Зимбабве, Хоумстейк в США, Морро-Велья в Бразилии).

Начиная с позднего архея, но преимущественно в палеопротерозое существенную роль в построении литосферы приобретают линейные подвижные области, наращивающие континентальную кору. Породные ассоциации (геологические формации), соответствующие определенным тектоническим условиям, были образованы в орогенических поясах аккреционной или коллизионной природы, рифтогенных и вулканоплутонических поясах. В палеопротерозойских коллизионных структурах часто выделяются области с древней корой, подвергнутой процессам эндогенной переработки (интрузивного магматизма, деформаций и метаморфизма) и соответственно эти пояса характеризуются преимущественно метаморфическими и магмато-метаморфическими формациями. Метаморфические формации обычно содержат месторождения минералов индустриального сырья. Например, с высокоглиноземисто-гнейсовой формацией ассоциируют месторождения силлиманита или кианита, абразивов (корунд, гранат) и мусковитовых пегматитов (Беломорский позднеархейско-палеопротерозойский коллизионный пояс), а с кальцифир-амфиболит-сланцевой формацией -- месторождения графита, апатит-флогопит-железорудные и волластонита типичные для палеопротерозойских коллизионных структур Пристанового пояса на Алданском щите. Аналогичные месторождения известны в Мозамбикском поясе в Ю. Африке, вмещающем также и редкометально-редкоземельные пегматиты (провинция Алту-Лигония). Магмато-метаморфические породные ассоциации, образованные по базальтоидам и интрузиям габбро-анортозитов, чарнокитам или эндербитам, представлены амфиболит-кристаллосланцевой формацией, которая специализирована на месторождения железистых кварцитов (Гомнакская железорудная зона в Пристановом поясе, рудопроявления в южной части Сутамского пояса). Кроме того, с подобными образованиями связана марганцеворудная гондитовая формация, распространенная в Индии и Намибии. Наиболее ярко выражена в подобных поясах габбро-анортозитовая формация, специализированная на комплексную апатит-титан-железорудную формацию, часто сопровождаемую редкометальным (цирконий-иттриевым) оруденением. Такого типа

оруденение проявлено в габбро-анортозитовых массивах Пристанового пояса (Джугджурский, Каларский массивы), Маганского блока Анабарского щита, титаномагнетитовое оруденение в Колвицком массиве на Кольском полуострове.

Стабилизированные к концу архея тектонические структуры в связи с палеопротерозойской тектонической перестройкой были подвергнуты дроблению на отдельные блоки, в шовных зонах между которыми и на стыках разнородных тектонических структур были образованы рифтогенные пояса. Они характеризуются линейной формой размещения вещественных комплексов с четко выраженной тенденцией формирования базальтоидов субщелочного ряда, сменяющихся последовательно дифференцированными вулканитами с терригенными и терригенно-карбонатными формациями. Характерной чертой таких структур является внедрение в верхнюю кору мафит-ультрамафитовых расслоенных и дифференцированных интрузий, с которыми ассоциируют хромитовая, сульфидная медь-никель-платиноидная, малосульфидная платиноидная и титан-железородная рудные формации. С гранитоидными дифференциатами расслоенных интрузий изредка связаны касситерит-силикатная рудная формация (гранит-порфиры Бушвельдского комплекса). Особо надо отметить интрузивную фойдитовую формацию, с щелочно-карбонатитовыми комплексами (с возрастом 2.0-1.8 млрд. лет) которой связаны месторождения уран-медь-апатитовой и редкометально-редкоземельной рудными формациями (например, интрузивный комплекс Палабора в Ю. Африке). Гранитная и щелочно-гранитная формации являются главными для формирования в связи с ними месторождений редкометальных, редкоземельных и олово-ураноносных пегматитов, временные рамки формирования которых соответствуют 1.9-1.6 и 1.1-0.8 млрд. лет. По сравнению с археем в палеопротерозое разнообразие типов редкометальных месторождений заметно возрастает (Sn-Li пегматитовые пояса в США, на Мадагаскаре, Li-Ta-Nb пегматиты Мали, Li-Be пегматиты шт. Раджахстан в Индии и др.). Наряду с интрузивными формациями в рифтогенных поясах палеопротерозоя выделяются рудоносные вулканогенные и осадочные формации со специфическими железисто-кремнисто-терригенной формацией, сопровождаемой месторождениями железистых кварцитов и кремнисто-карбонатно-черносланцевой с месторождениями свинцово-цинковой рудной формации.

Аккреционные орогенические пояса являются структурами характерными для палеопротерозоя, в составе которых могут быть выделены стратифицированные формации свойственные примитивным и зрелым островодужным зонам с вулканогенными и осадочно-вулканогенными бимодальными и мультимодальными последовательно дифференцированными базальтидными, базальт-андезит-дацитовыми формациями, с которыми связаны месторождения медноколчеданной кобальт-медноколчеданной и

колчеданно-полиметаллической рудных формаций. Наиболее ярким примером могут быть месторождения Свекофеннской складчатой области Балтийского щита с месторождениями этих рудных формаций (Хаммаслахти, Оутокумпу, Пюхясалми-Виханти в Финляндии, групп Фалун и Шеллефтео в Швеции).

Интрузивные формации в орогенических областях докембрия представлены обычными для подобных структур раннеорогенной перидотит-пироксенит-норитовой формацией специализированной на сульфидное медно-никелевое оруденение (например, месторождения Коталахти, Хитура и др. в Финляндии) и позднеорогенной диорит-гранодиоритной, с которой ассоциируют медно-молибден порфиоровые (Раутио, Нерка и др. в Швеции), а также медно-вольфрам порфиоровые месторождения (Илеярви - Финляндия, Хёркен в Швеции).

Вулканоплутонические пояса - структуры наиболее специализированные в отношении редкометальной рудоносности слагающих их формаций. К таким структурам относятся: широтный Ладожско-Далекарлийский пояс Балтийского щита, отмеченный интрузиями гранитов рапакиви (Аландский, Выборгский и Салминский массивы), меридиональный пояс выходов гранитов-рапакиви, протягивающийся на юг с территории Швеции от массива Рагунда через Аландский массив и Рижский интрузив гранитов рапакиви на Украинский щит к Житомирскому массиву. Глобальным типом могут рассматриваться также Аkitкан-Улканский пояс гранитоидов и фельзитовых вулканитов, обрамляющий с юга Сибирскую платформу и сходный по составу пород пояс Мазатцал, обрамляющий с юга Северо-Американскую платформу. Большинство подобных структур формировалось во временной интервал 1.8-1.6 млрд. лет и с гранитоидными формациями, ассоциирующими с ними, связаны оловорудные и редкометально-полиметаллические месторождения (например, Питкярантское олово-редкометально-полиметаллическое месторождение в Ю. Карелии, серебряно-вольфрам-оловорудное месторождение в шт. Миссури в США, кварц-вольфрамитовое месторождение Баггарторп в Швеции, касситерит-кварцевое оруденение в гранитах рапакиви Волф-Ривер в США). В вулканоплутонических поясах северной Австралии известны месторождения порфиорового типа, варьирующие по составу от Cu-Mo-Bi и Cu-Ag-Bi до Cu-W и чисто вольфрамовых (рудные районы Теннант-Крик, Хатчос-Крик и др.).

В целом можно отметить, что с ростом континентальной литосферы от раннего архея к протерозою происходит усложнение типов тектонических структур, усиление степени дифференцированности геологических и рудных формаций. На рубеже около 2.5 млрд. лет появляются значительные массы калиевых гранитов, а также фойдитовые формации, происходит увеличение роли карбонатных, углеродистых и высокоглиноземистых пород. В ряду рудных месторождений наблюдается смена типично сидерофильных и сидеро-

халькофильных ассоциаций, связанных с породами образованными из недифференцированного мантийного вещества на более разнообразный набор ассоциаций: литофильные, лито-халькофильные и халькофильные, имеющими источниками не только обедненную мантию, но и верхнюю кору, и обогащенную мантию.

Начиная с палеопротерозоя (иногда захватывая и конец позднего архея) в формировании континентальной коры существенную роль приобретают линейные мобильные, часто обрамляющие возникшие к этому времени кратоны, и ареальные стабильные рудоносные структуры. Линейные структуры подразделяются на орогенные аккреционные и коллизионные пояса, а также на анорогенные - континентальные рифтовые и вулканоплутонические пояса и позднепротерозойские авлакогены. Эпикратонные ареальные рудоносные тектонические структуры отвечают стабильным областям субплатформенного (интракратонные бассейны) и платформенного (докембрийские чехлы плит) режимов, причем реальные чехлы плит формируются, начиная с позднего протерозоя.

Активизация континентальной коры, сформированной и стабилизированной в архее, на раннем этапе тектонической эволюции (период 2.5-2.0 млрд. лет) палеопротерозоя, выражена преимущественно в формировании линейных рудоносных тектонических структур – континентальных рифтов. Вещественное наполнение рифтов отражает степень их раскрытия и соответственно различия в металлогении. Характерной чертой этих рудоносных структур является ассоциация осадочных пород, бимодальных (толеитовые базальты и риолиты) вулканитов с телами расслоенных и дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузий, сопровождаемых роями мафических даек. Для палеопротерозойских континентальных рифтов наиболее типичным являются месторождения Cr, Cu-Ni, Fe-Ti-V и платиноидов в расслоенных и дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузиях (Великая Дайка в Зимбабве, Монча и Печенгская группа северо-запада России, Чиней в Восточной Сибири, пояс Томпсон в Канаде). С вулканогенно-осадочными комплексами, мафическими дайками и анорогенными порфировыми интрузиями, упомянутых рудоносных структур этого возраста, связано также гидротермальное медно-золоторудное оруденение, например, в Куусамо-Куолаярвинской структуре Северной Карелии (Турченко и др., 1992, Ranka, Vanhanen, 1992) или в раннепротерозойских провинциях Австралии (Davidson, Large, 1994). Особое место в континентальных рифтовых рудоносных структурах занимают фойдитовые формации, с которыми связаны месторождения U-Cu-P с платиноидами, редких металлов и земель, флогопита и алмазов в кимберлитах и лампроитах. Палеопротерозойские месторождения такого рода известны в ЮАР (Палабора) и Канаде (Стрейндж Лейк), но более обычны позднепротерозойские и фанерозойские щелочно-ультрамафитовые интрузии и дайки (например, на Балтийском щите рифейские лампроиты Костомукши и

Кандалакшского грабена, с которыми связывают алмазоносность региона; к этапу герцинской рифтогенной активизации приурочены также крупные месторождения апатита, редких металлов и земель, флогопита и алмазов – Хибины, Ловозеро, Ковдор на Кольском п-ве, алмазоносные кимберлитовые трубки Зимнего берега Белого моря, района Куопио в Финляндии).

Для второй половины палеопротерозоя, особенно для периода 2.0-1.75 млрд лет, типично формирование орогенических поясов с признаками аккреционного типа формирования континентальной коры, которые рассматриваются также в качестве структур активных континентальных окраин (Глебовицкий и др., 1994). Такие пояса характеризуются покровно-складчатым строением с отчетливой тектонической зональностью структурно-вещественных комплексов, выраженной в образовании офиолитовых, островодужных и заостроводужных магматических и осадочных комплексов, широким развитием синтектонических и посттектонических гранитоидов, отличающихся геохимической специализацией. В таких структурах часто проявлен зональный региональный метаморфизм. Наиболее типичными палеопротерозойскими поясами являются Транс-Гудзонский, Уопмей и Пинокен на Канадском щите, пояс Моахве в США, Бирриманский и Намакваленд-Намибийский в Африке, Свекофеннский на Балтийском щите. В пределах Индостанского щита такой известной структурой является пояс Дели-Аравалли с крупными полиметаллическими (Завар, Райпура) и медными (Кхетри) месторождениями. На территории России подобного рода образования палеопротерозоя (с возрастом 2.0-1.85 млрд лет) известны в Карелии, например, Северо-Ладожский пояс, являющийся частью Свекофеннского пояса Финляндии (Глебовицкий, Турченко, 1970) и Северо-Карельский пояс (Московченко, Турченко, 1975).

В составе Алдано-Станового щита в качестве орогенической складчатой структуры выделяется Джугджуро-Становая складчатая область (ДССО) позднеархейско-палеопротерозойского тектонического развития (Московченко, 1988; Рундквист, Турченко, 1990). Для этой структуры характерно образование тектонической зональности, выраженной в образовании овальных и линейных структур, хорошо воспроизводимых на мелкомасштабных космоснимках. В ядрах овальных структур обнажается основание складчатой области, представленное переработанными в позднеархейский и раннепротерозойский этапы гранулитогнейсовыми ареалами, к которым приурочены интрузии разновозрастных гранитоидов, в том числе и фанерозойских. Последние связаны с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации и специализированы на Au, Mo, Pb, Zn и редкие металлы. Периферия овальных структур сложена поясами высокобарических гранулитов базитового и парагнейсового состава, а также мрамор-амфиболовых комплексов с месторождениями железа, титана, апатита и флогопита. Кроме линейных поясов

высокобарических гранулитов в пределах ДССО выделяются также линейные зоны, сложенные раннепротерозойскими метавулканоогенно-осадочными комплексами джелтулакской свиты, с которыми связаны железо-, медно- и золоторудные проявления. Вторым характерным элементом металлогении ДССО являются длительно живущие шовные зоны глубинного заложения (Сутамский и Тукурингский разломы) с характерной комплексной минерализацией - Fe, Ti, Mo, Au, Cu, апатит, редкие земли и редкие металлы. В соответствии с тектонической зональностью здесь хорошо проявлена и металлогеническая зональность. Такая особенность вообще характерна для аккреционных орогенических структур и проявлена достаточно выразительно в Свеккофеннском поясе на Балтийском щите, где зонам с офиолитовыми ассоциациями свойственны месторождения с Cu-Co-Zn-Ni оруденением (тип Оутокумпу в Финляндии), а островодужные комплексы с инициальным толеитовым вулканизмом и дифференцированными габбро-гипербазитовыми интрузиями несут Cu-Fe, Cu-Pb-Zn, Cu-Ni оруденение в Главном рудном и Южном поясах Финляндии, зонах Шеллефтео и Фалун в Швеции и частично представлены рудопроявлениями Северного Приладожья в Карелии (Турченко, 1978). Зоны синтетектонических интрузий здесь обычно сопровождаются редкометальными, редкометально-полиметаллическими, медно-золоторудными, W-скарновыми и медно-молибденовыми порфировыми месторождениями.

Коллизионные орогенические пояса представляют собой структуры, длительно и дискретно развивающиеся на древней континентальной коре (например, Беломорский пояс на Балтийском щите, пояс Лимпопо в Ю.Африке - архей-палеопротерозойского развития) и изредка с доказанной изотопно-геохимическими методами ювенильной палеопротерозойской корой (например, Лапландский гранулитовый пояс). Такие структуры появляются, начиная с позднего архея и преимущественно в протерозое, в том числе и в палеопротерозое. Эти структуры характеризуются полициклическими проявлениями складчатых деформаций и обычно высокоградиентного регионального метаморфизма, а также неоднократным магматизмом выраженном во внедрении коллизионных гранитоидов S и I- типов габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Для них свойственны также эшелонированные глубинные надвиги, зоны рассланцевания и высокобарический гранулитовый метаморфизм в линейных зонах. Подобные зоны, в составе которых преобладают мафические породы, представляют собой, вероятно, пластины нижней коры, выжатые в ходе коллизионных процессов. Специфика коллизионных процессов заключается в том, что они не приводят к новообразованию континентальной коры, но преобразуют ее и приводят к возрастанию ее мощности в зонах коллизии континентальных плит или микроплит, где в связи с длительно проявляющимися тектоно-термальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества (Беломорский пояс в Карелии,

Пристановой пояс Алдано-Станового щита, Монхоолинская и др. схожие зоны на Анабарском щите, пояса Мозамбикский и Лимпопо в Ю.Африке). Вследствие этого коллизионные структуры могут рассматриваться также как области и пояса тектоно-термальной переработки (Хаин, 1985), которые подразделяются на два подтипа. Пояса первого подтипа начинали свое развитие в позднем архее и заканчивали его в раннем протерозое, включая в свой состав как архейские структурно-вещественные комплексы, так и супракрустальные и интрузивные палеопротерозойские комплексы (пояс Лимпопо в Ю. Африке, Беломорско-Лапландский и Пристановой пояса в России, Рукерский пояс в Антарктиде, пояс Торнгат на востоке Канадского щита). Пояса второго подтипа продолжали особенно активно развиваться в позднем протерозое (Масгрейв, Олбани-Фрезер в Австралии, Внутренней Монголии-Ляонина в Китае, Приатлантический пояс в Бразилии, Гренвиллский пояс на юго-востоке Канадского щита). Для поясов этих двух подтипов характерно неоднократное проявление высокобарического гранулитового метаморфизма, наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождаемый гранитизацией и внедрением габбро-анортозитовых и анортозитовых интрузий.

Для коллизионных орогенических структур в связи с неоднократной переработкой вещественных комплексов характерны большей частью месторождения нерудного сырья, образованного в результате действия метаморфо-метасоматических процессов (мусковитовых и редкометальных пегматитов и метасоматитов, корунда, силлиманита, граната, камнесамоцветного сырья, графита и др.). Области фанерозойской тектоно-магматической активизации также часто унаследовано развиваются вдоль подобных докембрийских линейных зон и с ними обычно бывает связано золотое и редкометально-полиметаллическое оруденение (например, в южном обрамлении Сибирского кратона или в северном обрамлении раннедокембрийского блока Северного Китая).

Интервал времени, завершающий тектоническое развитие раннего протерозоя (1.7-1.6 млрд. лет) и проявленный преимущественно в позднем протерозое характеризуется также образованием еще одного типа линейных эпикратонных рудоносных тектонических структур – анорогенных вулканоплутонических поясов, в составе которых преобладают магматические комплексы, главным образом, кислого состава. В зависимости от тектонического положения и преобладающей ассоциации слагающих их пород, выделяются пояса, заложенные на древней континентальной коре, в которых субщелочные серии вулканитов андезит-риолитового ряда и щелочные гранитоиды вмещают Sn, Sn-W, W-Mo, Au, Pb-Zn, редкометально-редкоземельные метасоматические и пегматитовые месторождения. На территории России подобного рода оруденение распространено в пределах гигантского вулканоплутонического пояса, протягивающегося вдоль южной

окраины Сибирской платформы от Енисейского щита до востока Алдано-Станового щита. Кроме того, выделяются анокрогенные пояса преимущественно плутонические, сложенные анортозит – рапакиви-гранитной ассоциацией (например, вдоль южной окраины Балтийского щита и в фундаменте Восточно-Европейской платформы: плутонические пояса Аландского–Выборгского-Салминского массивов и Рижско-Коростеньско-Новомиргородского). С этой породной ассоциацией сопряжено олово и олово-редкометалльно-полиметаллическое оруденение (Питкьярантское и Уксинское месторождения в Сев. Приладожье на Балтийском щите). Крупные месторождения такого типа известны в пределах докембрийского основания Северо-Американской и Северо-Китайской платформ, Амазонской платформы в Бразилии (пояс Рио-Негро – Жуэрно) и в Австралии (пояс Гоулер-Рендж).

Ареальные эпикратонные тектонические структуры представлены интракратонными бассейнами, одни из которых характеризуются достаточно хорошо выраженным магматизмом (интракратонные бассейны, завершающие развитие рифтов или орогенических поясов), а другие отражают кратонизацию континентальной коры и являются амагматичными и могут принадлежать к типу окраинно-континентальных бассейнов или пассивных континентальных окраин (Глебовицкий и др., 1994). Этим свойством они приближаются к позднедокембрийским чехлам плит, характеризующих древние платформы (Рундквист, Митрофанов, 1988). Эпикратонные бассейны, как рудоносные структуры характерны для раннеархейских и постархейских кратонов, но амагматичный тип таких структур типичен в основном для позднего протерозоя. Помимо осадочных пород, в строении эпикратонных бассейнов нередко существенное участие принимают вулканиты, иногда образующие достаточно мощные толщи (иногда до нескольких тысяч метров, например, Вентерсдорп в Ю. Африке или Фортескью в Зап. Австралии). Преобладают среди вулканитов континентальные толеитовые базальты (например, в Ятулийском бассейне Карелии - близкие по химизму фанерозойским траппам Индостана и Сибирской платформы) иногда с прикритами (суйсарий Онежского эпикратонного бассейна в Ю. Карелии) и кислые эффузивы (в Пана-Куолоярвинской, Лехтинской эпикратонных ятулийских структурах Сев. Карелии). Вулканизм в таких структурах имеет бимодальный характер и отчетливо связан с проявлениями рифтогенной тектоники и они часто развиваются в качестве эволюционного продолжения континентальных рифтов. С осадочными и вулканогенными комплексами позднеархейских бассейнов связаны типичные для них месторождения золото-ураноносных конгломератов (Витватерсранд, Тарква), а для позднеархейско-палеопротерозойских - железистых кварцитов (в бассейне Хамерсли в Австралии) или высокоглиноземистого сырья (кианит в Кейвском бассейне, Кольский п-ов). С осадочными комплексами палеопротерозойских бассейнов связаны месторождения медистых песчаников (наиболее

крупное из них Удоканское, Алдано-Становой щит), шунгитов (Захогино в Онежском бассейне, Балтийский щит), а с вулканогенными – Cu-Co оруденение (Онежский бассейн). С более поздней палеопротерозойской тектоно-магматической активизацией таких рудоносных структур связано редкометальное оруденение (крупнейшее Катугинское месторождение в гранитоидах, прорывающих породы Удоканского эпикратонного бассейна) или же Cr-Pt-V-U месторождение Падма в уже упомянутой Онежской структуре. Подобные рудоносные структуры верхнепротерозойского возраста содержат схожее, но более разнообразное в минералогическом отношении оруденение (например, Cu-Co месторождения сланцевого пояса Заира-Замбии, Cu-U-Au-Fe окисдно-сульфидное месторождение Олимпик-Дэм в бассейне Гоулер-Рендж Австралии, стратиформные Pb-Zn и баритовые месторождения в бассейне Куддапах в Индии, месторождения урана бассейна Атабаска в Канаде).

Докембрийский плитный чехол кратонов также представляет одну из важных рудоносных структур докембрия. Пример наиболее изученных структур такого рода (Восточно-Европейской и Сибирской) показывает, что он сложен верхнепротерозойскими доплитными и плитными комплексами (Запольнов, 1988). Доплитные комплексы слагают авлакогены, заложенные вдоль обновленных глубинных разломов в кристаллическом раннедокембрийском фундаменте платформ и сложенные морскими мелководными и терригенно-карбонатными отложениями. Последние вмещают свинцово-цинковые стратиформные месторождения (например, Сардана в Ю.В.Якутии или Коппермайн-Ривер на севере Канады). Плитный чехол обычно сложен морскими обломочными терригенными и карбонатными породами, с которыми связаны стратиформные магнезитовые, сидеритовые месторождения (например, в Башкирском Предуралье), и проявления марганцевого оруденения, фосфоритов и титаноносных россыпей.

Завершая обзор рудоносных структур докембрия можно сделать следующий вывод. В истории геологического развития земной коры, сложенной докембрийскими комплексами, начиная с палеопротерозоя, наблюдается закономерное возрастание типов рудоносных тектонических структур и соответственно формационно-генетических типов месторождений. От архея к позднему протерозою возникают гомологические ряды рудоносных структур, некоторые из которых к тому же последовательно наращивали континентальную кору: 1) ареальные структуры: архейские гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области → позднеархейские и раннепротерозойские эпикратонные бассейны → позднепротерозойские чехлы плит; 2) линейные структуры: архейские зеленокаменные пояса → раннепротерозойские эпикратонные континентальные рифтовые пояса → раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогенические пояса → позднепротерозойские анорогенные вулканоплутонические пояса и авлакогены.

Глава 2. Металлогенические особенности анорогенных процессов рифтогенеза и эволюция континентальной коры в палеопротерозое.

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 отдельных энсиалических интракратонных бассейнов, в то время как другие, имеющие линейные черты, выразились в образовании континентальных рифтов. Переход геодинамических режимов в палеопротерозое к типу современных соотношений - кратон/рифт не была резким, так как начало образования отдельных крупных рифтогенных структур происходило уже в позднем архее: например, в Австралии (Blake, Groves, 1987), в бассейне Витватерсранд в Южной Африке (Tankrad et al., 1982), в Кейвском бассейне на Кольском п-ове (Митрофанов и др., 1997).

Формирование рифтогенных рудоносных структур происходило в палеопротерозое, главным образом в период 2.5-2.1 млрд. лет с продолжением в период 2.0-1.8 млрд. лет, для которого было характерно завершение фаз рифтогенеза в континентальных рифтах и наиболее заметен переход к формированию аккреционных структур (островодужных поясов, заостроводужных бассейнов и др.), сопровождаемых последующей складчатостью, коллизией и др. орогеническими событиями. Рифты, формирование которых связано с начальным этапом развития аккреционных структур здесь не рассматриваются, т.к. они и в тектоническом и в металлогеническом отношении характеризуют рудоносные структуры орогенических поясов в целом.

2.1. Общие закономерности формирования континентальных рифтов палеопротерозоя.

В большинстве своих особенностей палеопротерозойские рифтогенные структуры достаточно сходны с подобными мезо-кайнозойскими геодинамическими обстановками, но длительностью и многофазностью значительно от них отличаются. Так, например, эпоха многофазного развития рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга в пределах Балтийского щита обладала продолжительностью проявления эндогенных процессов от 2.5 до 1.85 млрд. лет (Turchenko, 1992; Щеглов и др., 1993; Смолькин и др., 1995), а формирование эпикратонного бассейна Гурон в Канаде происходило в течение 2.45-2.1 млрд. лет (Roscoe, Card, 1992). Типичным проявлением протерозойской рифтогенной активизации архейских кратонов являются рои мафических даек и расслоенные мафит-ультрамафитовые

комплексы, вмещающие крупнейшие месторождения Cu-Ni, Fe-Ti-V и платиноидов, внедрение которых также происходило в обстановках континентального рифтогенеза.

Близкое к рифтогенезу и анорогенное по характеру магматизма происхождение имеют также большинство неопротерозойских анортозитовых массивов, анортозит-рапакиви-гранитные и гранит-риолитовые комплексы, которые типичны для вулcano-плутонических структур, главным образом, позднего протерозоя (в интервале 1,7-0,9 млрд. лет) и соответственно не рассматриваются в данном исследовании.

Одним из наиболее остро обсуждаемых аспектов континентального рифтинга был вопрос термотектонического происхождения рифтов. В целом контрастные модели описывали «пассивные» рифты (Милановский, 1976) как результат растяжения и раскола литосферы (типа Байкальского рифта), что вызывало проявление базитового магматизма при декомпрессионном плавлении верхней мантии (McKenzie, Bickle, 1988). С другой стороны существуют геологические, экспериментальные и петрологические свидетельства того, что «активные» рифты генерируются при утонении литосферы под воздействием эндогенных мантийных плюмов (Burke, Dawey, 1973; Грачев, 1977). Плюмы, в свою очередь, могут быть вызваны изменениями энергетических процессов на разделе ядра и мантии. Такие же аргументы о происхождении пассивных и активных рифтов применимы и к протерозойским рифтам и в частности к палеопротерозойским (Милановский, 1983; 1999). Рифты, образованные на интенсивно утоненной или разорванной континентальной коре характеризуются базальтами с признаками заостроводужного или гранично-континентального типа и даже срединно-океанических хребтов (MORB типа). Рифтовые структуры, в которых мафитовые породы носят такой характер, часто относят к «продвинутому» типу континентальных рифтов, свидетельствующих о формировании локальных бассейнов с океанической корой (Красноморский тип), но такие структуры не характерны для начального этапа развития раннего протерозоя (2.5-2.1 млрд. лет), а более типичны для позднего этапа (2.0-1.8 млрд. лет), например палеорифтовые пояса этого возрастного интервала на Балтийском (Печенгская структура на этом этапе развития) и Канадском (пояс Томпсон) щитах. Возрастные, петрологические и геохимические различия этапов рифтогенного развития в палеопротерозое нашли свой отпечаток и на металлогенических особенностях подобных структур, что и будет рассмотрено в дальнейших разделах главы.

Таким образом, процессы рифтогенеза во многом являлись следствием глобальных тектонических причин, определяющих формирование и пространственное размещение одного из главных тектонических элементов земной коры – рифтовых зон или систем. В работе представления о геодинамической природе рифтов базируются на понятиях о

рифтогенезе, как проявлении растяжения литосферы и последующего её раздвига с формированием линейных рифтов. Рифты генерируются при утонении литосферы под воздействием эндогенных мантийных плюмов (Burke, Dawey, 1973; Грачев, 1977). Плюмы, в свою очередь, могут быть вызваны изменениями энергетических процессов на разделе ядра и мантии. Представления о геодинамической природе рифтогенеза базируются на понятиях о рифтогенезе, как проявлении растяжения литосферы и последующего её раздвига с формированием линейных рифтовых структур разных стадий их раскрытия в областях подъема мантийных диапиров (Милановский, 1976; 1999; Грачев, 1977), а также новейшего понимания плюм-тектонического развития Земли (Kumazawa, Maruyama, 1994; Пущаровский, 1995; Хаин, 1995). С последним стилем развития связаны многократные пульсации мантийного вещества и мантийные плюмы, контролируемые процессами, происходящими во внешнем ядре Земли близ границы ядра и нижней мантии. Эти явления ведут к проявлению в верхней коре рассеянного рифтогенеза, вызванного мантийным магматизмом, локализованным вдоль зон глубинных разломов, а современные области рифтогенеза характеризуются также и повышенной сейсмичностью. Области рифтогенеза обладают специфическим глубинным строением литосферы, характерным магматизмом и рудообразованием не только в главных зонах раскрытия рифтов, но и в пределах плечевых частей рифтов, участках развития поперечных и диагональных разломов. Именно такие области и пояса контролируют размещение рудных месторождений, в том числе и крупных, поскольку их формирование связано с длительно развивающимися рудогенерирующими системами.

Наиболее ранние признаки протерозойского эпикратонного рифтогенеза (в период 2.5-2.1 млрд. лет) были отражены в глобально проявленных магматических событиях, выраженных во внедрении мафических интрузий и роев даек. Такие события проявлены во многих эpiarхейских кратонах: в Зимбабве - Великая Дайка (2460 ± 16 млн. лет, Wilson, Prendergast, 1989), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Западной Австралии (2420 ± 30 млн. лет, McClay, Campbell, 1976); линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440 ± 20 млн. лет, Alapieti et al., 1990) и Олангской группы в Сев. Карелии (2,45-2,43 млрд. лет, Turchenko, 1992; Amelin et al., 1995); расслоенные интрузии Кольского п-ва ($2450-2470 \pm 30$ млн. лет, Balashov et al., 1993); дайки Матачеван (2,45 млрд. лет, Nelson et al., 1990) в провинции Онтарио на Канадском щите; дайки Скоур в архейском блоке Северо-Западной Шотландии (2390 млн. лет, Weaver, Tarney, 1981); рои даек Кенора-Кабетогоама (2120 ± 67 млн. лет) в Сев. Миннесоте в США (Southwick, Halls, 1987). Свидетельства режима растяжения заложены и в других особенностях палеопротерозойских коровых структурно-вещественных комплексов, включающих не только проявления рифтового интрузивного магматизма, но и литологию,

стратиграфическую последовательность, мощности слоев и их структурные и стратиграфические соотношения с древней корой. Так, например, накопление мафических вулканитов значительной мощности в кратонических условиях является главным критерием для установления проявления рифтинга. При этом вулканизм, являясь важным элементом эволюции рифтов, происходит обычно на ранних стадиях и продолжается в течение всех последующих этапов рифтогенеза. Вулканические породы рифтовых структур по составу обычно представлены бимодальными сериями--мантийными мафическими толеитами и подчиненными им риолитами, образованными большей частью при плавлении континентальной коры.

Осадочные породные ассоциации, интерпретируемые в качестве производных континентального рифтинга, включают в свой состав аркозовые и флювиальные песчаники и конгломераты указывающие на быстрый перенос осадочного материала и захоронение его в субэаральных бассейнах, озерные отложения, эвапориты, отложения стабильных шельфовых фаций--карбонатные и железистые формации и турбидитового типа граувакки и пелиты, отложенные вдоль континентальных границ быстро погружающихся энсиалических бассейнов.

В большинстве палеопротерозойские породы рифтогенного происхождения подвержены сильной перекристаллизации при практически всегда проявленном метаморфизме, так что они теряют структурные и текстурные признаки, поэтому только стратиграфические соотношения и геохимические особенности вулканитов могут быть пригодными для интерпретации их тектонической принадлежности. Геохимические признаки тектонической принадлежности вулканитов по петрогенным компонентам и элементам-примесям, используемые при петролого-геохимическом изучении вещественных комплексов и их палеотектонической интерпретации (например, по диаграммам Pearce, Cann, 1973; Pearce et al., 1977 и др.), в общем, подтверждают рифтовое происхождение бимодальных серий вулканитов в соответствующих линейных структурах. Тем не менее, необходим достаточно осторожный подход в тектонических интерпретациях только по геохимическим данным, поскольку петрогенные компоненты и элементы примеси могут быть частично мобилизованы при метаморфизме и других изменениях анализируемых породных ассоциаций. Также существуют и другие ограничения, как, например, некоторые региональные геохимические особенности вещественных комплексов, унаследованные от пород первоисточника. Это может быть связано с тем, что существует достаточно значимая изотопно-геохимическая неоднородность пород архейских кратонов. Например, неоднородность изотопно-геохимического состава пород архейских зеленокаменных поясов, что характерно для Карело-Кольского кратона, где неоднородность изотопно-

геохимического состава коматиитов зеленокаменных поясов связана с гетерогентностью строения верхней мантии Балтийского щита в архее (Вревский, 2000). Соответственно, для установления тектонической природы вещественных ассоциаций предполагаемых рифтогенных структур необходимы не только детальные геохимические и петрологические их исследования, но и весь комплекс геологических данных, включая и анализ дистанционных материалов (Турченко и др., 1997).

2.2. Металлогения континентальных рифтов раннего протерозоя

Хроностратиграфические соотношения и особенности двухэтапного (2.5-2.1 и 2.0-1.9 млрд. лет) тектонического развития континентальной коры в палеопротерозое, отмеченные в гл.1, не менее определенно были выражены в формировании рудоносных структур континентальных рифтов и характере их металлогении. Зоны континентального рифтогенеза характеризуются широким спектром полезных ископаемых, связанных с магматическими комплексами – Cu, Ni, PGE, Co, Ti, Fe, Sn, Mo, U, редкие земли, апатит и др., но в работе акцентируется внимание, главным образом, на особенностях металлогении медно-никелевого и платинометального оруденения.

Кратонические обстановка, сформированная к концу архея в результате аккреции вулканических дуг и внутриплитного гранитоидного магматизма, существовала достаточно стабильно в течение последующих нескольких сотен миллионов лет в период раннего протерозоя. Продолжали развиваться некоторые крупные интракратонные бассейны, заложенные еще в конце архея и продолжавшие свое развитие в раннем протерозое (например, бассейны Трансвааль в Ю. Африке, Хамерсли в Австралии, Гуронский в Канаде, Кейвский на СЗ России), а на начальном этапе раннего протерозоя (преимущественно в период 2.5-2.4 млрд. лет назад) происходило внедрение роев мафических даек и мантийных расслоенных интрузий в обстановках континентального интракратонного рифтогенеза, отражающего глобальную эпоху растяжения континентальной коры раннего протоконтинента. На рис. 2-1 показаны известные глобальные области наиболее раннего (2.5-2.4 млрд. лет) проявления мафитового магматизма в палеопротерозое. Обобщение изотопно-геохронологических данных и морфолого-структурных форм проявления рифтогенных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий показывает, что, как и рои мафических даек, расслоенные интрузии начального этапа палеопротерозоя представляли собой линейные крупные дайкоподобные тела с отдельными раздувами в виде самостоятельных интрузивных тел, таких, например, как интрузии комплекса Ист Булл Лейк, Агню на юге Канадского щита (рис.2-2) или в комплексах расслоенных интрузий палеорифтовых структур Балтийского щита (рис.2-3). В большинстве областей проявления

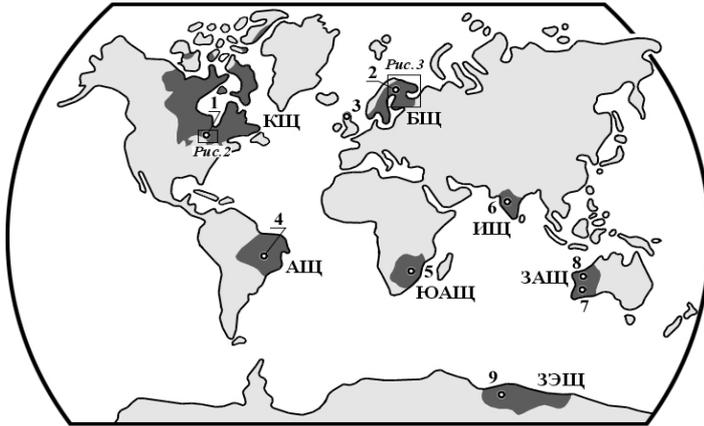


Рис. 2-1. Глобально проявленные области мафитового магматизма (расслоенные интрузии, рои даек и базальтоидные вулканиты) начального этапа континентального рифтогенеза палеопротерозоя (2.5-2.4 млрд. лет): 1-интрузии комплекса Ист Булл Лейк, дайки Херст-Матачеван и базальты группы Эллиот Лейк Канадского щита (КЩ); 2-интрузии, дайки Пя-озера, Виинаки и базальты сумия-сариолия севера Балтийского щита (БЩ); 3-дайки Скоур в Шотландии; 4-интрузия габбро-анортозитов Никвеландия Амазонского щита (АЩ); 5-Великая Дайка Южно-Африканского щита (ЮАЩ); 6-дайки штата Майсур и базальтоиды пояса Аравалли Индийского щита (ИЩ); 7- интрузия Джимберлана и дайки Биннеренжи Западно-Австралийского щита (ЗАЩ); 8- дайки холмов Вестфолд щита Земли Эндерби, Антарктида (ЗЭЩ).

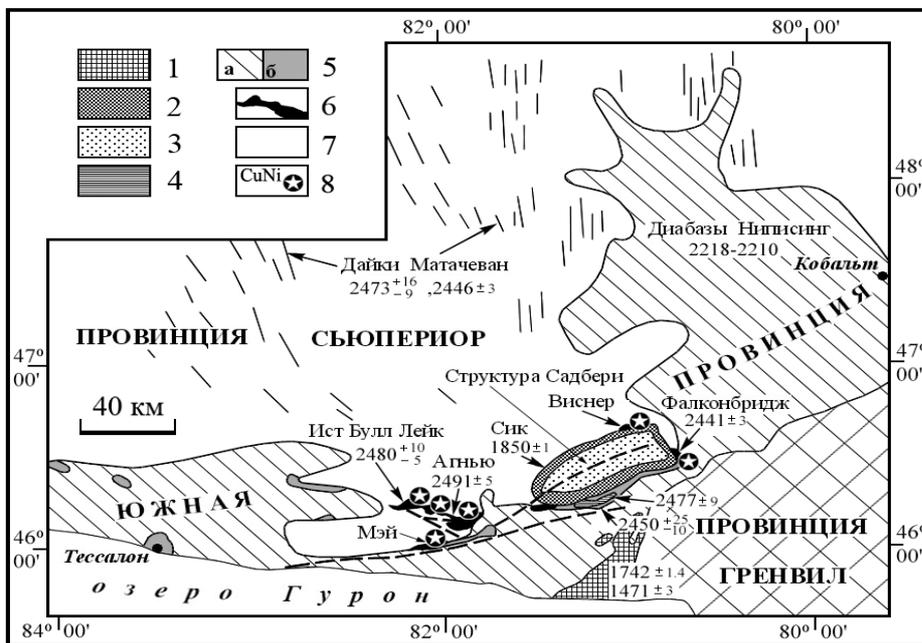


Рис.2-2. Расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии и рой мафитовых даек палеопротерозойского этапа рифтогенеза 2.5-2.4 млрд. лет на юге Канадского щита (по Vogel et al., 1998 с дополнениями автора). Возрастные значения приведены в млн. лет. 1- гранитоиды позднего этапа; 2- комплекс интрузивных пород Садбери (СИК); 3- осадки группы Уайтуотер; 4- гранитоиды этапа рифтогенеза; 5- а) метаосадки супергруппы Гурон, б) базальтоиды и др. вулканиты группы Эллиот Лейк супергруппы Гурон; 6- комплекс расслоенных интрузий (Ист Булл Лейк, Агню, Викнер, Мэй и др.); 7- архейская гранит-зеленокаменная область.; 8- Ni, Cu – месторождения с платиноидами.

палеопротерозойского магматизма начального этапа глобального рифтогенеза эти дайкообразные тела (за исключением гигантской по масштабам Великой Дайки в Зимбабве) в современном эрозионном срезе проявлены как линейные пояса интрузий четковидной формы, что связано с наложением на них разрывных и складчатых деформаций более

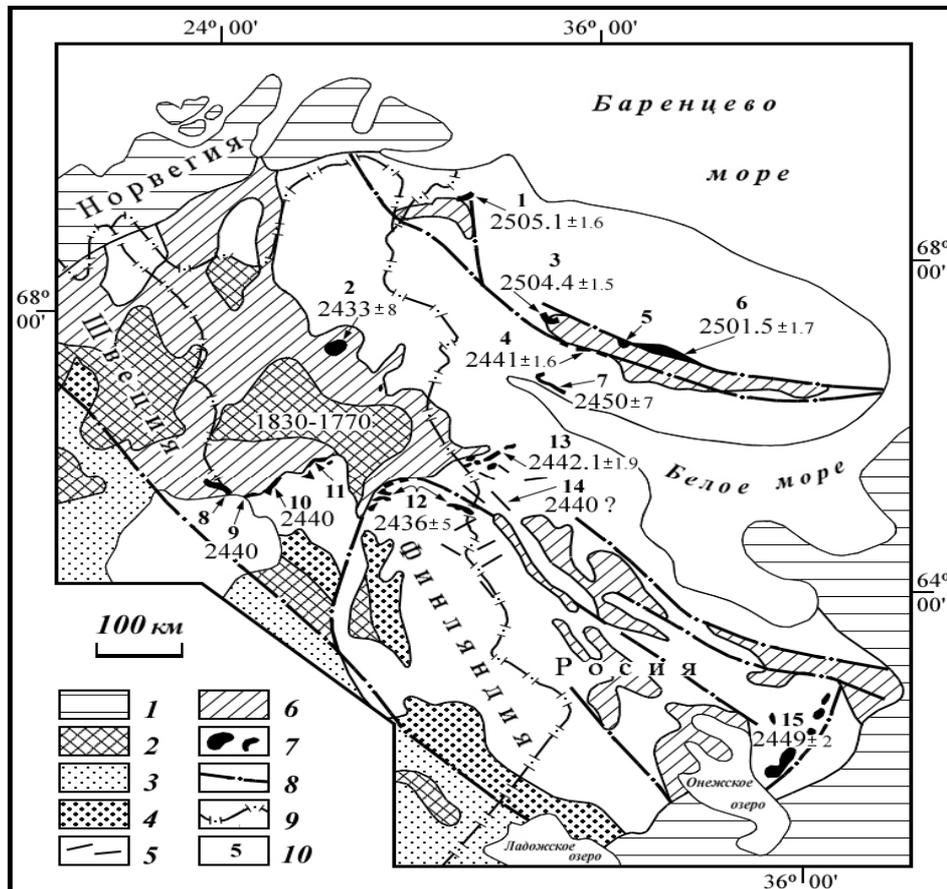


Рис.2-3. Расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии и рой мафитовых даек палеопротерозойского этапа рифтогенеза 2.5-2.4 млрд. лет Балтийского щита. 1- фанерозойские образования Каледонского складчатого пояса и чехла Русской плиты, 2- анорогенные (1830-1770 млн. лет) гранитоиды, 3- аккреционные вулканогенно-осадочные комплексы с ювенильной палеопротерозойской корой Свеккофеннского орогенического пояса, 4- те же комплексы на архейской континентальной коре (показана белым полем), 5- мафические дайки, 6- рифтогенные палеопротерозойские осадочные и вулканогенные комплексы (2.45-1.85 млрд. лет), 7-комплексы расслоенных интрузий 2.5-2.4 млрд. лет, 8- глубинные разломы, маркирующие положение палеорифтовых структур, 9- государственные границы, 10- интрузии и комплексы расслоенных интрузий: 1-г.Генеральской, 2-Койтилайнен, 3-Мончегорская, 4-Имандровская, 5-Федоровой Тундры, 6-Панских Тундр, 7-Колвицкая, 8-Торнио-Куккола, 9-Кеми, 10-Пеникат, 11-комплекс Портимо, 12-комплекс Койлисаа, 13-Олангский комплекс, 14-Пяозерский и Вийнаки рои даек, 15-Бураковская интрузия и Монастырский комплекс мафит-ультрамафитовых интрузий.

поздних тектонических эпох. В Южной провинции Канадского щита, где широко распространены породы супергруппы Гурон, слагающие рифтогенный эпикратонный бассейн пассивной континентальной окраины эпиархейского кратона Сьюпериор, мафитовые расслоенные интрузии возраста 2.45-2.49 млрд. лет маркируют ее нижнюю границу и определяют начальный этап палеопротерозойского рифтогенеза на Канадском щите, а также несут платинометальное (Pt-Pd) оруденение (Vogel et al., 1997). К этому же начальному этапу относится формирование осадочно-вулканогенной группы Эллиот Лейк (около 2.33 млрд. лет), сложенной бимодальными вулканитами (фельзитовыми и базитовыми), граувакковыми турбидитами, аркозами и конгломератами, в том числе и ураноносными (месторождение Эллиот Лейк). Осадочные отложения верхних уровней супергруппы Гурон (преимущественно группы Кобальт) песчано-глинистого и кварцево-песчаникового состава представляют собой озерно-аллювиальные образования, сформированные в континентальных условиях или в окраинных мелководных бассейнах (Sims et al., 1990) и вмещают крупные железорудные месторождения широко известного типа Верхнего Озера.

Более молодой вещественный комплекс группы Уайтуотер слагает структуру Садбери, размещение которой контролируется разломом Меррей и изверженным расслоенным комплексом Садбери (СИК) возраста около 1849 млн. лет с уникальным сульфидным платино-медно-никелевым оруденением. Внедрение расслоенной интрузии Садбери произошло после формирования роя мафитовых даек Ниписинг (2100 млн. лет). Таким образом, Южная провинция Канадского щита, в которой распространена супергруппа Гурон, бимодальные вулканиты и континентальные осадочные отложения, а также расслоенные интрузии двух этапов ее становления и мафитовые дайки, развивалась в интервале времени 2.45 -1.85 млрд. лет как палеорифтовая структура внутри континентальной плиты, а позднее на ее пассивной окраине в качестве рифтогенного эпикратонного бассейна. При этом главным эндогенным событиям рифтогенеза отвечает формирование расслоенных интрузий, несущих на раннем этапе рифтогенеза малосульфидное платинометальное оруденение, а на более позднем - сульфидное медно-никелевое с платиной оруденение. Сходные соотношения в развитии эпикратонного рифтогенного бассейна наблюдаются в штатах США - Миннесота (осадочные породы группы Анимики, содержащие слоистую железистую формацию с месторождением богатых железных руд Аврора) и Висконсин, где, наряду с осадочными породами в низах разреза отложений бассейна, широко распространены бимодальные вулканиты (Young, 1983).

Внутриплитный анорогенный интрузивный мафит-ультрамафитовый и эффузивный бимодальный магматизм в возрастном интервале 2.5-2.3 млрд. лет и последующая седиментация в палеорифтах и рифтогенных бассейнах наблюдается на всей территории

докембрийских кратонов Западной Лавразии (Канадском и Балтийском щитах), где эти события хорошо коррелируются (Vogel et al., 1998), но более детально исследованы на территории Балтийского щита. Здесь наиболее значимым в тектоно-металлогеническом отношении был именно палеопротерозойский континентальный рифтогенез, который происходил на архейской коре и был выражен в длительном (около 600 млн. лет – от 2.5 до 1.85 млрд. лет) полистадийном формировании систем рифтов. Ранняя стадия (2.5-2.3 млрд. лет) рифтогенеза отвечала формированию глубинных разломов, подъему мантийного диапира и внедрению в верхнюю кору тел расслоенных интрузий (рис.2-3), несущих Cu-Ni, Fe-Ti-V и платинометальное оруденение. Дальнейший рифтогенез (2.3-2.0 млрд. лет) был унаследован образованием интракратонных бассейнов, выполненных эпикратонными осадками и внутриплитными базальтами. Завершающая стадия (2.0-1.85 млрд. лет) происходила при повторной мантийной активизации коры и выразилась частью в перестройке тектонического плана рифтогенеза, что приводило к формированию зон взаимного пересечения рифтовых структур, создававших рудные узлы с суперкрупными концентрациями металлов (например, уникальных Pt-Cu-Ni месторождений Печенги). Эти структуры хорошо фиксируются дистанционными методами, а природа их геодинамической эволюции подтверждается петрогенетическими данными.

2.2.1. Рудоносные структуры и особенности металлогении палеопротерозойского рифтогенеза на Балтийском щите.

Геолого-геофизические и изотопно-геохронологические данные, имеющиеся для кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (Кратц и др., 1979, Рундквист, Митрофанов, 1988) и в частности для Балтийского щита свидетельствуют, что характерной чертой его тектонической эволюции является последовательная кратонизация, сопровождаемая неоднократными проявлениями процессов континентального рифтогенеза, происходившего в длительные промежутки времени в периоды от позднего архея до палеозоя, но наиболее заметно выраженного в протерозое.

Докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по геолого-геофизическим данным состоит из отдельных разновозрастных геоблоков, установленных еще на ранних этапах его исследования (Дедеев, Шустова, 1976) при анализе геофизических материалов формальным методом многомерной корреляции. С помощью этого метода в фундаменте ВЕП были выделены раннедокембрийские коровые сегменты, а по геологическим данным, полученным при обработке материалов более 3000 глубоких скважин вскрывших породы фундамента, и сравнением этих данных с геолого-геохронологическими и геофизическими сведениями по обнаженным территориям Балтийского и Украинского щитов, раннедокембрийский фундамент ВЕП был разделен на

структурные провинции (Кратц и др., 1979; Рундквист, Митрофанов (ред.), 1988). Они различаются особенностями строения континентальной коры, историей геологического и геодинамического развития, а также возрастом корообразующих процессов. В настоящее время среди них можно выделить: архейские провинции – Карело-Кольско-Лапландско-Мезенскую (ККЛМ), Волго-Уральскую, Украинско-Воронежскую и раннепротерозойские -- Свекофеннскую и Прибалтийско-Белорусскую (рис.2-4). Последняя рассматривается в качестве тесно связанной в своем тектоническом развитии со Свекофеннской провинцией на основании геолого-петрологических и изотопно-геохимических исследований слагающих её вещественных комплексов. Протерозойские провинции вместе с архейской Карело-Кольско-Лапландско-Мезенской провинцией объединены в крупный коровый сегмент Фенноскандию (Turchenko, 1995), в пределах которого распространены палеопротерозойские палеорифтовые пояса, являющиеся предметом обобщения исследований, проведенных автором в разное время. Этот сегмент в силу своей существенной коровой неоднородности обладает варьирующей мощностью земной коры от 30-45 км в архейской провинции до 50-60 км в протерозойских провинциях (Белоусов, Павленкова, 1993; Петров, Супруненко, 1994). Юго-западной границей рассматриваемого корового сегмента является Трансьевропейская система разломов (линия Торнквиста), а с юго-востока Фенноскандия отделена от архейских провинций Украинского щита, Воронежского кристаллического массива и Волго-Уральской области сутурной зоной, сформированной в конце раннего протерозоя (около 1.85-1.8 млрд. лет назад) при коллизии названных архейских провинций и образовании доверхнепротерозойского фундамента ВЕП. Эта сутурная зона в Центральной Белоруссии сложена базитовыми метавулканитами (1.98-1.97 млрд. лет), метаморфизованными в гранулитовой фации в период 1.85-1.80 млрд. лет и прорвана гранодиорит-гранитным батолитом с возрастом 2.02-1.97 млрд. лет (Щербак, 1991). Зона была реактивирована в верхнем рифее при формировании рифтогенных структур, представленных Волыно-Оршанским и Среднерусскими авлакогенами, а позднее перекрыта венд-палеозойскими платформенным чехлом (Запольнов, 1988). Северо-восточной границей Фенноскандии являются глубинные разломы, отделяющие архейскую провинцию ККЛМ от рифей-вендского складчатого комплекса Тиманид и фундамента Печорского бассейна.

Рифтовые структуры Фенноскандии имеют разнообразную форму, в большинстве представляющие собой непрерывные или прерывистые полосы грабенообразных прогибов, достигающих в длину нескольких сотен километров при ширине в десятки километров. Эти структуры часто ограничены разломами, которые хорошо фиксируются при анализе материалов дистанционного зондирования (космофотоматериалы и цифровые данные

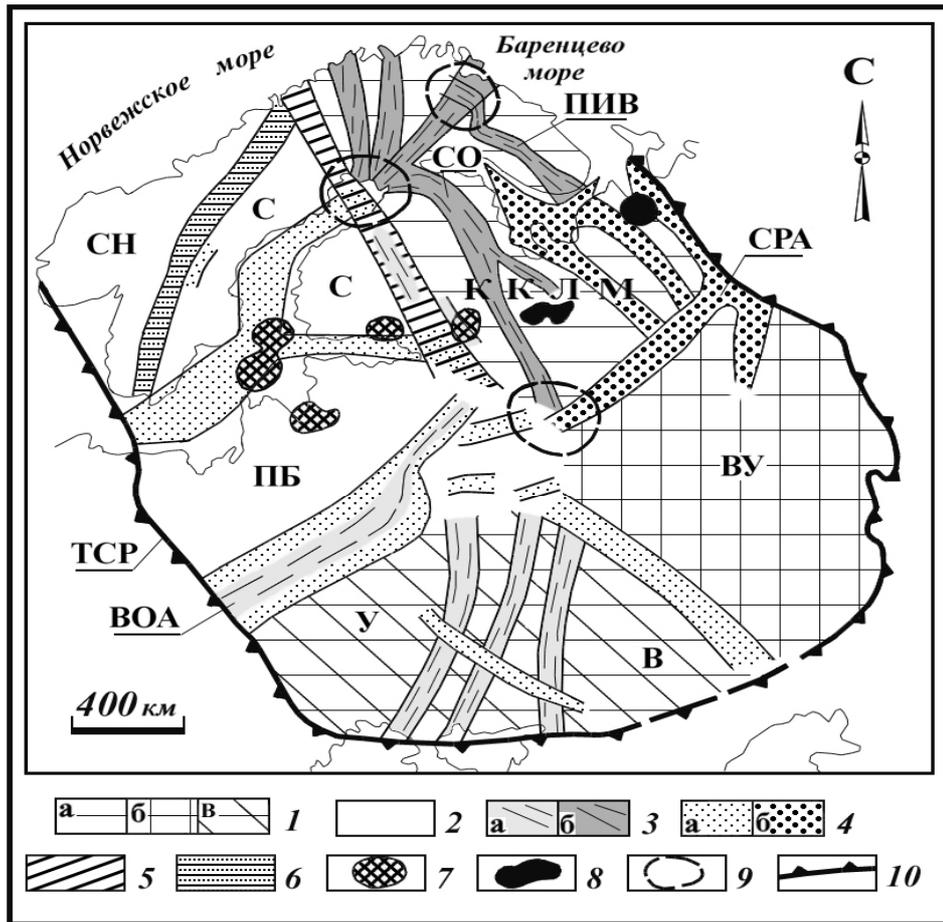


Рис. 2-4. Схема коровых провинций и размещения главнейших протерозойских рифтовых структур в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Составлена с использованием материалов: Аксенов, 1998; Щеглов и др., 1993; Добрынина, 1992; Костюченко, Солодилов, 1997. Коровые провинции: 1–архейские (1а–ККЛМ – Карело-Кольско-Лапландско-Мезенская, 1б – ВУ – Волго-Уральская, 1в–У-Украинская и 1в–Воронежская); 2–протерозойские (С и ПБ–Свекофеннская и Прибалтийско-Белорусская палеопротерозойские, СН–Свеконорвежская позднепротерозойская). Рифтовые пояса: 3–палеопротерозойские (а- с отрицательными гравияномалиями, б- с положительными гравияномалиями). СО – Северонорвежско-Онежский палеорифт, ПИВ – Печенга-Имандра-Варзугский; 4- рифейские авлакогены (а- с отрицательными аномалиями силы тяжести, ВОА–Вольно-Оршанский; б-с положительными аномалиями силы тяжести, СРА–Среднерусские и Кандакшско-Мезенские авлакогены); 5-Ладожско-Ботническая шовная зона с рифтогенными структурами; 6- Транскандинавский рифтогенный гранитоидный пояс. 7- Крупнейшие плутоны гранитов-рапакиви с отрицательными гравияномалиями (1-Салминский, 2-Выборгский, 3-Аландский 4-Рижский). 8-Положительные гравияномалии большой интенсивности (I-Бураковско-Аганозерский, II-Мезенская). 9- Узлы пересечения рифтов, перспективные для прогноза крупных месторождений минерального сырья. 10- Граница фундамента Восточно-Европейской платформы (ТСР – Трансевропейская система разломов).

различных волновых диапазонов, аэромагнитные и др. материалы), позволяющие проследить подобные структуры и под покровом платформенных осадочных отложений. По данным геофизики эти разломы глубоко проникают в земную кору, а геологические тела рифтовых структур проявляются в виде вытянутых и сопутствующих им изометричных магнитных и гравитационных аномалий.

Наиболее ранний рифтогенез в пределах ККЛМ провинции Фенноскандии был проявлен в формировании архейских зеленокаменных поясов двух возрастных групп 3.05-2.9 и 2.85-2.8 млрд. лет, сопровождаемых почти одновозрастным тоналит-трондьемитовым магматизмом. Древнейшие пояса (Кенозерско-Шилосской, Каменнозерской и Южно-Выгозерской групп) тяготеют к областям наиболее раннего коробразования – серогнейсовым комплексам Водлозерского блока с возрастом протолита более 3.5 млрд. лет (Сергеев и др., 1989) и тоналито-гнейсов 3.2-3.4 млрд. лет. Эти пояса характеризуются проявлением бимодального коматиит-базальтового и базальт-дацитового вулканизма. Коматииты и базальты обладают высоким содержанием Mg, Cr, Ni и $(\text{Nb/La})_N$ отношением, свидетельствующими об их формировании из высокотемпературных неконтаминированных мантийных расплавов в соответствии с геодинамической моделью интраконтинентального рифта. Рифтогенные зеленокаменные пояса (Костомукшская группа) с возрастом около 2.85 млрд. лет также характерны для древнего (Тулоского) корового блока в западной части ККЛМ провинции, $(T_{DM})Nd$ модельный возраст которого по гранитоидам варьирует в интервале 3.13-2.93 млрд. лет (Chekulaev et al., 1999). Вулканиты этих зеленокаменных поясов состоят из коматиитов, базальт-дацит-риолитовых вулканитов и метаосадочных пород, для которых Nd-изотопные и геохимические данные свидетельствуют об их рифтогенном происхождении.

Архейским рифтогенным зеленокаменным поясам Карельского блока свойственны серноколчеданные вулканогенные месторождения (типичное из них Парандовское в Ю. Выгозерском поясе) иногда с сопутствующим Cu-Zn и Au метаморфогенно-гидротермальным оруденением (Воицкий рудник) (Турченко, 1978). Тоналитовые интрузии подобных поясов несут Mo-порфировое с золотом оруденение в месторождении Лобаш (Рыбаков и др., 1999). Кумуляты коматиитовых потоков и массивов Сумозерско-Кенозерского пояса иногда содержат сульфидно-никелевую минерализацию, которая при более поздних метаморфо-метасоматических процессах трансформируется в хизлевудит-миллеритовое эпигенетическое оруденение, например, в месторождении Лебяжье в Кенозерском зеленокаменном поясе. (Turchenko, 1992). Для более молодых поясов Тулоского блока характерны железистые кварциты, вмещающие железорудные

месторождения (наиболее крупное из них Костомукша), сопровождаемое золоторудным проявлением (Таловейс).

В пределах Кольского корового блока достоверно известен лишь один архейский зеленокаменный рифтогенной природы с бимодальным коматиит-базальтовым вулканизмом – Терско-Аллареченский (Вревский, 1989). Здесь в Аллареченском районе с метаморфизованными коматиит-базальтовыми вулканитами ассоциируют силлоподобные тела метаоливинитов и гарцбургитов, которые вмещают Cu-Ni месторождения Аллареченское и Восток. Кроме того, можно отметить железорудное месторождение Бьернневан в архейском тоналит-гранито-гнейсовом блоке Иннари в Сев. Норвегии, залегающим в грабенообразных структурах, выполненных преимущественно метаосадочными породами и железистыми кварцитами.

Металлогеническая значимость рифтогенеза в архее Фенноскандии представляется достаточно существенной – с ним связано формирование древнейших в Фенноскандии зеленокаменных поясов, к которым приурочены типичные месторождения - сульфидные медно-никелевые, железорудные и молибден-порфиновые с золотом.

К концу позднего архея в пределах современного ККЛМ геоблока была сформирована континентальная кора мощностью 38-40 км, причем свидетельством достаточно мощной коры этого времени является внедрение в нее карбонатит-щелочно-ультраосновного интрузива Сиилиярви (Финляндия) с апатит-флогопитовой минерализацией и возрастом 2580 млн. лет. На этой коре была развита система палеопротерозойских внутриконтинентальных рифтов длительной полициклической эволюции (2500-1850 млн. лет). Они представлены крупными палеорифтами -- Печенга-Имандра-Варзугским и Северонорвежско-Онежским, состоящим на современном эрозионном срезе из локальных рифтогенных линейных структур (Каутокейно, Карашок, Киттиля-Куоляярви, Куусамо-Панаярви-Ципринга) и бассейнами (Шомба, Лехта и Онежская структура). Отдельные части палеорифтовых структур четко прослеживаются по геолого-геофизическим и космоструктурным данным (Турченко и др., 1997). Направления этих рифтогенных структур совпадают с положением позднеархейских зеленокаменных поясов и отчасти наследуют их.

Длительность рифтогенеза (около 600-700 млн. лет) определяется многоэтапностью его последовательного развития и перерывами, временные этапы которых связаны с формированием рифтогенных эпикратонных бассейнов в пределах областей развития структур рифтогенеза. Перерывы между отдельными фазами или этапами рифтообразования определяли длительность рифтогенеза и отмечались отложением конгломератов, формированием кор выветривания особенно характерными для рубежа 2.3 млрд. лет. С ранним этапом развития палеорифтов на Балтийском щите связано внедрение расслоенных

мафит-ультрамафитовых интрузий и мафитовых даек в возрастном интервале 2.5-2.35 млрд. лет, но наиболее активно в узкий интервал времени 2.5-2.45 млрд. лет. Эти интрузии являются маркерами мантийной активизации в рифтовых зонах, приурочены к глубинным разломам и вместе с последними послужили предвестниками заложения рифтов (Турченко и др., 1992). Мафические породы, судя по отрицательным значениям ϵ_{Nd} близким к -2, были произведены из обогащенного LREE субконтинентального мантийного источника (Turchenko, 1992). На северо-востоке Фенноскандии в архейской ККЛМ провинции Балтийского щита расслоенные интрузии сконцентрированы в двух областях. Одни из них распространены на Кольском полуострове, где они расположены вдоль зон глубинных разломов – места заложения рифта Печенга-Имандра-Варзуга. Эти интрузии представлены массивами горы Генеральской, Монча Тундры, Федоровых и Панских Тундр, Имандровским комплексом, U-Pb возраст которых отвечает интервалу 2496-2447 млн. лет (Balashov et al., 1993; Mitrofanov, Bayanova, 1999). Кроме того, на восточном продолжении рифта также известен ряд мелких мафитовых тел – Песочный, Ондомозерский и Пялочный интрузивы, приуроченные к той же системе разломов. Эти интрузии маркируют начальный этап анорогенного развития раннего протерозоя в пределах Кольской части архейского кратона. Структурное изучение материалов дистанционного зондирования показало, что расслоенные интрузии и рои мафических даек приурочены либо к бортовым частям рифтов, локализуясь вдоль продольных по отношению к рифтам разломам, либо концентрируются вдоль поперечных к ним разломам, а интрузии, вмещающие месторождения, локализованы в пределах узлов пересечения этих разломов и приуроченных к ним кольцевым структурам.

Вторая область размещения расслоенных интрузий и мафических даек расположена в пределах Сев. Финляндии и Сев. Карелии (интрузии Куккола-Торнио, Кеми, Пеникат, Койтилайнен, комплекс интрузий Койлиисмаа и Олангской группы – Кометоваара, Кивакка, Ципринга и Луккулайсваара). Они характеризуются Sm-Nd и U-Pb возрастом 2450-2435 млн. лет (Alapieti et al., 1990; Turchenko et al., 1991; Amelin et al., 1995).

Практически все крупные расслоенные интрузии отмеченных выше раннепротерозойских возрастных интервалов вмещают месторождения Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni, платиноидов и приурочены к узлам пересечения рифтообразующих и поперечных глубинных разломов, являющихся рудоносными структурами. В пределах Кольского архейского корового блока это в первую очередь сульфидные Cu-Ni-Pt месторождения Мончегорского рудного района, хромитовое оруденение в нем же (Сопчинское), Cr-Ti-V руды Имандровского плутона и Федорово-Панское Pt-Pd месторождение. В Карельском блоке для расслоенных интрузий промышленное сульфидное медно-никелевое оруденение не характерно, но примечательны: крупное хромитовое месторождение в интрузии Кеми и оруденение в расслоенной интрузии

Койтелайнен; платинометальное оруденение в интрузиях Пенникат, Кивакка, Луккулайсваара; титан-ванадиевое месторождение Муствара в Финляндии и сходное оруденение в интрузии Ципринга в Сев. Карелии (Турченко и др., 1992). В южной части архейской провинции ККЛМ Балтийского щита поперечная к Северонорвежско-Онежскому палеорифту зона разломов образует узел, который контролирует расположение крупнейшей в Фенноскандии Бураковско-Аганозерской ультрамафит-мафитовой расслоенной интрузии, вмещающей месторождения хромитов и силикатного никеля (Рыбаков и др., 1999) и создающей наиболее значительную положительную гравитационную аномалию (см. рис. 2-4).

Рифтовые структуры первой стадии палеопротерозойского рифтогенеза, маркируемые расслоенными интрузиями и трогами, которые сложены сумийско-сариолийскими осадочно-вулканогенными отложениями (Негруца, 1984) с U-Pb возрастом кварцевых порфиров (по циркону) 2432 ± 22 млн. лет (Буйко и др., 1995), наметили направления заложения и развития следующего, зрелого этапа формирования рифтовых структур – их дальнейшего раскрытия и заполнения ятулийско-людиковийскими вещественными комплексами возрастного интервала 2.3-1.85 млрд. лет. Ятулийскому возрастному этапу (2.3-2.0 млрд. лет), с которым связаны излияния внутриплитных базальтов и отложение ортокварцитов и доломитов, отвечало формирование эпикратонных бассейнов рифтогенной природы (Онежская, Шомбозерская, Лехтинская структуры, внутренние части Пана-Куоляярвинской структуры в Карелии и Куусамо в Финляндии) в пределах Северонорвежско-Онежского палеорифта и в рифтовых структурах Печенга и Имандра-Варзуга (Турченко и др., 1992; Буйко и др., 1995; Смолькин, 1997). Изотопные данные свидетельствуют об изменении характера мантийного источника базальтовых магм, судя по смене значений ϵ_{Nd} от -2 до 0 и +4 (Turchenko, 1992).

Металлогеническая специализация этого этапа в рифтогенных эпикратонных бассейнах выражена медно-кобальтовым оруденением в базальтах, рудопроявлениями медистых песчаников и гематитовых кварцитов (Рыбаков, Голубев, 1999), а также золоторудным (месторождение Майское) и платинометальным оруденением. Такого типа оруденение особенно заметно проявлено в Пана-Куоляярвинской и Онежской структурах Северонорвежско-Онежского палеорифта.

Более разнообразная металлогения характерна для палеорифтовых структур развитых в пределах распространения упомянутой выше системы радиальных рудоносных структур и разломов. Северо-восточные ветви этой радиальной системы разломов совпадают с разломами, поперечными по отношению к рифтовой структуре Печенга-Имандра-Варзуга, создавая тем самым важные узлы пересечения – места локализации рудных узлов и месторождений.

2.3.1. Структурно-металлогенические особенности палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга.

Палеорифтовая структура Печенга-Имандра-Варзуга прослеживается из приполярных областей Норвегии и Финляндии через всю Кольскую часть архейской ККЛМ провинции Фенноскандии. Эта структура вмещает крупнейшие в Европе месторождения сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами (Печенгская и Мончегорская группы) и платинометальные месторождения малосульфидного типа (Феорово-Панская группа), что наряду с другими проявлениями минерализации (хромита, самородной меди) позволяет отнести эту структуру к типу важной рудоносной структуры палеопротерозойского времени. Система глубинных разломов, линеаментов и приуроченных к ним рифтогенных структур (см. рис. 2-4) не только делит ККЛМ провинцию на ряд блоков, но также четко разделяет Кольскую часть на два блока, различающихся металлогеническими особенностями. Западный блок вмещает Печенгскую палеорифтовую медь-никеленосную с платиной структуру, а восточный—палеорифт Имандра-Варзуга, вмещающий Федорово-Панский платинометальный рудный узел - второй крупнейший объект по производству платиновых металлов после Норильского горно-промышленного района (Седых и др., 2000).

2.3.1.1. Печенгская рудоносная палеорифтовая структура. Геологическое строение.

Наиболее ранние представления о рифтогенной природе Печенгской структуры были предложены Е.Е.Милановским (1976), который сравнивал эту палеопротерозойскую структуру с современными эпиплатформенными рифтами щелевого типа, но отличающуюся от них наличием внутренней складчатости, обусловленной сменой режимов растяжения и сжатия. Геохимические особенности вулканитов осадочно-вулканогенных толщ Печенги (мощностью более 7 км) показали принадлежность ее разных структурных горизонтов к континентальному и океаническому этапам рифтогенного развития (Кременецкий, Овчинников, 1986; Филиппов, 1993). Анализ структурного развития, последовательности образования геологических формаций, их геохимии, изотопной геохимии пород и металлогении Печенгской структуры (Турченко, 1978; Turchenko, 1992; Щеглов и др., 1993; Рундквист и др., 1999) позволяют интерпретировать ее в качестве сложно построенной рифтогенной системы, заложенной на архейской коре континентального типа и развивающейся в палеопротерозое в течение более 600 млн. лет. Начало развития структуры прослеживается от около 2450 млн. лет назад - времени внедрения предрифтовых мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий. Габбро-норитовый массив горы Генеральской на северо-восточной границе Печенгской структуры имеет достаточно длительный U-Pb изохронный возраст становления интрузии по циркону от 2496 ± 10 до 2447 ± 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 продуктивной сланцево-базальтовой толщи и внедрение никеленосных габбро-верлитовых интрузий с возрастом 1940 млн. лет в продуктивную толщу. В период тектогенеза 1900-1850 млн. лет назад (Свекофеннский этап) Печенгская структура испытала коллизию, метаморфизм породных ассоциаций и складчатость, особенно четко проявленную в Пороярвинской зоне смятия, которая разделяет эту структуру на два блока (Северный и Южный), различающихся глубинным строением и геодинамическим развитием (Смолькин и др., 1996, Минц, Турченко, 1999). Окончание развития структуры отмечено временем внедрения постколлизионных гранитоидов Вайноспаа и Лицко-Арагубского комплекса 1815-1720 млн. лет назад.

Корреляция геологических, геофизических и металлогенических данных по сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии показывает, что Печенгский горно-промышленный район расположен в обособленном секториальном блоке в пределах архейского корового сегмента (см. рис. 2-4). На северо-северо-востоке этот район ограничен Титовско-Урагубской зоной разломов, входящих в региональную систему разломов, разграничивающих Кольско-Норвежский и Мурманский геоблоки. На юго-западе разрывные нарушения Мохтозерской зоны разломов отделяют Печенгскую структуру от архейских гнейсов и кристаллосланцев, 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-Киркенеская 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 также около 1800 млн. лет. Такие возрастные соотношения и структурная приуроченность архейских гранитоидов могут свидетельствовать о палеопротерозойском возрасте этих зон разломов, предопределивших заложение границ района и субмеридиональное направление ранней рифтовой структуры.

В.Г. Загородный и А.Т. Радченко (1983) показали, что цепочка гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса с возрастом 1.8 млрд. лет возникла на заключительном (постколлизионном) этапе развития Печенгской структуры. В пределах Лицко-Арагубской зоны разломов фиксируется резкий изгиб структурного направления пород архейского гранито-гнейсового комплекса, который имеет северо-западное простирание и в этой части образована 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). Кроме того, раннее субмеридиональное положение рифтовой структуры Печенгского блока подчеркивается также подобным же простиранием расслоенной габбро-норитовой интрузии г. Генеральской с возрастом 2496 ± 10 -- 2447 ± 10 млн. лет и 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 (Порьиташский, Луоттинский, Лучломпольский и др.), которые входят в систему более поздних глубинных разломов, заложивших вновь возрожденный рифт северо-западного направления в период 2.0 -1,85 млрд. лет. Это направление совпадало с простиранием рифтовой структуры Имандра-Варзуга, что и позволяло объединять обе структуры в единый палеопротерозойский палеорифтовый пояс.

Таким, считавшимся ранее продольным, а по нашему мнению поперечным к рифту, наиболее заметно проявленным, является Порьиташский 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 толща и никеленосные габбро-верлитовые интрузии, вмещающие сульфидные медно-никелевые месторождения. Кроме того, Южная зона отличается по возрасту и составу вулканогенных пород (Смолькин и др., 1996). По изохронным Rb-Sr и Sm-Nd определениям (Балашов и др., 1993; Балашов, 1996; Смолькин, 1992) установлено, что вулканогенные породы Северной зоны формировались в интервале 2320-1980 млн. лет. Для вулканитов, подстилающих продуктивную толщу, получены значения 2324 ± 28 и 2214 ± 52 млн. лет; вулканитов продуктивной толщи - 2114 ± 52 млн. лет и перекрывающих вулканитов - 1980 ± 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.

На северо-западе рудного района продолжением Печенгской структуры является зона Пасвик-Полмак, расположенная в пределах Финляндии и Норвегии. Здесь поперечные размеры и мощность всех свит, слагающих главную часть Печенгской структуры относящуюся к океаническому этапу рифтогенного развития, значительно сокращены. Также

здесь отмечаются незначительные масштабы распространения габбро-верлитовых интрузий и соответственно сульфидного медно-никелевого оруденения. На юго-восточном фланге Печенгская структура также выклинивается и здесь также не наблюдается развитие продуктивной толщи, габбро-верлитовых интрузий и медно-никелевого оруденения. Все это указывает на существование поперечной (относительно современного северо-западного простирания структуры) тектонической и металлогенической зональности Печенгского рудного района, обусловленной поперечными разрывными нарушениями, часть которых представляла собой, вероятно, трансформные разломы по отношению к рифтовой структуре. Соответственно высказанным предположениям, структуры Пасвик-Полмак, так же, как и юго-восточное окончание Печенги, могли представлять собой зоны трансформных разломов, заполненные вещественными комплексами, аналогичными Печенгскому рифту, и небольшим количеством габбро-верлитовых интрузий, но обладающих незначительной рудоносностью.

Главные тектонические элементы Печенгского рудного района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле (рис.2-5). Непосредственно Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная гравитационная аномалия. Она охватывает оба крыла Печенгской структуры. Симметрично по отношению к положительной аномалии располагаются две отрицательные аномалии, которые совпадают пространственно с Лицким и Вайноспаа гранитоидными массивами. По геофизическим данным (Шаров и др., 1997; Савицкий и др., 1995) 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 Порьиташский, Луоттинский и Лучломпольский разломы соединяются вместе, образуя единую мощную систему разломов 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 (Горбунов и др., 1985), часто нацело серпентинизированных, рассматриваемых в качестве

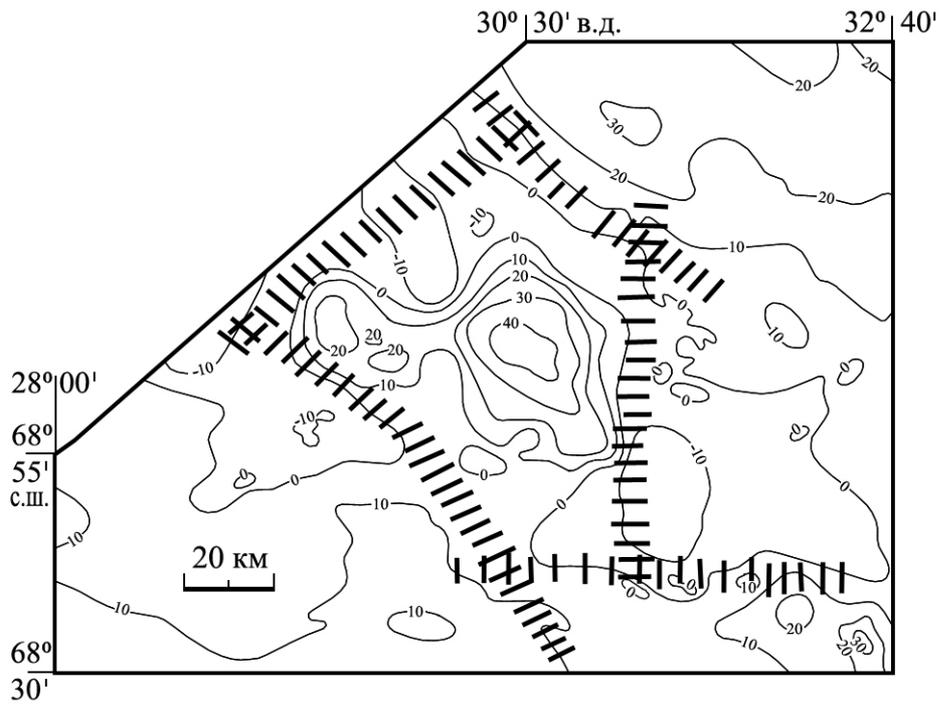


Рис.2-5. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (в мГал) Печенгского рудного района (по Шарову и др., 1997). Штриховкой показаны зоны глубинных разломов по гравиметрическим данным.

сингенетических рудных залежей. Оруденение также приурочено к зонам расланцевания в продуктивной толще в виде богатых жильных эпигенетических руд (Турченко, 1978). Локализация никеленосных массивов в продуктивной толще контролируется складчатыми структурами: так, все значительные интрузии и связанные с ними месторождения приурочены к крупным поперечным синклиналильным 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 углами 30-60°, согласно общему падению продуктивной толщи. Размеры рудоносных интрузий колеблются в широких пределах до 6000 м по простиранию и до 500-1000 м по падению.

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. 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.

2.3.1.2. Руды месторождений Печенги.

Практически все ультрамафитовые (габбро-верлитовые) интрузии Печенгской рифтовой структуры геохимически являются никеленосными в том смысле, что обладают повышенным содержанием никеля, но не все из них являются экономически значимыми в отношении сульфидной Cu-Ni минерализации. Большинство таких интрузий размещается в пределах поля распространения продуктивной толщи, относимой к вулканогенно-осадочной свите Пильгуярви, сложенной черными углеродистыми сульфидоносными сланцами, перемежающимися с лавами и туфами ферропикритов, комагматичных с габбро-верлитами близких по возрасту формирования в 1.98 млрд. лет назад (Смолькин, 1992).

Медно-никелевые руды месторождений Печенги представлены четырьмя принципиально важными типами. Наиболее богатыми никелем рудами являются сингенетичные массивные руды залегающие в базальных верлитовых частях дифференцированных интрузий. Они сложены пирротином (45%), пентландитом (40%), халькопиритом (15%) и варьирующими количествами пирита, магнетита, виоларита, достаточно редких минералов - сфалерита, кубанита, валлериита и борнита, а также минералов платиновой группы. Такие руды содержат 10-12 вес. % Ni и 1-13% Cu. Вторым типом руд близким по содержанию никеля являются эпигенетические брекчиевые руды (10-12 вес. % Ni и 4-6 вес. % Cu), которые распространены вдоль тектонических зон и зон расланцевания и залегают как в пределах донных частей массивов габбро-верлитов, так и внутри продуктивной толщи. Эти руды

содержат округлые обломки серпентинизированных верлитов, тремолит-талк-карбонатных пород (сформированных по серпентинизированным верлитам) и фрагменты вмещающих черных сланцев. Наиболее распространенными являются вкрапленные сингенетичные руды - третий тип руд, в которых пентландит и халькопирит составляют 3%, а содержание Ni составляет 1-1.5% и 0.8% Cu. Четвертый тип руд - гидротермальные кварц-карбонатные и тальк-карбонатные жилы с Cu-Ni-Fe сульфидами и метасоматической сульфидной вкрапленностью, иногда с галенитом. Они залегают как в метаосадочно-вулканогенных породах продуктивной толщи, так и в тектонизированных рассланцованных частях интрузивных тел, контролирующей размещение массивных и брекчиевых руд. Общие запасы никелевых руд были оценены в 1989 г. как приблизительно 150 млн. тонн руды, содержащей около 915 тыс. тонн никеля (Chadvik, 1992), что приближает Печенгские месторождения к уровню крупнейших.

В генетическом отношении руды Печенгских месторождений рассматривались как типичные магматогенные, связанные с ликвационными процессами (Горбунов, 1968 и др. более поздние работы), в то время как Н.А. Елисеев и др. (1961) рассматривали часть руд как явно эпигенетические, имеющие гидротермальное постмагматическое происхождение. Позднее было установлено, что эти руды (брекчиевые, частью вкрапленные и жильные) имеют метаомрфогенно-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 ($\delta^{34}\text{S}$ 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 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, Гороховский, Турченко, 1991). Распределение точек изотопного состава свинца на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.2-6, Табл.2-1), 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 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, метаморофогенно-гидротермальных руд и рудных жил. В результате формирования этой генерации сульфидных руд возникла новая совокупность U-Pb подсистем, давшая начало второй изохроне.

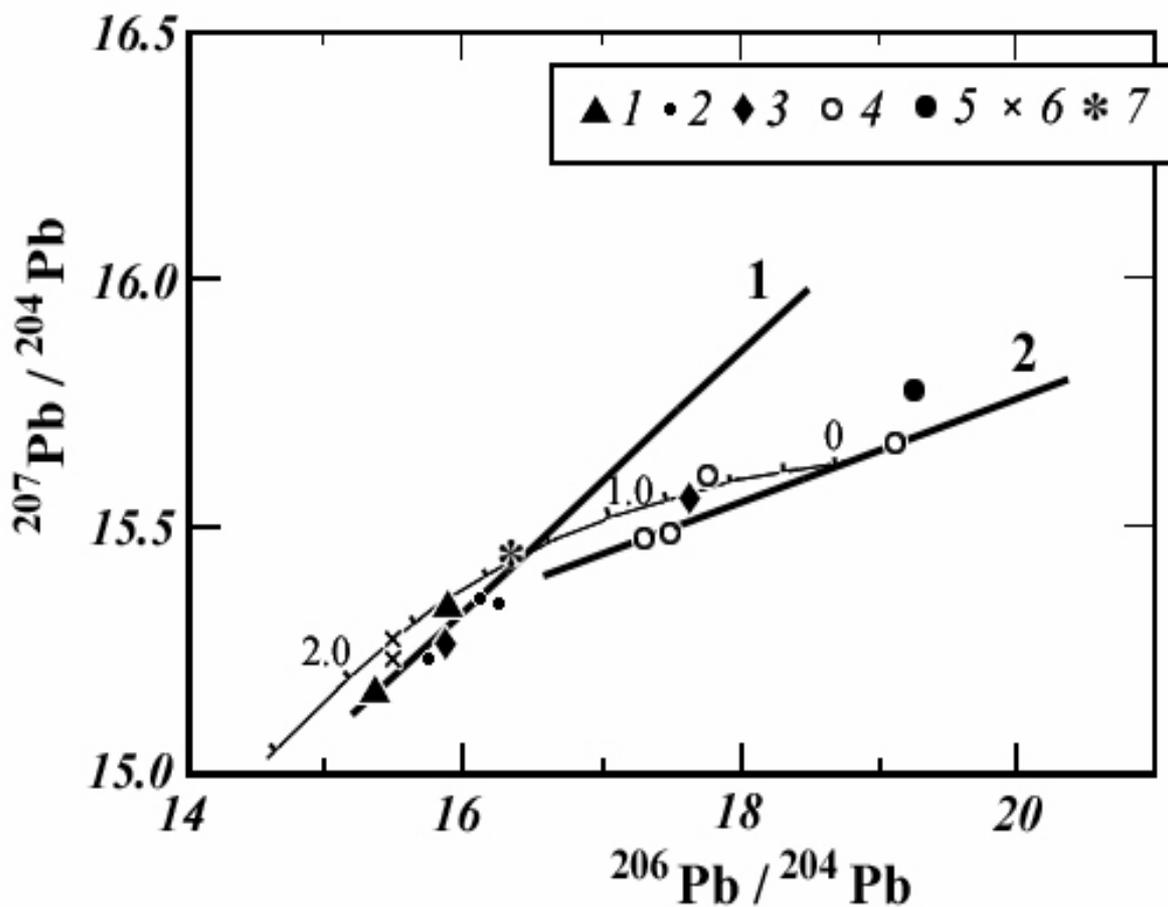


Рис.2-6. Изотопный состав Pb месторождений Печенги. 1-массивные руды донной части интрузий, 2-массивные и брекчиевые руды зон расланцевания, 3-руды вкрапленные интрузий поздней фазы, 4-эпигенетические вкрапленные руды, 5-руды в метасоматитах, 6-сульфиды из серпентинитов, 7-сульфидно-кварцевые жилы. Кривая Стейси-Краммерса- цифры в млрд лет. Изохроны рассчитаны: 1-по анализам 1-3, 5-10, 14; 2- по анализам 11-13.

Табл. 2-1. Изотопный состав свинца сульфидов различных типов медно-никелевых руд Печенгских месторождений (по Абзалов и др., 1991). Изотопные анализы выполнены в ИГГД РАН.

№ 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 - сульфидно-кварцевая жила, №15 - зона фукситизации по метатуфам пикритов)				
14	16.428	15.420	35.715	Киерджибор
15	19.327	15.774	36.685	Киерджибор

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). Совместно с регионально-метаморфическими преобразованиями вмещающих толщ происходят метаморфические изменения и в ультрабазитах, особенно в тектонических зонах расланцевания, где интенсивно проявлены обменные реакции между веществом гипербазитов и сульфид-содержащими углеродистыми сланцами. Именно в этих зонах происходят главнейшие преобразования минералов с сопутствующим привнесом гидротермальных вод в гипербазиты, их серпентинизация, высвобождение никеля из оливина и пироксена, а в сланцах распад пирита в пирротин и образование богатых Ni руд.

2.3.1.3. Структурно-тектонические особенности Печенгского рудного района и металлогенические следствия.

Как отмечено выше, Печенгский рудный район расположен в пределах специфического секториального блока земной коры Карело-Кольского региона, выявляемого при анализе МДЗ. В состав рудного района, кроме медно-никелевых месторождений Печенгской группы, входит также Аллареченское медно-никелевое месторождение, выработанное к середине 70-х годов, и ряд сходных с ним мелких месторождений, расположенных вблизи него. Печенгская структура, вмещающая промышленные медно-никелевые месторождения, традиционно во всех опубликованных работах считается продолжением рифта Имандра-Варзуга, и обе структуры рассматриваются в качестве единого длительно развивавшегося палеопротерозойского рифта.

По материалам дистанционного зондирования (МДЗ) на примере Северонорвежско-Онежского (Турченко и др., 1997) палеопротерозойского внутрикратонного рифта четко установлены дешифровочные признаки палеорифтовых структур. Это длинные (сотни км - первые тысячи км) зоны субпараллельных линеаментов с четко выраженными границами и с относительно редкими и короткими линеаментами, выходящими за пределы этих границ. Похожие на рифты по структурным признакам зоны трансформных разломов отличаются от рифтов менее значительными размерами и менее четким выражением, как границ структуры, так и составляющих их линеаментов.

Такого же типа структурные соотношения были установлены нами при анализе МДЗ Печенгского рудного района, причем выяснилось, что рифтообразующие линеаменты имеют северо-восточное генеральное простирание и не наблюдается никакой структурной связи с направлением рифтообразующих линеаментов рифта Имандра-Варзуга, традиционно считавшегося продолжением Печенгского рифта. Приведенные выше данные показали геолого-петрологические и геодинамические свидетельства расположения Печенгского рифта в северо-восточном направлении, вдоль Инари-Киркенесской и Лицко-Арагубской систем разломов, заполненных гранитоидами с возрастом от 2450 до 1750 млн. лет и образованных, очевидно, на плечевых частях рифта.

Исходя из этих комплексных данных, можно представить структуру Печенгского никеленосного рудного района по МДЗ в следующем виде (рис. 2-7). Рифтовая структура имеет северо-восточное простирание в длину около 200 км, форма её клиновидная при ширине в северной части 55 км, а в южной - 85 км. В северной своей части рифт пересечен двумя зонами трансформных разломов. Одна из них - меридиональная имеет длину около 130 км при ширине 30-40 км. Вторая зона трансформных разломов выражена менее четко,

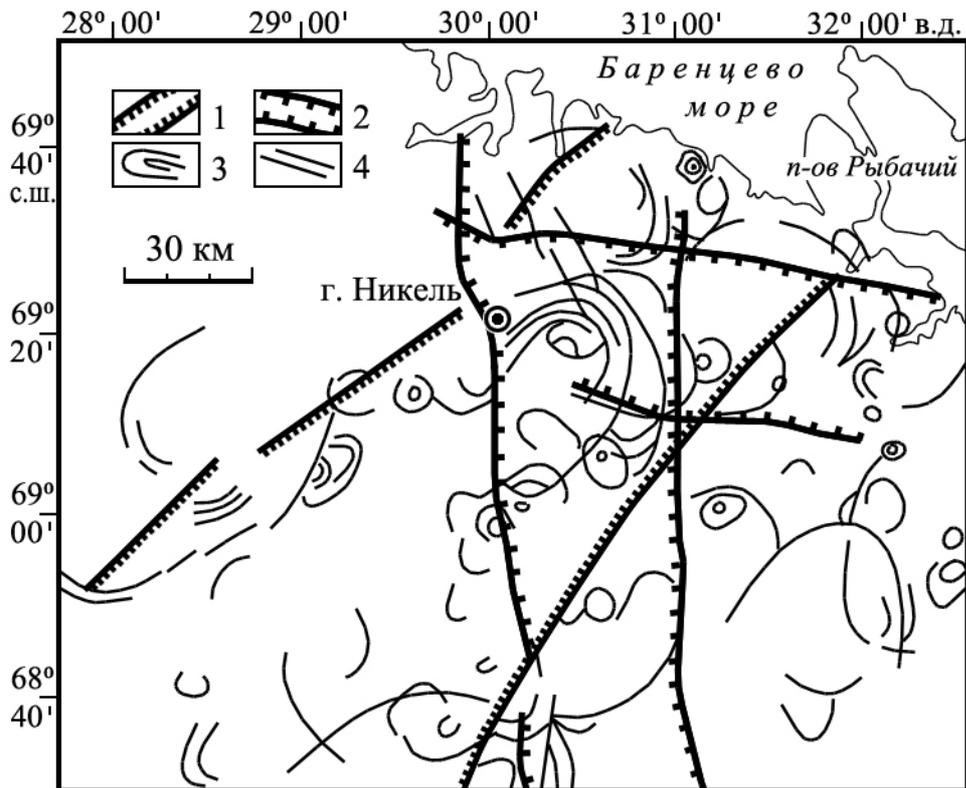


Рис. 2-7. Космоструктурная схема Печенгского рудного района.
 1-границы бортов Печенгского рифта, 2-границы зон трансформных разломов, 3-кольцевые структуры, 4-зоны локальных внутририфтовых разломов.

носит относительно локальный характер и имеет близширотное простирание. Длина этой зоны около 90 км, ширина 30 км. В западной части за пределами Печенгского рудного поля на территории Финляндии и Норвегии с направлением этой трансформной зоны совпадает положение пояса Полмак-Пасвик. В узле пересечения этих трех линейных структур находится неполнозамкнутая кольцевая (овальная) структура с размером длинной оси 45 км, ориентированная в с-з направлении. Узел пересечения линейных структур и кольцевая структура целиком совпадают с положением Печенгской рудоносной геологической структуры, сложенной осадочно-вулканогенным комплексом мощностью более 7 км. Юго-западная часть кольцевой структуры срезана Луоттинской зоной разломов локального значения, почти не выходящей за пределы рифта и совпадающей с южными линеаментами близширотной зоны трансформных разломов. Сама кольцевая структура имеет достаточно простое строение – внутри нее несколько концентрических дуг (в общем плане совпадающих с выходами вулканогенно-осадочных толщ Печенгского комплекса) и мелких (до 10 км) колец, выделяемых при дешифрировании космоснимков «Ландсат» теплового и ближнего инфракрасного диапазонов.

Медно-никелевые месторождения Печенгского района в структурном отношении приурочены к внешнему поясу кольцевой структуры, и, кроме того, размещение наиболее

крупных из них контролируется также локальной зоной разломов с-з простирания шириной не более 10 км, находящейся практически целиком внутри рифта. Комплекс подобных структур со сходными их соотношениями характерен для многих крупнейших рудных объектов (Перцов и др., 1999).

Таким образом, Печенгская рудоносная структура оказывается расположенной в области узла пересечения системы рифтов и трансформных разломов, что и определяет ее существенное геотектоническое, а отсюда и металлогеническое отличие от рифтогенной структуры Имандра-Варзуга. Оно выражено в том, что именно в Печенгской структуре присутствуют габбро-верлиты с возрастом 1.96 млрд. лет, несущие сульфидное Cu-Ni с платиноидами оруденение и калевийско-людиковийские осадочно-вулканогенные комплексы пород (2.0-1.9 млрд. лет) с пикритами и железистыми толеитами. Последние обладают геохимическими особенностями океанических вулканитов и срединно-океанических хребтов (Смолькин, 1997; Melezhik, Sturt, 1994), в отличие от базальтоидов того же возраста в рифте Имандра-Варзуга, которые имеют геохимические особенности базальтов континентальных рифтов и часто несут субаэральный характер (Загородный и др., 1982). Эти особенности Печенгской структуры связаны с тем, что ее формирование, как рифтогенной структуры, происходило при образовании рифта северо-восточного направления, а его трансформные разломы совпали с северо-западным направлением рифтинга в структуре Имандра-Варзуга, что и вызвало столь мощную мантийную активизацию в Печенгской структуре. В это же время структура Имандра-Варзуга продолжала свое рифтовое развитие вдоль северо-западного направления ранее образованных трогов и глубинных разрывных нарушений, с чем связано формирование здесь мощной толщи осадочно-вулканогенных пород. По данным глубинных сейсмических исследований вертикальная мощность осадочно-вулканогенных отложений достигает 9 км для Печенги и 13 км для структуры Имандра-Варзуга (Литвиненко, 1984; Галдин и др., 1991).

2.3.1.2. Имандра-Варзугская рудоносная рифтогенная структура

Одной из главных особенностей металлогении раннепротерозойских рудоносных структур, связанных с рифтогенезом на Балтийском щите являются колчеданное, сульфидное медно-никелевое и платинометальное оруденение. В последние годы архейские коровые регионы Балтийского щита - Карельский и в особенности Кольский выдвинулись в число наиболее перспективных платинометальных провинций России (Митрофанов и др., 1994; Филиппов и др., 1999). При этом перспективы платинометального оруденения связаны здесь с малосульфидным промышленно-генетическим типом оруденения (Turchenko et al., 1991), связанным с расслоенными интрузиями структуры Имандра-Варзуга. Наиболее значимым платиноносным объектом и перспективным для развития минерально-сырьевого потенциала

Северо-Западного Федерального округа России является Федорово-Панский рудный район, где платинометальное оруденение локализовано в одноименной расслоенной интрузии. В пользу этого свидетельствуют: 1) значительные (до 1600 т) прогнозные ресурсы платиноидов в комплексных (Pt, Pd, Rh, Au, Ag, Ni, Co, Cu) низкосернистых рудах, обуславливающих высокую стоимость полезных компонентов; 2) неглубокое (первые единицы – сотни метров) залегание наиболее обогащенных платиноидами (до 50 г/т) и золотом (до 2,4 г/т) рудоносных горизонтов при их значительной протяженности (десятки км) (Додин и др., 1999). Значимость Федорово-Панского рудного района усиливается близостью к нему Имандровского Pt-Ti-V-Cr, Сопчинского Pt-Cr и Мончегорского Pt-Cu-Ni месторождений, также приуроченных к палеопротерозойской континентальной палеорифтовой рудоносной структуре.

Геологическое строение. По геологическому строению и сочетанию рудных месторождений Имандра-Варзугская рифтогенная структура существенно отличается от Печенгской. В отличие от Печенгской эта структура представлена северо-восточным крылом палеорифтового трога, ограниченного крупным глубинным разломом. В качестве палеорифта структура Имандра-Варзуга рассматривается на основании детальных исследований В.Г. Загородного и др. (1982), В.А. Мележика и А.А. Предовского (1982), Ж.А. Федотова (1985), и более поздних обобщений (Turchenko, 1992; Щеглов и др., 1993). Имандра-Варзугская рифтогенная структура протягивается на 300 км от оз. Имандра на западе до оз. Бабьего на востоке при средней ширине 50-60 км. Это одна из крупнейших структур системы рифтогенных раннепротерозойских образований восточной части Фенноскандинавского щита. Южное обрамление структуры сложено породами архейского диорит-гранито-гнейсового основания, вмещающего реликты позднеархейского зеленокаменного пояса. С севера структура Имандра-Варзуга обрамлена Кейвским сложно деформированным интракратонным бассейном, выполненным кианитовыми, ставролитовыми, гранатовыми сланцами, кварцитами и кварцито-сланцами. Возраст всех этих образований древнее 2500-2600 млн. лет. Большая часть их претерпела региональный метаморфизм амфиболитовой фации и прорвана щелочными гранитами позднеархейского возраста (2.67-2.63 млрд. лет Баянова и др., 1999). Для палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса, слагающего структуру Имандра-Варзуга, характерны мощные осадочные и вулканогенные толщи, четко обособленные в разрезе и хорошо выделяемые структурными линиями на космоснимках. Вулканогенные породы представлены преимущественно метабазами, среди которых различаются также метамандельштейны, базальты с подушечными текстурами и базальтовые порфириты. В низах разреза они переслаиваются с кварцитами, сланцами и доломитами. Интрузивные породы представлены

пластовыми телами и дайками габбро-диабазов. Супракрустальные породы палеопротерозойского комплекса смяты в серию открытых складок и метаморфизованы в фации зеленых сланцев, реже в эпидот-амфиболитовой фации.

Границы Имандра-Варзугской структуры с архейским фундаментом подчеркнуты разрывными нарушениями, вдоль которых наблюдаются зоны рассланцевания и тектонических брекчий. Именно к северному контакту Имандра-Варзугской зоны приурочены массивы расслоенной интрузии Федоровой и Панских Тундр, вмещающих платинометальные месторождения.

В структурно-тектоническом отношении этот район по геофизическим и геологическим данным представляет собой зону сочленения крупной, хорошо выраженной, рифтогенной структуры северо-западного простирания с серией поперечных глубинных разломов субмеридиональной ориентировки (Чуна-Мончетундровского, Кола-Имандровского, Умбозерского, Мунозерско-Цагинского). По-видимому, наиболее ослабленным и проницаемым участком земной коры является именно этот крупный узел, так как здесь концентрируются разновозрастные и различные по составу крупные магматические тела и крупные месторождения разнообразных металлов и неметаллов. В их число входят уникальные апатит-нефелиновые и редкоземельно-редкометальные месторождения Хибин и Ловозера в щелочно-ультраосновных интрузивах, крупнейшие скопления в них же титана и месторождение титан-ванадиевых руд в Цагинской интрузии габбро-лабрадоритов - крупнейшей на Балтийском щите; уникальные месторождения сульфидных платиноносных медно-никелевых руд Мончегорского района и, наконец, месторождения платиноидов малосульфидного типа в наиболее крупной на Кольском полуострове мафитовой расслоенной интрузии Федоровой и Панских Тундр. Эта интрузия, как и другие сходные с нею расслоенные интрузии на севере Балтийского щита, была затронута деформациями и метаморфизмом, происходившими после ее формирования во время ятулийского (2200-2100 млн. лет) и свекофеннского (1900-1800 млн. лет) тектонических циклов. Разделенные разрывными нарушениями массивы Федоровой и Панских Тундр слагали, возможно, изначально единый расслоенный интрузив лопполитоподобной формы с контактовой поверхностью, секущей структуру вмещающих пород.

2.3.1.3. Платинометальное оруденение расслоенной интрузии Панских тундр.

Мафитовая интрузия Панских Тундр принадлежит к группе расслоенных интрузий с возрастом 2,43-2,50 млрд. лет, которые распространены на северо-востоке Балтийского щита и были внедрены в течение раннепротерозойской эпохи рифтинга, сопровождавшегося интенсивной мантийной магматической активизацией. Для других докембрийских регионов этот период был также отмечен рифтогенными событиями, внедрением расслоенных

интрузий и роев мафических даек, примерами которых могут быть: интрузия Джимберлана и дайки Биннеринджи в Австралии, Великая Дайка в Зимбабве, рой даек Херст-Матачеван, интрузия Ист Булл Лейк в Канаде и др., упомянутые ранее. Практически все расслоенные интрузии отмеченного возрастного интервала являются рудоносными и вмещают месторождения Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni и платиноидов. Для объяснения образования подобных интрузий предполагается существование двух типов исходных расплавов: 1) магм бонинит-толеитового состава, обогащенных Mg, Cr и Ni, сформировавших ультрамафит-мафитовые расслоенные интрузии; 2) расплавов, деплетированных указанными элементами, которые привели к возникновению богатых плагиоклазом норит-габброноритовых интрузий, содержащих ритмично расслоенные горизонты с линзами или слоями анортозитов (Шарков, Богатилов, 1998). Последние рассматриваются как платиноносные, несущие оруденение малосульфидного типа, сходное с оруденением массива Стиллуотер, в котором ярко выражены платиноносные горизонты --- рифы.

В современном эрозионном срезе массив Панских Тундр представляет собой моноклинально залегающее тело длиной порядка 70 км. С юга массив граничит с перекрывающими его осадочно-вулканогенными породами Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, а с севера почти на всем протяжении обрамлен архейскими плагиогнейсо-гранитами, амфиболитами, гнейсами и сланцами (рис. 2-8). Значительная часть этого северного эндоконтакта приходится на массивы щелочных гранитов. Контакты интрузии Панских Тундр с вмещающими породами в большинстве случаев тектонические. Простираение магматической полосчатости в породах массива с-з 280-290° при юго-западном падении под углом 25-30° на юге и 50-60° на севере. Полная вертикальная мощность разреза по геофизическим данным составляет от 4 до 6 км в различных блоках.

По особенностям геологического строения интрузия Панских Тундр разделяется на Западно-Панский и Восточно-Панский блоки, причем последний обнажен плохо и исследован менее детально. Западно-Панский блок состоит из массивов: Ластявр, Каменник, Сулейпахк, Кийвей и Пешемпахк, разделенных сбросами и в целом имеет протяженность до 25 км при ширине 6,5 км. В 1986-1992г.г. работами геологов ПГО "Севзапгеология" и ВИРГа была установлена платинометальная минерализация в отдельных участках ритмично расслоенных горизонтов, выделяемых в пределах нижней и верхней частей расслоенной интрузии габбро-норитового состава. Содержание платиноидов в среднем составляет 8 г/т, а в отдельных участках достигает 16 г/т (Митрофанов и др., 1994). Оруденение приурочено к узловой части пересечения рифта с меридиональной Мунозерско-Цагинской зоной

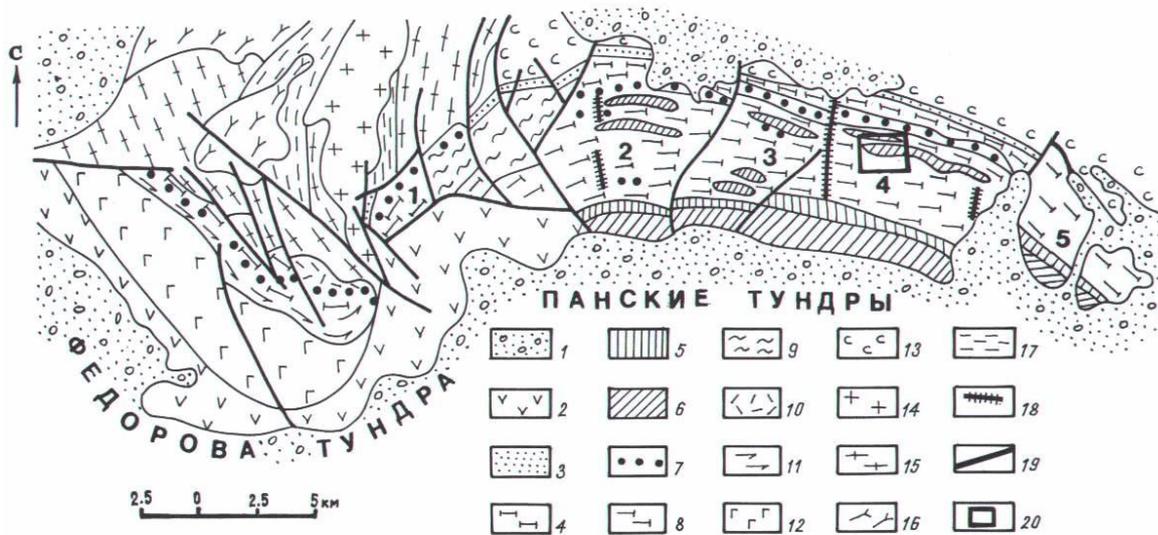


Рис. 2-8. Схема геологического строения расслоенной интрузии Федоровой и Панских Тундр. 1-современные торфяно-моренные отложения; 2-осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской рифтовой структуры. Породы Федорово-Панской интрузии: 3-габбро, нориты и меланократовые габбронориты нижней краевой зоны; 4-габбро-нориты нижней зоны; 5-чередование оливиновых габброноритов, габброноритов, троктолитов и анортозитов (верхний тонкорасслоенный горизонт); 6-габбронориты полосчатые и трахитоидные верхней зоны; 7-нижний тонкорасслоенный горизонт с платинометальным оруденением; 8-габбронориты средней зоны; 9-рассланцованные, милонитизированные габбронориты; 10-габбро; 11-габбронориты Федоровой Тундры; 12-крупнозернистое амфиболитованное габбро; 13-раннепротерозойские щелочные граниты; 14-граниты; 15-позднеархейские гранито-гнейсы; 16-амфиболиты; 17-гнейсы и сланцы; 18-дайки габбро-диабазов; 19-разрывные нарушения; 20-участок детальных работ. Номера на схеме-отдельные массивы Западно-Панского блока интрузии Панские Тундры: 1-Ластьявр, 2-Каменник, 3-Сулейпахк, 4-Кийвей, 5-Пшемпахк.

глубинных разломов. Общей особенностью платинометального оруденения в интрузии Панских Тундр, как и Федоровой Тундры, является его тесная ассоциация с линзовидными телами анортозитов и лейкогабброноритов, локализованных в ритмично расслоенных горизонтах (РРГ) и подверженных позднемагматическим метасоматическим преобразованиям (Turchenko et al., 1998; Ваганов, Турченко и др., 2000). РРГ мощностью 150-200 м прослеживается по простиранию более чем на 15 км и имеет падение в южных румбах, согласное с общей расслоенностью пород под углом 35-40° на северных склонах и 20-25° на южных склонах Панских Тундр. Она состоит из "слоев" норитов, оливиновых габброноритов, меланократовых норитов и троктолитов, среди которых выделяются линзообразные или силлоподобные тела анортозитов и лейкогабброноритов мощностью от сантиметров до первых метров. По простиранию они прослеживаются на сотни метров, не имеют закалочных границ, но часто содержат автолиты габброноритов и норитов. Иногда наблюдаются секущие взаимоотношения анортозитов и пород РРС. Все это может свидетельствовать о более позднем внедрении анортозитов в первичные магматически

расслоенные породы, подобные критическому горизонту типичных расслоенных интрузий. Платинометальное оруденение представлено “малосульфидным” типом, так как имеет отчетливую связь платиноидов с непромышленной сульфидной медно-никелевой минерализацией. Это оруденение образует “висячие” горизонты, залегающие согласно с расслоенностью пород, мощностью от десятков сантиметров до 2,5 м и протяженностью по простиранию до 10 км и более. Сульфидная ассоциация представлена пентландитом, халькопиритом и пирротинном, а платиноидная минерализация является платино-палладиевой сульфидно-висмутотеллуридного состава. Отмечаются широкие колебания отношения Pd/Pt (от 2,5 до 20). Наиболее обогащенные элементами платиновой группы участки тяготеют к анортозитам и их границам с габброноритами. Изотопный U-Pb возраст анортозитов, определенный по бадделеиту, оказался равным 2449 ± 12 млн. лет, а возраст габброноритов расслоенного горизонта, установленный по циркону, составил $2491 \pm 1,5$ млн. лет (Baynova, Mitrofanov, 1999). Sm-Nd изотопное датирование этих пород (Рис. 2-9) также показало их близкий (в пределах погрешности метода) возраст, соответствующий 2427 ± 90 млн. лет ($MSWD = 1,73$) и значения ϵ_{Nd} от -0,7 до -1,7 для возраста деплетированной мантии $T_{DM} = 2,5$ млрд. лет (Turchenko, Bogomolov, 1997).

2.3.1.4. Петрология и геохимия платиноносных и вмещающих пород.

Наиболее важная особенность пород РРГ --- присутствие горизонтов с сульфидной и платинометальной минерализацией, локализованной в анортозитовых линзах и слоях или в зонах их контакта с породами вмещающей расслоенной серии. Среди пород РРГ анортозиты также являются максимально метасоматически измененными породами. Соответственно этому породы РРГ подразделяются на две группы: неизменные вмещающие породы и рудоносные метасоматически измененные анортозиты. Их петролого-геохимические особенности рассмотрим ниже. Неизменные породы (габбро-нориты) составляют главную часть пород ритмично расслоенного горизонта и состоят из кумуслунных плагиоклаза, ортопироксена и клинопироксена. Плагиоклаз обычно содержит 60-70% анортита и изредка проявляется как интеркумуслунный минерал. Содержание пироксена около 50%, но в оливин-содержащих породах достигает 75%, и при увеличении количества оливина вмещающие породы становятся меланократовыми оливиновыми габбро-норитами. Во всех указанных разновидностях обычно присутствует ильменмагнетит, который проявлен как интеркумуслунный минерал. Кварц также типичен для этих пород как интеркумуслунный минерал и особенно характерен для лейкогаббро-норитов. Помимо таких широко распространенных пород в составе расслоенной серии присутствуют мелкозернистые габбро и троктолиты. На диаграмме AFM (рис.2-10) точки составов неизменных габбро-

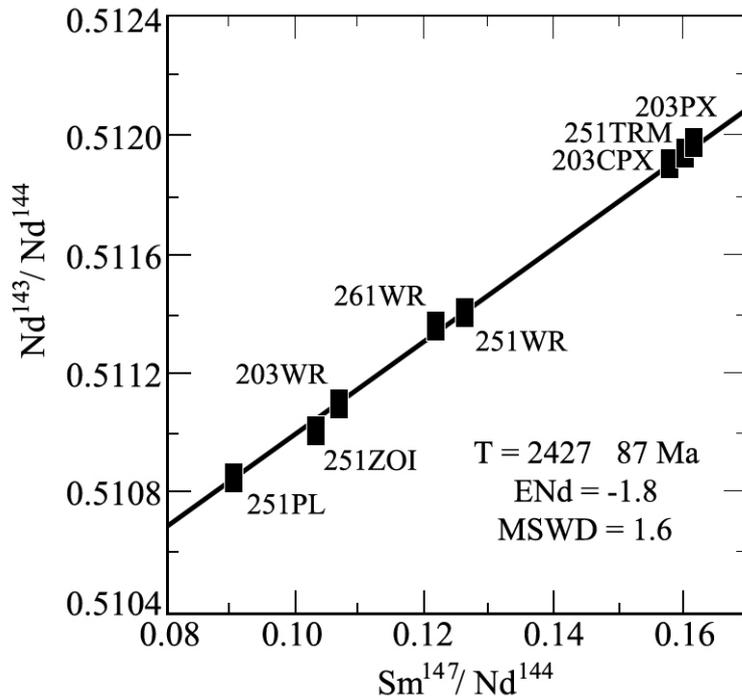


Рис. 2-9. Sm-Nd породно-минеральная изохрона для пород расслоенного горизонта интрузии Панских Тундр. 251–оруденелый метасоматически измененный анортозит: WR–порода, PL–плагиоклаз, ZOI–цоизит, TRM– тремолит; 261– анортозит неизмененный безрудный; 203– габбронорит: WR–порода, OPX–ортопироксен, CPX–клинопироксен.

норитов образуют компактную область наиболее магниальных составов, а область более железистых составов свойственна оруденелым анортозитам. Рудоносные метасоматически измененные породы четко выделяются среди пород РРГ обогащенностью сульфидной минерализацией и лейкократовым составом. Сульфидная и связанная с нею платинометальная минерализация локализована преимущественно в пределах горизонтов, которые содержат анортозиты, метасоматически измененные анортозиты, а также вдоль зон контакта между ними и габброноритами. Анортозиты состоят из адкумуляционного плагиоклаза (75% An) и интеркумулятивного пироксена (5%). Пироксен большей частью замещен уралитом или хлоритом. Кварц в породе также обычен как типичный интеркумуляционный минерал. В анортозитах часто наблюдаются смешанные ("миксинговые") породы, которые состоят из плагиоклазовых адкумулятивов, вмещающих плагиопироксеновые кумуляты. Они имеют сходство с пудинговыми анортозитами, типичными для J-M рифа интрузии Стиллуотер. Оруденение проявлено в форме жил, прожилков или вкрапленности. Платинометальная минерализация тесно связана с халькопиритом и пентландитом, локализована, главным образом, вдоль их контактов и редко наблюдается внутри зерен



Рис.2-10. Поле AFM для составов оруденелых анокритов (1) и неизмененных габбро-норитов (2).

пирротина и борнита. Платиноиды представлены теллуридами, висмутидами и сульфидами Pd и Pt (Митрофанов и др., 1990).

Методом нейтронно-активационного анализа (НАА), выполненным в Реакторном Институте Технического университета г. Дельфт (Нидерланды) в большей части исследовавшихся образцов были определены содержания 44 химических элементов: Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Br, Rb, Sr, Zr, Ag, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Dy, Yb, Lu, Hf, Ta, Ir, Au, Hg, Th и U. Пределы обнаружения подавляющего большинства перечисленных элементов были ниже соответствующих кларков в земной коре. По содержанию элементов-примесей (табл.2-2) рудоносные породы заметно обогащены (в порядке убывающих значений) Te, Au, K, Se, Ir, Cu, Ni, Rb, Ga, Co Cs, но существенно обеднены Sc, Cr, V, Mn, Yb, Lu в сравнении с вмещающими их габбро-норитами (рис.2-11А). Для сравнительного анализа были взяты наиболее типичные и представительные образцы пород. По содержанию главных петрогенных элементов Fe, Ca, Ti, Na, Mg, Al, свойственных мафическим породам, а также Ba, Sr, U и Th породы сходны. Сравнение их состава со средним составом современной континентальной коры по Овчиникову Л.Н. (1990) и архейской верхней коры по С. Тейлору и С.Мак-Леннану (1988) выявляет те же тенденции. Исключением выступают концентрации K и Rb, которые становятся близкими к среднему содержанию этих элементов в земной коре из-за их

значительного привноса при метасоматическом изменении рудоносных пород. Сопоставление рудоносных метасоматически измененных анортозитов с неизменными, не несущими сульфиды и платиноиды, анортозитами показывает обогащение первых Те, Ау, Аг, Се, Ир, Ни, Сu, Со, а также Вг и Сl, что свидетельствует о существенном привносе данных элементов при сохранении обеднения обеих типов пород Сг, Sc и Th. Вместе с тем рудосодержащие анортозиты по сравнению с безрудными неизменными анортозитами обогащены U, Rb и К (рис.2-11Б), что может быть вызвано их привносом из континентальной коры.

Характер распределения элементов-примесей и главных породообразующих компонентов в раннепротерозойских габброноритах (на примере типичного образца ЮК217) по сравнению с соответствующими кларками архейской верхней коры показывает, что габбронориты несколько обогащены Sr, Sc, Са и Сu. Но они обеднены К, Rb и Th, в то время

Таблица 2-2. Содержания элементов-примесей (в ppm) в оруденелых анортозитах (р) и габброноритах (г).

Элемент	ЮС228р	ЮС224р	ЮК221р	МА251р	МА254г	МА252г	ЮК216г	ЮК217г
Cr	6.02	24.2	2.06	20.3	159	59.1	114	64.6
Sc	1.75	7.98	5.12	13.5	21.4	18.3	35.2	
Ti	1010	1300	1370	680	1120	26.9	607	
V	26.6	54.5	43.4	52.5	80.3	941	103	111
Hf	0.296	0.633	0.986	0.391	0.413	0.287	0.1	0.436
Th	0.383	0.555	1.11	0.375	0.476	0.581	0.1	0.325
Mn	222	361	133	468	982	972	920	660
Cs	0.388	2.38	0.3	0.409	---	---	---	---
Ba	185	167	135	111	102	154	69.1	145
Rb	26	45.4	11.8	13.1	13.9	13.1	---	---
U	0.819	0.733	0.541	0.01	0.01	0.01	0.64	0.618
Co	107	34.5	3.77	85.1	83.6	51.4	51.8	28.5
Sr	630	597	423	507	120	220	294	373
Ga	24.5	23.2	22.3	---	---	---	---	---
Cl	160	139	281	357	0	0	0	0
Br	11.5	2.88	6.92	8.29	0.587	1.54	1.29	1.1
Ni	4840	1840	104	3330	2710	627	488	103
Ag	9.03	2.24	0	0	0	8.15	2.97	0
Ir	0.0501	0.0255	0	0.0139	0	0	0	0
Se	19.5	5.25	0	6.55	2.56	6.15	0	0.07
Cu	13900	3980	602	8750	2260	9120	737	303
Au	10.7	0.699	0.0102	0.239	0.0263	0.259	0.0343	0
Te	14.5	2.58	0	0	0	0	0	0
As			1.57					
Sb			0.39	0.122				

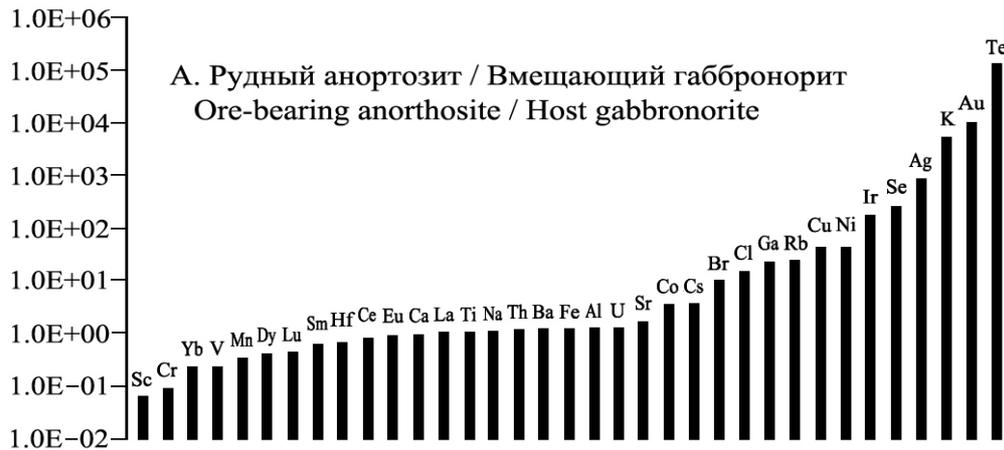


Рис. 2-11А. Геохимические спектры рудоносных и вмещающих пород РРС интрузии Панские Тундры (А, Б, В). А – обогащение рудного анортозита (обр. ЮС228) в ряду элементов от Со до Те и обеднение Sc, Cr, Mn и HREE по сравнению с типичным вмещающим габбро-норитом (обр. ЮК217).

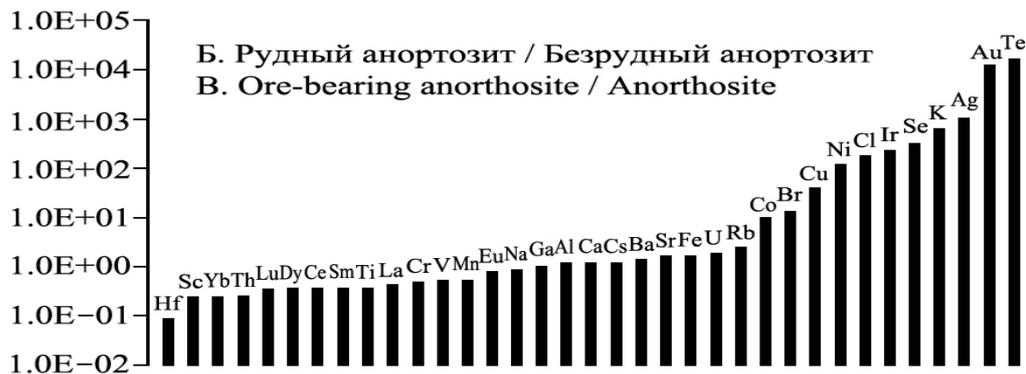


Рис. 2-11Б. Характер обогащенности и обедненности рядом элементов рудного анортозита (обр. ЮС228) по сравнению с безрудным анортозитом.

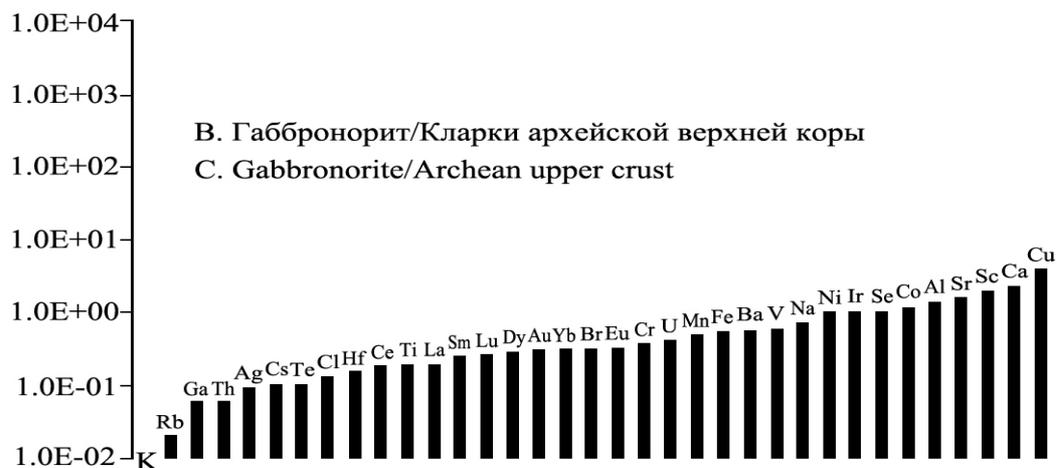


Рис. 2-11В. Характер распределения элементов-примесей в типичном габбро-норите (обр. ЮК217) по сравнению с распределением кларков этих элементов в архейской верхней коре.

как содержания всех других элементов сходны с кларками этих элементов в архейской верхней коре (рис.2-11В). Наибольшее сходство по геохимическим особенностям габбро-нориты вмещающие оруденелые и неоруденелые анортозиты имеют с нижней корой по Тейлору и Мак-Леннану (1988), за исключением некоторого обогащения U и Cu и обеднения K и Ga. Приведенные данные могут свидетельствовать об образовании материнской магмы габброноритов и соответственно связанных с ними лейкократовых (анортозитов) и меланократовых дифференциатов, при плавлении пород нижней коры.

Многомерная статистическая обработка результатов ИНАА (факторный анализ) показал (рис. 2-12) отчетливо проявленную кластеризацию элементов, исследованного комплекса пород. В нем выделяются следующие элементные ассоциации: 1) Sc-V-Cr, типоморфная для пород основного и ультраосновного состава; 2) Dy-Yb-Lu, представляющая подгруппу тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ); 3) La-Ce-Sm-Eu-Ti-Hf-Th, включающая легкие РЗЭ и три литофильных элемента; 4) K-Rb-Sr-Ba-Br-U, сформированная щелочными и щелочноземельными элементами, к которым примыкают бром и уран; 5) Au-Cu-Se-Ni-Co, рудная группа, отражающая генетическую связь золота с сульфидами меди и никеля, и показывающая существенную роль селена в образовании оруденения. Расположение ассоциаций (кластеров) показывает так же черты антагонизма их поведения, возникшие в процессе метасоматического преобразования рассматриваемых пород. Так, первый кластер противостоит третьему и четвертому, что отражает вынос из исходных пород хрома, скандия и ванадия и накопление в них значительного количества литофильных (коровых) элементов, а пятый кластер противостоит второму, содержащему тяжелые РЗЭ. Это указывает на то, что привнос рудных элементов в изменяющиеся породы сопровождался обеднением последних тяжелыми лантаноидами. Близкие значения фактора F1, характерные для калия, свидетельствуют не только о контаминации рудоносных пород, но и о проявлении мощного процесса привноса калия --- метасоматозе, интенсивно проявленном в рудоносных анортозитах. Достаточно высокие отрицательные величины фактора F2 для Rb и Br могут указывать на унаследованность геохимических особенностей пород источника, которыми были, вероятно, обогащены породы нижней коры, что может быть подтверждено также существенным удалением фигуративных точек K и Rb друг от друга.

Для рудных металлов Co, Ni, Au, Cu, рассмотренных в выборке, свойственна их группировка в области высоких отрицательных значений фактора F₂ и ассоциация их с Se. Присутствие Se в платиноносных породах интрузии Панских Тундр может свидетельствовать о специфике пород источника и оруденения. Можно также полагать, что золото также может представлять элементы группы платины в образцах оруденелых

анортозитов, так как Au и Ig входят в первую четверку ряда элементов, расположенных по их обогащенности относительно основных пород (см. рис.2-11А). Группировка Ni, Cu, Au, Se и

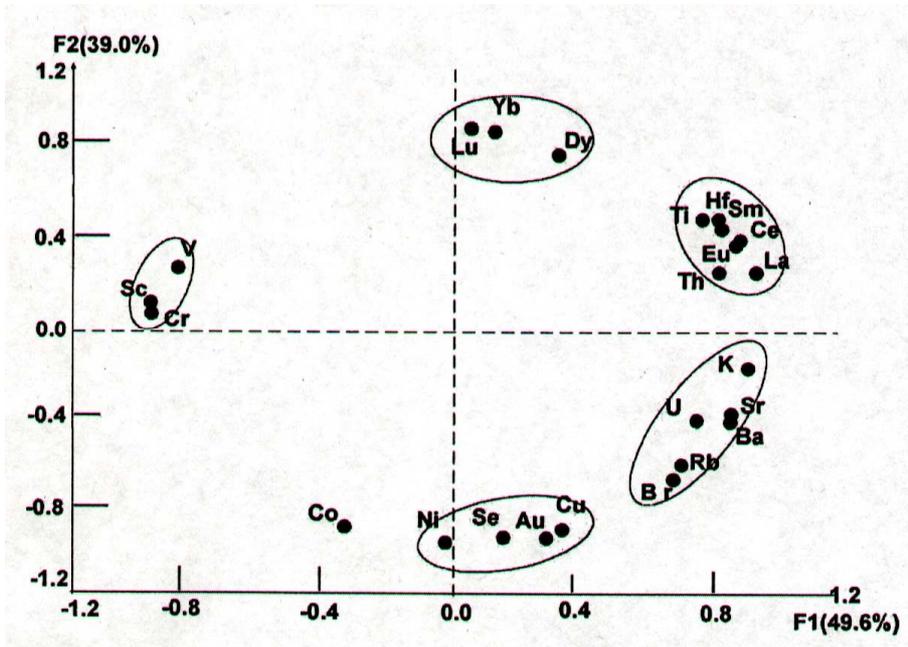


Рис. 2-12. Диаграмма факторных нагрузок рудоносных и вмещающих пород РРГ интрузии Панские Тундры.

платиноидов, ассоциирующих с ними на диаграмме факторных нагрузок, а также факт существенного преобладания перечисленных элементов в метасоматически измененных рудоносных анортозитах свидетельствуют о некотором процессе, ответственном за накопление данных элементов в породной системе интрузии Панских Тундр. В отличие от упомянутых элементов Co на диаграмме ранговой корреляции факторных нагрузок расположен в области отрицательных значений F_1 . Он, примерно с одним и тем же содержанием, присутствует в рудоносных и вмещающих породах интрузии и является геохимически явно унаследованным от пород, из которых был выплавлен магматический расплав интрузии Панских Тундр.

Элементы, имеющие положительные значения обоих главных факторов – такие, как Ti, Th, Hf и легкие РЗЭ, отражают геохимические особенности пород источника мафитовой интрузии. В то же время заметна четкая дифференциация РЗЭ на подгруппы легких и тяжелых РЗЭ (рис.2-13, табл.2-3), которая обусловлена характером распределения РЗЭ в толеитовых расплавах рифтогенных структур, таких, например как Печенга и Имандра-Варзуга на северо-западе Балтийского щита (Смолькин, 1992). Величина отношения $La_n/Yb_n = 2,6-1,8$ в анортозитах и $0,7-0,9$ в габброноритах. Происхождение таких пород может быть связано с плавлением гранатовых амфиболитов или основных гранулитов и эклогитов (Rapp et al., 1991) типичных для нижней коры. Распределение РЗЭ в платиноносных

метасоматически измененных анортозитах (рудных телах) интрузии Панских Тундр характеризуется низким содержанием тяжелых РЗЭ по сравнению с габброноритами РРС (см. рис.2-13, табл.2-3) и ярко выраженной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^*)_n=1,7-1,8, что может свидетельствовать о высокой степени фракционирования материнского расплава интрузии, обогащенной плагиоклазовым компонентом.

Особенности состава флюидных фаз рудоносных метасоматически измененных анортозитов, неизмененных анортозитов и габброноритов были исследованы методом масс-спектрометрической термоионной эмиссии в температурном интервале 400-1200°C (Лохов, 1990). Кроме того, было проведено изучение газожидких включений (ГЖВ) в

Таблица 2-3. Содержание РЗЭ (в ppm) в оруденелых анортозитах (ра) и габброноритах (гн).

Образец	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Dy	Yb	Lu
МА251 ра	3,01	5,91	0,68	0,41	0,00	0,63	0,30	0,05
ЮС228 ра	3,88	6,34	0,58	0,36	0,00	0,37	0,14	0,04
ЮК221 ра	6,20	11,50	1,07	0,47	0,13	0,69	0,40	0,07
МА254 гн	2,71	4,67	0,63	0,29	0,00	0,39	0,39	0,07
ЮК216 гн	1,05	2,34	0,37	0,22	0,00	0,57	0,25	0,04
ЮК217 гн	3,71	7,49	0,99	0,39	0,15	0,91	0,60	0,08

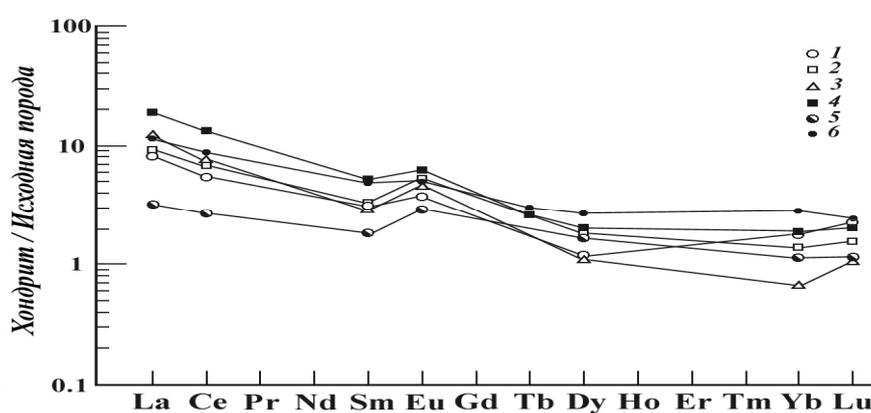


Рис. 2-13. Распределение РЗЭ в рудоносных и вмещающих породах РРС интрузии Панские Тундры. 1- МА254гн - габбро-норит, 2- МА251ра – рудный анортозит, 3- ЮС228ра - рудный анортозит, 4- ЮК221ра - рудный анортозит, 5- ЮК216гн – габбро-норит, 6- ЮК217 – габбро-норит. Заметна положительная Eu аномалия для рудных анортозитов.

кварце рудоносного анортозита методом гомогенезации, показавшее их низкотемпературный генезис (около 420°C). Наибольшая часть ГЖВ сложена водным флюидом и CO₂, выделение которых соответствует тепловому интервалу 400-600°C. Анализ состава флюидов в пределах высокотемпературного интервала 800-1200°C в рудоносных анортозитах и вмещающих габброноритах свидетельствует о том, что первые характеризуются более высоким содержанием N₂, CO, SO₂ и CH₄ по сравнению с габброноритами.

В отношении флюидных компонентов геохимическое изучение показало, что платиноносные породы наряду с другими особенностями (рассмотренными выше) обладают необычно высокими концентрациями Вг и Сl (см. табл.2-1), которые могут быть обусловлены особенностями состава высокотемпературных флюидов, производящих позднемагматические метасоматические преобразования пород. Повышенное содержание Сl, Н₂, F и углеводородов в рудоносных породах интрузии Панских Тундр было также отмечено ранее (Докучаева, Припачкин, 1992), так же как и Н₂O и CO₂ в породах РРГ, вмещающих платиноносный горизонт (Орсоев, 1977).

2.3.1.5. Обсуждение результатов исследований и природа платинометального оруденения.

По результатам петро- и геохимических исследований, изучения особенностей состава флюидных фаз вмещающих и рудоносных пород ясно, что анортозиты, в особенности оруденелые метасоматически измененные анортозиты, резко отличаются от других пород интрузии Панских Тундр. Анортозиты, хотя и имеют секущие взаимоотношения с другими породами РРГ, все же локализованы именно в его пределах. Такая четкая приуроченность, вероятно, определяется возможностью внедрения фракционированного анортозитового расплава в готовые плоскости неоднородности расслоенного горизонта. Петрохимические особенности пород показывают, что анортозиты являются едиными и неотъемлемыми членами ряда магматической дифференциации первичного мафитового расплава. Значения ϵ_{Nd} от - 0,7 до -1,7 для T_{DM} от 2,5 до 2,47 млрд. лет означают, что породы произошли из единого источника, который имел более низкое Sm-Nd отношение, чем хондритовый резервуар. Вместе с тем ясно, что анортозиты и габбронориты хотя и частично ассимилировали архейские коровые породы, все же по происхождению связаны со спецификой геохимического состава нижней коры. Более позднее внедрение анортозитов и обогащенность их летучими компонентами по сравнению с другими породами РРГ свидетельствуют об их принадлежности к наиболее поздним, насыщенным флюидами дифференциатам единого магматического очага, которые легко внедрились в магматическую камеру, где были уже закристаллизованы, но еще не охладились (отсутствие закалочных зон в анортозитах) мафические породы (габбронориты, нориты, их оливинсодержащие разновидности, такие как троктолиты и габбро). Эти флюидонасыщенные анортозитовые

дифференциаты содержали и металлы: медь, никель и платиноиды в виде хлорид-, фторид-, селен- и серу-содержащих соединений во флюидах, которые и произвели посткристаллизационную метасоматическую переработку анортозитов и их приконтактовых частей, создав возможность для формирования малосульфидного платинометалльного оруденения рифового типа.

Относительно генезиса платинового оруденения в расслоенных интрузиях существуют две концепции. Одна из них (Campbell et al., 1983) предполагает многофазность развития магматической системы. Главным фактором привноса рудообразующих компонентов является взаимодействие дополнительной сульфидоносной магмы и расслоенной серии, способствующее концентрации платиновых металлов. Другая основана на признании ведущей роли глубинных флюидов в привносе платиновых металлов и их концентрации (Kinloch, 1982; Stumpf, Tarkian, 1977). Обе концепции все же не могут полностью объяснить закономерности внутреннего строения и положение платиноносного горизонта в вертикальном сечении интрузивов. Согласно представлениям А.А. Маракушева (1995), еще на мантийном уровне магмообразования и ранних этапах дифференциации расплавов поведение платиновых элементов определяется соотношением силикатной и сульфидной жидкостей. Экспериментальные исследования фазового распределения платины и палладия при железо-сульфидно-силикатном расслаивании расплавов, проведенные А.А. Маракушевым и Ю.Б. Шаповаловым (1996), показали, что платина обладает существенно сидерофильными свойствами и в магматических расплавах концентрируется более предпочтительно в металлической расплавной фазе, образуя ферроплатиновые соединения, типичные для месторождений платиноидов в перидотитах. Эти исследования также установили, что палладий имеет халькофильные свойства и предпочтительнее концентрируется в сульфидных расплавах, а не в металлических расплавах, как платина, т.е. доказали значительное родство Pt-Pd ассоциаций с сульфидной серой.

Вместе с тем в последние годы стали известны данные о повышенной концентрации элементов платиновой группы в вулканогенно-осадочных породах и вулканических эксгаляциях (Платина России, 1995), что свидетельствует о важной роли магматических флюидов в мобилизации, переносе и концентрации этих металлов в магматических и постмагматических процессах. Важная роль в мобилизации и транспортировке благородных металлов при дегазации мантии принадлежит Cl, F, OH, SO₂ и другим газам. В настоящее время имеется также информация о переносе платиноидов высокотемпературными флюидами, основанная на экспериментальных исследованиях. Они показывают, что платиноиды могут обогащать растворы хлоридов щелочей при 750 и 300-500⁰С (Орлова и др., 1987; Плюсина и др., 1995) и значительно увеличивается концентрация платиноидов в

водно-хлоридном флюиде, сосуществующем в равновесии с базальтовым расплавом, при понижении температуры от 1350 до 1100⁰С (Горбачев и др., 1994). Высокая растворимость металлов платиновой группы в высокотемпературном флюиде свидетельствует об эффективности флюидного транспорта благородных металлов при дегазации базитовых магм или их взаимодействии с потоками глубинных магматических флюидов. Соответственно ясно, что наличие хлор-, фтор- и гидроксилсодержащих флюидов в ассоциации даже с незначительным содержанием серы ведет к сохранению платинометаллоносного сульфидного флюидосодержащего расплава до температурных условий гидротермального рудоотложения, что и наблюдается в большинстве малосульфидных платинометалльных месторождений. Формирование малосульфидного платинометалльного оруденения можно рассматривать с позиции высокой роли активности флюидов. При этом учитывается, что одним из главных свойств флюида, сосуществующего с мафитовым расплавом, является его обогащение с понижением температуры и давления такими компонентами, как H₂, HCl, HF, H₂O и др. Это резко увеличивает экстрагирующие свойства флюида в отношении рудных компонентов, в том числе платиновых металлов, не участвующих в процессах ранней кристаллизации расплавов.

Надо полагать, что сульфидные платино-медно-никелевые и малосульфидные платинометалльные месторождения образуются в результате эволюции единых рудно-магматических систем. Главная же роль в формировании малосульфидных платиноносных горизонтов принадлежит флюидно-магматической конвекции, которая приводит к развитию аномальных участков в интрузиях при их консолидации. В этом случае платинометалльное оруденение приурочено к отдельным локальным и маломощным горизонтам (рифам) на контактах контрастных расслоенных серий, или же концентрируется в контактовых частях габброноритов и анортозитов, как и в Рифе Меренского интрузии Бушвельд (Barnes, Campbell, 1988). Особенностью таких горизонтов является значительное гидротермально-метасоматическое их преобразование в отличие от вмещающих пород, не подверженных изменениям. Ассоциация платиноидов и сульфидов с гидрооксил-содержащими силикатами свидетельствует о флюидно-магматическом происхождении минерализации и измененных пород платиноносных горизонтов в крупных расслоенных плутонах (Farrow et al., 1992), а также в альпинотипных интрузиях (Ohnenstetter, 1992). Критериями такого флюидно-магматического формирования оруденения могут быть данные о том, что соединения Pt-Fe, Pt-Cu, Pt-Te и других платиноидов имеют достаточно низкие температуры кристаллизации по сравнению с кристаллизацией силикатного расплава (Евстигнеева, 1980; Малевский и др., 1987). Кроме того, известно, что платиноиды большей частью образуются после пентландита, который кристаллизуется при температуре ниже 610° (Kullerud, 1963).

Отсюда ясно, что сульфидная минерализация и платиноиды могли отлагаться не прямо из магматического расплава, а были сформированы в связи с действием флюидно-магматических систем.

Анализ флюидных фаз, входящих в состав как анортозитов и оруденелых анортозитов, так и габброноритов тонко расслоенного горизонта интрузии Панские Тундры, показал присутствие высокотемпературных флюидных компонентов, таких, как SO_2 и N_2 , именно в анортозитах, являющихся рудоносными, к которым и приурочено платинометальное оруденение, сопровождаемое сульфидами. Высокая степень восстановленности флюида (CO , N_2 , CH_4), ассоциация с сульфидами и большие содержания Cl и Br способствовали концентрации в нем платиноидов их переносу и отложению вместе с сульфидами Cu и Ni вдоль контактовой поверхности в неоднородной среде тонко расслоенного горизонта интрузии Панских Тундр. Подобного типа механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях подтверждаются также исследованиями Е.В.Шаркова и О.А.Богатикова (1998) для других интрузий Карело-Кольского региона. По данным нейтронно-активационного анализа оруденелые породы интрузии Панских Тундр заметно обогащены Te , Au , Se , Ir , Cu , Ag , Ni , и особенно флюидными фазами - Br и Cl , по сравнению с вмещающими габброноритами, а масс-спектрометрическое изучение флюидных фаз показало также обогащение рудоносных анортозитов N , SO_2 , CO и H_2S (Ваганов и др., 2000). Кроме того, габбронориты и анортозиты, также как и рудоносные анортозиты были исследованы Sm-Nd изотопным изохронным методом, по которому их возраст соответствует 2427 ± 90 млн. лет, а ϵ_{Nd} в среднем отвечает отрицательным значениям -1.8 (Turchenko et al., 1998). U-Pb изотопный возраст габброноритов по циркону 2470 ± 9 млн. лет, а анортозитов по бадделиту 2447 ± 12 млн. лет (Mitrofanov, Bayanova, 1999). Эти данные свидетельствуют о происхождении пород расслоенной интрузии и рудоносных метасоматизированных анортозитов из единого источника, которым могла быть обогащенная субконтинентальная мантия, активизировавшая в раннем протерозое сиалическую кору при рифтогенезе.

2.3.2. Структурно-металлогенические особенности Северонорвежско-Онежской рифтогенной системы.

В Карельской архейской коровой провинции Балтийского щита палеопротерозойские рифтовые структуры относятся к единой Северонорвежско-Онежской (по А.Д.Щеглову и др., 1993 - Карельско-Лапландской) рифтогенной системе. В физических полях отдельные рифтовые структуры этой системы проявляются положительными гравитационными и магнитными линейными аномалиями, а также четко фиксируются при структурном дешифрировании материалов дистанционного зондирования и петролого-геохимическими данными (Турченко и др., 1997), но в отношении металлоносности значительно уступают

Печенгской и Имандра-Варзугской рифтогенным структурам. В Карельском блоке ранняя стадия палеопротерозойского рифтогенеза маркирована внедрением расслоенных интрузий с возрастом 2.45-2.35 млрд. лет и трогами, выполненными сумийско-сариолийскими осадочно-вулканогенными отложениями этого же возрастного интервала. Для расслоенных интрузий, приуроченных к субширотному поясу разломов, трансформных по отношению к Северонорвежско-Онежской рифтогенной системе, сульфидное медно-никелевое оруденение не характерно. Но примечательной особенностью этой структуры являются: хромитовые месторождения в интрузиях Кеми и Койтилайнен в Сев. Финляндии, Pt-Pd оруденение малосульфидного типа в интрузиях Пеникат (там же), Кивакка, Луккулайсваара (Сев. Карелия) и титаномагнетит-ванадиевое месторождение Муставара в Финляндии. Сумий-сариолийские палеорифтовые структуры наметили направления заложения и развития следующего - зрелого этапа формирования рифтовых структур, их дальнейшего раскрытия и заполнения ятулийско-людиковийскими вещественными комплексами возрастного интервала 2.3-1.85 млрд. лет. Ятулийскому возрастному этапу (2.3-2.0 млрд. лет), с которым связаны излияния внутриплитных базальтов и отложение ортокварцитов и доломитов, отвечало формирование эпикратонных бассейнов рифтогенной природы: Онежская, Шомбозерская, Лехтинская, Пана-Куолаярвинская и Куусамо структуры (Турченко и др., 1992; Буйко и др., 1995). Металлогеническая специализация этого этапа выражена медно-кобальтовым оруденением в базальтах, рудопроявлениями медистых песчаников и гематитовых кварцитов (Рыбаков, Голубев, 1999), золоторудным оруденением в Куусамо-Куолаярвинской и платинометальным в Онежской палеорифтовых структурах. Рифтогенные вещественные осадочно-вулканогенные комплексы возрастного интервала 2.0-1.85 млрд. лет также распространены в пределах упомянутых структур и в более северных частях рифтогенной системы (пояса Киттеля, Каутокейно и Карашок на севере Финляндии и Норвегии). Поздняя стадия палеопротерозойского рифтогенеза проявлена также в субмеридиональных структурах, где рифтогенная активизация выразилась в формировании Ti-V руд с платиноидами в габбро-долеритах вблизи Онежской структуры (Пудожгорское и Койкарское месторождения) и внедрении щелочно-ультрамафитовых и карбонатитовых тел (Елетьозерский и Тикшозерский массивы) в Сев. Карелии, несущих Cu-Ti-Fe-Pt минерализацию (Филиппов и др., 1999). Эта стадия также хорошо выражена в окраинно-континентальном рифтогенезе, определившим формирование Ладожско-Ботнической зоны вдоль границы архейской коровой Карельской провинции со Свекофеннской аккреционной складчатой областью, обладающей палеопротерозойской ювенильной корой. В северо-западном направлении от Ботнического залива эта известная структура протягивается по территории Швеции и далее прослеживается под каледонидами (по геофизическим данным)

до Норвежского моря, где на Лофотеновых островах ее гравимагнитным максимумам соответствуют супракрустальные породы и гранитоиды, самые поздние из которых датируются возрастом 1.7 млрд. лет (Zwaan, 1995).

Наиболее крупной палеопротерозойской внутриконтинентальной палеорифтовой структурой в Карельском блоке Балтийского щита является Северонорвежско-Онежская, представляющая собой ряд разобщенных в настоящее время рифтогенных осадочно-вулканогенных поясов и бассейнов, площади распространения которых прослеживаются от каледонид северной Норвегии до южных берегов Онежского озера.

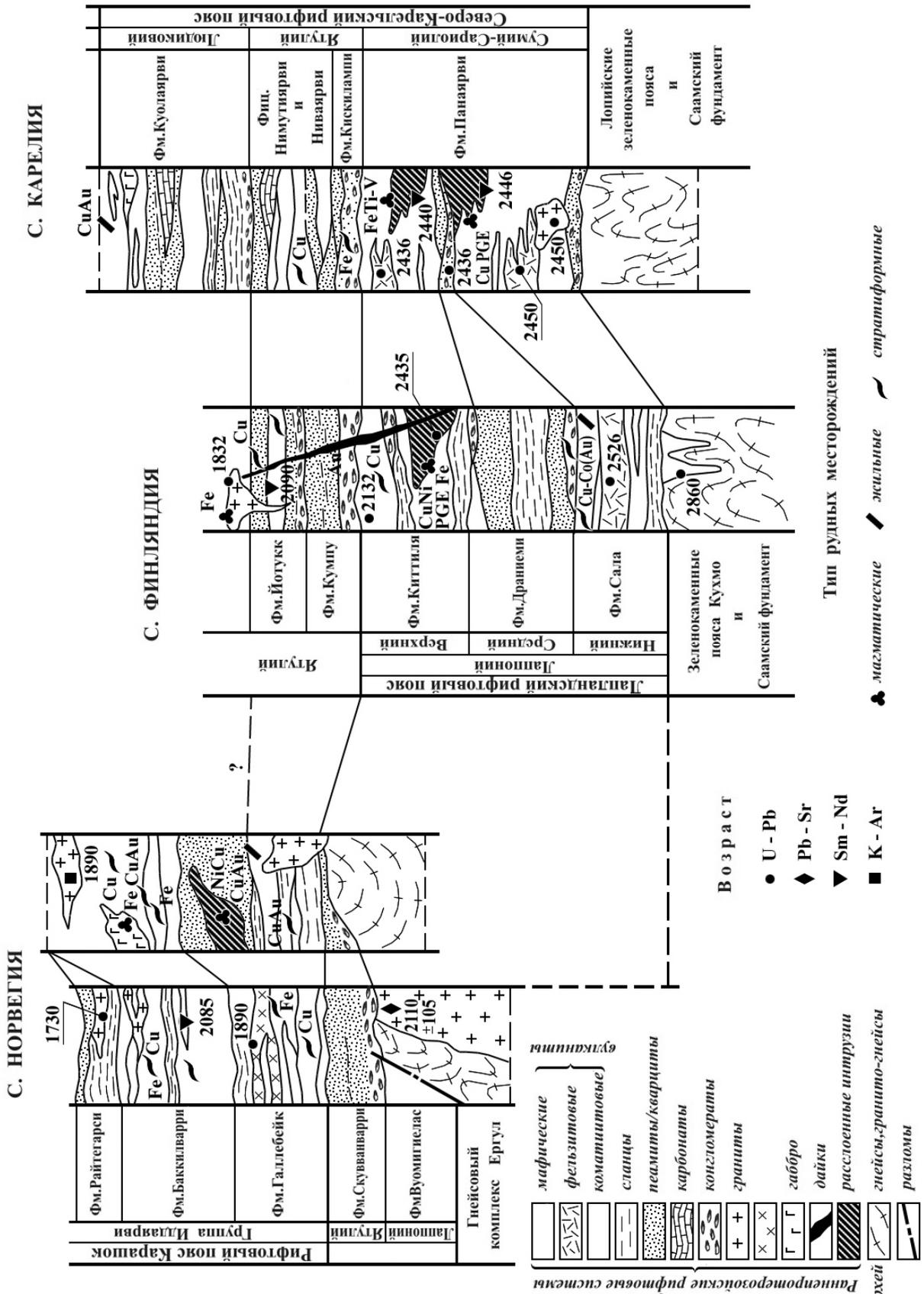
Скрытая рифтогенная природа раннедокембрийских поясов и бассейнов может быть установлена методами петрологического и геохимического анализа тектонической принадлежности слагающих их вулканогенно-осадочных породных ассоциаций. Особенности их размещения хорошо выявляются не только геологическим картированием, но и характером расположения структурных элементов, которые устанавливается также и анализом дистанционным материалов. Система разломов, ограничивающих рифт, контролирует размещение осадочно-вулканогенных бассейнов и поясов, а также проявление магматизма в них. Она имеет СЗ-ССЗ простирание и хорошо дешифрируется на космоснимках. Эта главная рифтовая структура включает в себя: осадочно-вулканогенные пояса - Карашок и Киттеля в Норвежской и Финской Лапландии, Салла-Куусамо и Пана-Куоляярви соответственно в Северной Финляндии и Карелии, а также вулканогенно-осадочные бассейны - Лехта, Шомба и Онежский в юго-восточной части структуры. Структурные особенности региона были выявлены по космическим снимкам (КС) и геофизическим материалам (Турченко и др., 1997). Главная структура Северонорвежско-Онежского рифта выделена по сгущению однородно направленных разрывных нарушений, прослеживаемых на протяжении около 1000 км. Аналогично, но менее внушительно выглядят на КС зоны разломов, секущие главную рифтовую структуру, которые могут рассматриваться как зоны трансформных разломов. В местах пересечения этих линейных структур развиты крупные, включающие в себя ряд более мелких, сложно построенные кольцевые и дуговые структуры. Кроме кольцевых и дуговых структур, в области пересечения рифта и трансформных разломов наблюдается сгущение менее крупных разрывных нарушений (локальных зон разломов), косо секущих границы зон. Эти локальные разрывные нарушения являются рудоконтролирующими, поскольку именно с ними в супракрустальных поясах Салла-Куоляярви и Куусамо-Панаярви-Ципринга (расположенных в областях пересечения линейных структур) совпадают направления зон расщепления, которые вмещают золотоносные кварцевые и кварц-карбонатные жилы.

2.3.2.1. Геологические и металлогенические особенности Северонорвежско-Онежской палеорифтовой структуры.

Длительно развивавшиеся пояса и бассейны Северонорвежско-Онежской рифтовой структуры сложены осадочно-вулканогенными породными комплексами, которые разделены перерывами в накоплении на отдельные тектоно-стратиграфические группы (ТСГ): 1. Сумий-Сариолийскую или Лаппонийскую в Скандинавии (2.45-2.35 млрд. лет); 2..Ятулийскую (2.35-2.1 млрд. лет); 3.Людииковийскую или Калевийскую в Скандинавии (2.0-1.85 млрд. лет). Эти ТСГ являются типичными для палеопротерозойских разрезов супракрустальных пород рассматриваемой структуры и хорошо коррелируются друг с другом (Негруца В.З., 1984). Особенно четко корреляция разрезов характерна для северной части рифтовой структуры в Финляндии, Норвегии и Сев. Карелии поскольку здесь наиболее детально было проведено изотопное датирование вулканитов слагающих эти разрезы, мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий, гранитоидов и даек. Подобные исследования вместе со структурно-геологическим изучением были проведены в Сев. Карелии в пределах Панаярви-Ципрингской структурной зоны (Буйко и др., 1995; Turchenko, 1992; Turchenko et al., 1991) и соответственно здесь представлена корреляция стратиграфической летописи и проявления металлогенических событий (рис.2-14).°

Древнейшие палеопротерозойские рифтогенные породные ассоциации сумий-сариолийской (лаппонийской) ТСГ в северной Фенноскандии представлены ассоциацией грубозернистых кварцитов и метапесчаников с бимодальными вулканитами, среди которых преобладают метабазалты. Кварцевые порфиры и метадациты в этих вулканитах, перемежающиеся с метабазалтами, по U-Pb изохронному методу отвечают возрасту 2432 ± 22 млн. лет, определенному по циркону, выделенному из них (Буйко и др., 1995). Субширотные зоны разломов, пересекающие рифт и рассматриваемые в качестве трансформных, подчеркнуты размещением вдоль них платиноносных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий, отвечающих возрастному интервалу 2.45-2.35 млрд. лет и находящихся в структурно-геологической ассоциации с упомянутыми метаосадочными и вулканогенными породами. Петрохимические компоненты и элементы-примеси мафических вулканитов свидетельствуют об обстановке их формирования в условиях континентального рифтогенеза (рис.2-15, по Turchenko, 1992; Буйко и др., 1995). Характерная обстановка внутриплитного магматизма и континентального рифтогенеза подтверждается также особенностями распределения редкоземельных элементов в метавулканитах сумий-сариолий ТСГ, которые заметно обогащены легкими редкоземельными элементами (рис.2-16).

Рис.2-14. Корреляция формаций (Фм на рис.) палеопротерозойского интраконтинентального Северонорвежско-Онежского рифта в пределах Сев. Норвегии, Сев. Финляндии и Сев. Карелии с указанием изотопных значений возраста и позиции месторождений.



Следующая группа рифтогенных породных ассоциаций представлена вулканогенно-осадочными образованиями упомянутой ятулийской ТСГ, которые широко распространены в пределах отдельных бассейнов, где их мощность достигает нескольких километров. Эта ТСГ

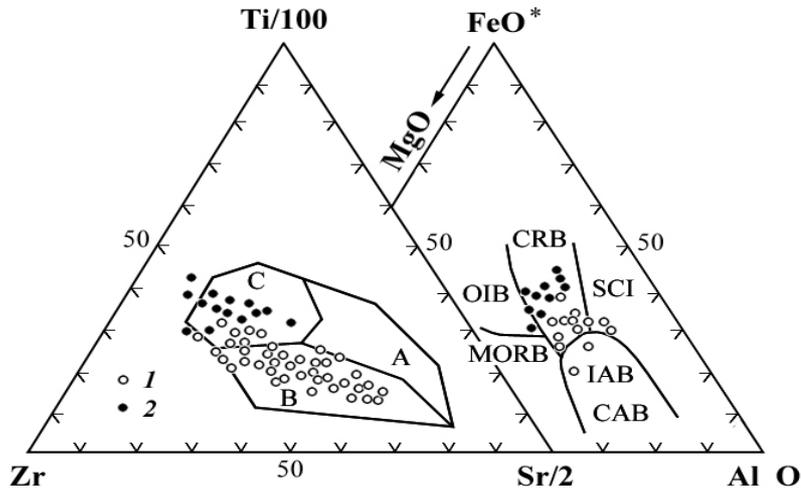


Рис.2-15. Петрохимические компоненты и элементы-примеси метабазальтов сумий-сариолийской (1) ТСГ на Zr-Ti/100-Sr/2 и AFM ($Al\ O = Al_2O_3$) диаграммах (Pearce, Cann, 1973; Pearce et al., 1977): А-низкокальциевые толеиты, В-известково-щелочные базальты, С-внутриплитные толеитовые базальты. ОИВ-базальты океанических островов, CRB-базальты континентальных рифтов, IAB, CAB-известково-щелочные базальты островных дуг, MORB-базальты срединно-океанических хребтов.

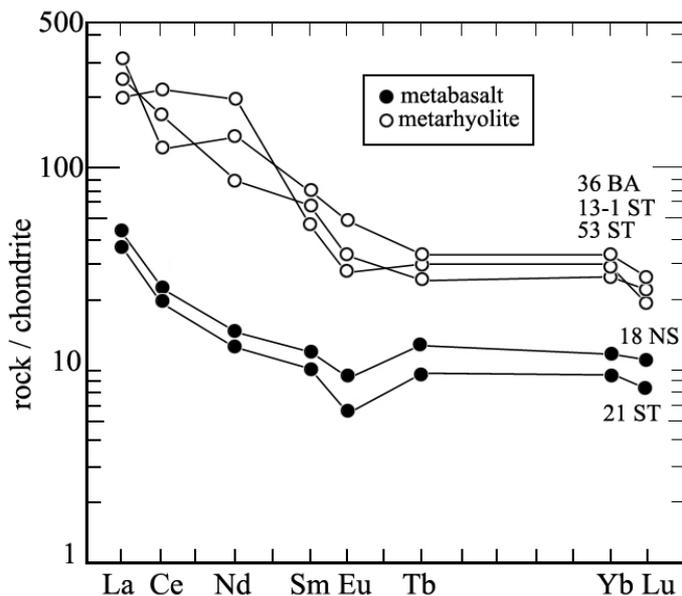


Рис.2-16. Характер распределения редкоземельных элементов в метавулканиках сумий-сариолийской ТСГ. Заметно обогащение метабазальтов легкими РЗЭ. 1-метабазиты, 2-метарииолиты

состоит из силлов и покровов базальтов, кор выветривания, конгломератов, кварцитов, доломитов и песчаников. Ятулийский внутриплитный магматизм, проявленный 2.35-2.1 млрд. лет назад, представлен толеитами с геохимическими свойствами, близким к базальтам срединно-океанических хребтов (см. рис. 2-16). Третья рифтовая стадия (2.1-1.85 млрд. лет) выражена в образовании наиболее поздней ТСГ породных ассоциаций, локализованных в зоне сочленения главной рифтовой структуры и трансформных разломов. Здесь часто наблюдаются в сочетании все три раннепротерозойские тектоно-стратиграфические группы, которые образуют крупные локальные синклиновые структуры с общей мощностью осадочно-вулканогенного разреза около 5-7 км. Верхние части разрезов таких структур сложены в Карелии людиковийской ТСГ, называемой в Финляндии калевийской, а в Норвегии - свитой Иддьярви, которые коррелируются друг с другом в пределах поясов Карашок-Киттиля, Салла-Куоляярви и Куусамо-Панаярви-Ципринга (см. рис. 2-15). Толеитовые базальты, обогащенные Ti коматииты и пикриты, переслаиваются здесь с глинисто-песчаниковыми и карбонатными осадочными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, и являются типичными для верхних частей разрезов. Геохимические особенности базальтоидов свидетельствуют об их внутриплитном характере и обогащении Fe, Ti, V и легкими редкоземельными элементами (Pharaoh, Pearce, 1984; Pharaoh et al., 1987; Pharaoh, Brewer, 1990).

Металлогенической спецификой зоны сочленения рифтовой структуры и трансформных разломов является золотое оруденение, проявленное в формировании жильных месторождений, которые иногда сочетаются с россыпной золотоносностью, проявленной в поясе Карашок в Сев. Норвегии. Именно эта зона, в пределах Северонорвежско-Онежской рифтовой структуры контролирует размещение золоторудных узлов Куусамо в Сев. Финляндии и Куоляярви в Сев. Карелии. Содержание золота в месторождениях достигает 2,25 г/т, причем рудная минерализация ассоциирует преимущественно с участками интенсивного окварцевания, развитых пределах обширных площадей серицитизации и карбонатизации вмещающих metabазальтов. Золоторудные проявления рудного узла Куусамо относятся к золото-кварцево-сульфидному типу и сопровождаются Co, Cu, As, Te, Se и U минерализацией. Запасы месторождений рудного узла Куусамо составляют до 6 тонн при содержании золота от 1 до 6 г/т, 0.2-0.14% Co, 0.3% Cu (Gaal, Sundblad, 1990). В структуре Куоляярви такого же типа месторождение Майское и ряд рудопроявлений также локализованы в metabазальтах, причем вмещающие породы рассечены зонами рассланцевания, содержащими золотоносные кварцевые жилы, которые были образованы в две стадии: 1) карбонат-хлоритовую метасоматическую, сопровождаемую кварц-актинолитовыми жилами с пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией; 2)

золоторудную кварцево-жильную стадию, с которой ассоциируют кварц-альбит-эпидот-биотитовые и карбонатные метасоматиты. Золоторудная минерализация сопровождается пиритом, халькопиритом, селенотеллуридами свинца и висмута и галенитом. Важно отметить, что жильное оруденение накладывается на метаморфизованные вулканы, стратиграфический возраст которых соответствует людиковийскому надгоризонту. В то же время исследование изотопного состава свинца галенитов Майского месторождения (Turchenko et al., 1991) показало необычный и существенно примитивный изотопный состав свинца (среднее по девяти образцам галенитов) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.001\pm 0.013(2\sigma)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.832\pm 0.008$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=33.781\pm 0.019$. Эти значения отвечают возрасту 2530 млн. лет по модели Стейси-Крамерса, и соответственно означают, что свинец галенитов и золото, ассоциирующие с ними были мобилизованы из более древнего источника, чем вмещающие породы, при проявлении активных процессов рифтогенеза.

Исследования, связанные с изучением изотопного состава свинца в золоторудных месторождениях Финской Лапландии (золоторудные районы Киттиля и Куусамо, локализованные в единой с Северо-Карельскими рудными узлами палеорифтовой структуре), показали, что эпигенетические золоторудные месторождения могут быть разделены на две группы. 1. Месторождения с относительно нерадиоженным изотопным составом свинца, к которым принадлежит и месторождение Майское в структуре Куолярви. 2. Месторождения с высоко радиоженным изотопным составом свинца, которые наиболее распространены в Северонорвежско-Онежском рифтовом поясе. В экономическом отношении наиболее значимыми являются месторождения второй группы и в особенности месторождения с двустадийным характером изотопного состава свинца, свидетельствующим о смешении мантийного и верхнекорового типов свинцов. С этим же связана генетическая природа золотосульфидного оруденения в палеорифтовом поясе - первичное магматогенно-вулканогенно-гидротермальное рудообразование и последующее наложение метаморфогенно-гидротермального оруденения.

Характерной чертой сочленения поперечной зоны трансформных разломов с палеорифтовой структурой является приуроченность к ней расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий, представленных поясом интрузий, протягивающихся от Ботнического залива в Швеции через Сев. Финляндию (интрузии поясов Торнио-Кеми-Суханко, Койлисмаа-Наранковара) и далее в Сев. Карелию в пределах Панаярви-Ципрингской структурной зоны (Олангская группа интрузий). Эти интрузии несут разнообразное оруденение, образуя в пределах Балтийского щита специфическую металлогеническую зону, с которой связаны промышленные месторождения хромитов (интрузия Кеми), титан-железорудное месторождение Муставаара (в группе интрузий

Койлисмаа). Но наиболее важным является платинометальное оруденение малосульфидного типа, установленное в ряде расслоенных интрузий этого пояса (интрузии Пеникат, Суханко в Финляндии и интрузии Олангской группы в Карелии).

Олангская группа мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий представлена (с востока на запад) массивами Луккулайсваара, Ципринга-Нюдомалакша, Кометоваара и Кивакка, расположенными в пределах южного тектонического контакта субширотной Панаярви-Ципрингской структурно-формационной зоны с Пяозерским выступом архейских гранито- и тоналито-гнейсов Карело-Кольского корового сегмента. Интрузия Луккулайсваара (2439 ± 11 млн. лет - U-Pb изохронный возраст по циркону из габбро-пегматитов (Balashov et al., 1993), прорывает архейские гнейсы и перекрывается туфоконгломератами metabазальт-риолитовой сумий-сариолийской ТСГ с галькой кварцевых порфиров и фрагментами подстилающих габбро. В то же время имеются наблюдения, что отдельные тела габброидов интрузии Ципринга-Нюдомалакша прорывают эти вулканогенные слои, а интрузия Кивакка целиком залегает среди пород архейского фундамента. Эти данные позволяют использовать расслоенные интрузии и мафические дайки в качестве геолого-геохронологических реперов в составе рифтогенной Северонорвежско-Онежской структуры, что выражается корреляцией разрезов различных ее участков (см. рис. 2-14).

Наиболее представительными в отношении платинометального оруденения для Олангской группы интрузий являются массивы Луккулайсваара, Кивакка и Ципринга (см. рис. 2-18). Массивы имеют стратиформное строение с падением слоев магматической расслоенной серии на север-северо-запад под углами $30-70^\circ$; при этом крутые залегания магматической расслоенности наблюдаются в массиве Луккулайсваара, а самые пологие в массиве Кивакка. Эти массивы отличаются сходным внутренним строением и несут платинометальную минерализацию (более значимую в первом из них), в то время как массив Ципринга существенно отличается от них характером разреза и незначительным проявлением платинометальной минерализации. По набору кумулятивных фаз массивы Луккулайсваара и Кивакка имеют общую последовательность формирования расслоенности: оливин--оливин+ортопироксен –ортопироксен--ортопироксен+плаггиоклаз—ортопироксен+плаггиоклаз+клинопироксен--плаггиоклаз+клинопироксен и принадлежат к базальт-коматиитовой магматической серии. Массив Ципринга-Нюдомалакша отличается отсутствием в составе расслоенности перидотитов, распространением троктолитов, что выражено в иной последовательности формирования кумулятивных фаз при его кристаллизации: оливин+плаггиоклаз -- плаггиоклаз+оливин+клинопироксен--

плагноклаз+клинопироксен—титано-магнетит+плагноклаз+клинопироксен, а также принадлежностью к толеитовому типу магматических серий (Турченко и др., 1992).

Выделенные петрогенетические типы расслоенных интрузий имеют различную металлогеническую специализацию. Для интрузий Луккулайсваара и Кивакка характерна устойчивая ассоциация халькопирита, пирротина и пентландита с минералами элементов платиновой группы (МПГ), в которых Pd преобладает над Pt (Гроховская и др., 1989). Эта ассоциация сосредоточена в хорошо выраженных стратифицированных уровнях в пределах гарцбургитовых горизонтов и ритмично перемежающихся пироксенит-норитовых и норитовых горизонтах, где сульфидная вкрапленность образует синегенетичные магматогенные стратиформные руды с МПГ минерализацией. Оригинальной чертой интрузии Луккулайсваара является присутствие в контактовых частях габброноритовой зоны горизонтов специфичных пород - метасоматически измененных лейкократовых микрогабброноритов и анортозитов, к которым собственно и приурочено максимально значимое платинометальное оруденение со средним содержанием 4.5 г/т и прогнозными ресурсами суммы платины и палладия, составляющими 0.5 тонны (Додин и др., 1994). Такой тип оруденения является эпигенетическим и представлен вкрапленным и жильным оруденением, в котором МПГ (высоцкит, бреггит, котульскит, меренскит, мончеит, сперрилит, арсенопалладит, сопчеит) ассоциирует с сульфидами меди и никеля (халькопирит, халькозин, борнит, миллерит, пентландит). Особенностью платинометального оруденения здесь является присутствие теллуридов платины и палладия -- $PdTe$, Pd_8Te_3 , $PtTe_2$, $PtTe$. Этот тип оруденения тесно связан с метасоматически измененными габброноритами и анортозитами, для которых характерны ассоциации тальк-антофиллит-тремолит и актинолит-клиноцоизит-хлорит-кварц. Исследования газовой-жидких включений в кварце метасоматитов показало, что наиболее активная переработка пород происходила в интервале температур 320-450°C и давлении 1.5-2.0 кбар в условиях высокоминерализованных хлоридных и восстановленных сред. То есть природа платинометальной минерализации здесь близка по происхождению подобному оруденению в Федорово-Панском платинорудном узле. Рядовое сингенетичное оруденение связано с процессами магматической дифференциации и кристаллизации, а богатое платинометальное оруденение является эпигенетическим и связано с флюидно-метасоматическим воздействием позднемагматической стадии с формированием стратиформных рудных горизонтов на контрастных границах расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий базальт-коматиитовой магматической серии. Для расслоенной интрузии толеитовой серии, представителем которой является интрузив Ципринга-Нюдомалакша, типичны рудные

ассоциации пирит-халькопирит и титаномагнетит-пирит-халькопирит с геохимической специализацией на золото и лишь с незначительной платинометальной минерализацией.

Факторный анализ рассчитанного состава первичных и остаточных расплавов четко отражает различный характер эволюции остаточных магм массивов (рис. 2-17) в процессе кристаллизационной дифференциации и их принадлежность к различным магматическим сериям. Валовые составы метабазальтов, нанесенные на ту же диаграмму, локализируются на продолжении кривой толеитового типа (интрузия Ципринга) и отражают тенденцию эволюции толеитовой магмы вплоть до появления вулканитов известково-щелочной серии, свидетельствуя о петрогенетическом единстве мафитовой вулканоплутонической ассоциации, характерной для рифтогенного режима.

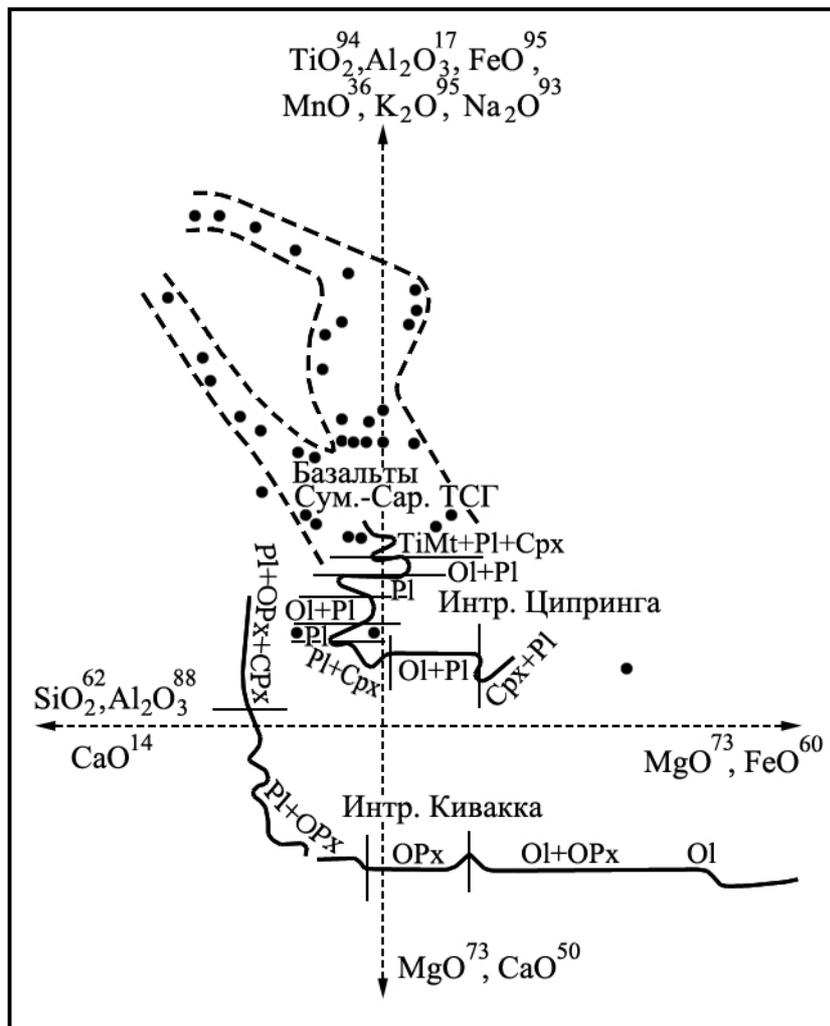


Рис.2-17. Факторная диаграмма для базальтов сумий-сариолийской ТСГ (показана точками) и расслоенных интрузий Сев. Карелии. Составы последовательно кристаллизующихся пород расслоенных интрузий показаны линиями с разделами по минеральным ассоциациям: Ol – оливин, Орх – ортопироксен, СРх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, TiMt – титаномагнетит.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования (Турченко и др., 1992), также как и прецизионное геохронологическое U-Pb по циркону датирование (Amelin et al., 1995) расслоенных интрузий и мафитовых даек субширотной Панаярви-Ципрингской структурно-формационной зоны, а также риолитов из сумий-сариолийских вулканитов и комагматичных с ними гранитов (Буйко и др., 1995) показало, что формирование этих пород происходило в узком временном интервале 2450 - 2430 млн. лет (табл. 2-4). Ему же соответствуют

Табл.2-4. Изотопно-геохимические и геохронологические данные для пород структурно-вещественных комплексов Северо-Карельской части Северонорвежско-Онежского палеорифта (по Турченко и др., 1992; Буйко, Левченков, Турченко и др., 1995; Amelin et al., 1995).

Название объекта	U-Pb по Zr в млн лет	Sm-Nd в млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
Интрузия Ципринга	2441±1	2430±26	- 0.7±0.8
Интрузия Кивакка	2444±1	2420±23	- 1.2±0.3
Интрузия Луккулайсваара	2442±1	2406±128	- 1.7±1.1
Дайки габброноритов		2457±88	- 1.3±0.8
Риолит СТ13-1, 15-1	2432±22	2450±25	- 4.1±0.5
Граниты Нуорунен	2450±72	2455±35	- 2.8±0.7
Оливин. пирксенит Ковд.		2582±42	- 1.2±0.2
Гранит СТ201-3	2702±84	2692±48	- 6.2±0.4
Тоналит, гранит СТ68		2795±53	+ 1.8±0.2

расслоенные интрузии Койлиismaа и Пеникат в северной Финляндии. В таблице также приведены изотопно-геохимические и возрастные данные по изученным в Сев. Карелии гранитоидам архейского фундамента (пробы СТ201-3, БА56 - микроклиновый гранит, рвущий плагиомикроклиновые гранито-гнейсы - проба СТ68 и реликтовые тоналиты – проба СТ68) в центральной и западной частях Панаярви-Ципрингской структурно-формационной зоны, пространственно расположенной вдоль субширотной зоны трансформных разломов Северонорвежско-Онежского палеорифта. Здесь же приведены данные по оливиновым пироксенитам Ковдозерской мафит-ультрамафитовой интрузии, расположенной вдоль северного контакта рассматриваемой структурно-формационной зоны. Приведенные выше изотопно-геохимические и геохронологические данные свидетельствуют о достаточно узком интервале внедрения раннепротерозойских мафитовых и фельзитовых интрузий и экструзий, отвечающих в Сев. Карелии Олангскому магматическому событию - началу активного рифтогенеза архейской коровой провинции в период 2.45-2.35 млрд. лет. По Sm-Nd изотопным данным значение $\epsilon_{Nd}(T)$ для раннепротерозойских интрузий этого возрастного

интервала варьирует в интервале отрицательных значений от -0.7 до -3.8 (рис. 2-18), что отвечает формированию магматических тел из обогащенной субконтинентальной мантии или же при контаминации расплавов, произошедших из деплетированной мантии, коровым материалом. Однако, второе предположение оказывается менее достоверным поскольку в пределах рассматриваемого корового блока (северной Фенноскандии) в архейских коровых породах отсутствуют признаки платиноидной, титаномагнетитовой, медно-никелевой или золоторудной минерализации. Все они свойственны мафит-ультрамафитовым расслоенным интрузиям или базитовым вулканитам, соответственно эта металлогеническая специфика магматических тел рифтогенного развития начального этапа палеопротерозоя связана с происхождением базитовых магм из обогащенной субконтинентальной мантии.

2.3.3. Главные особенности металлогении палеопротерозойского рифтогенеза на Балтийском щите

Расслоенные интрузии, маркирующие начальный этап (2.5-2.35 млрд. лет) развития архейского Карело-Кольского кратона в палеопротерозое, характеризуются сходными минерально-геохимическими особенностями и определяют Cr, Ti-V, Cu-Ni и Pt-Pd металлогеническую специфику этого этапа. Они имели общий мантийный источник (субконтинентальная мантия обогащенная LREE элементами) со значениям ϵ_{Nd} для этого возрастного интервала от -2.4 до -1.1 (Turchenko, 1992; Mitrofanov, Bayanova, 1999), а их первичные расплавы эволюционировали от бонинитоподобного до толеитового составов (Шарков, Богатиков, 1998). Среди них более ранние мантийные расплавы бонинитоподобного состава, формирующие расслоенные интрузии с ультрамафитовыми горизонтами, несут раннемагматическое стратиформное хромитовое, сульфидное Cu-Ni, Os-Ru-Rh платинометальное и рассеянное Pt-Pd оруденение. На позднемагматическом этапе при внедрении дополнительных порций расплавов, претерпевших корово-мантийное взаимодействие, приобретших выраженный базальт-коматиитовый характер и насыщенных флюидами в результате действия флюидно-магматических процессов в мафитовых расслоенных интрузиях были образованы горизонты, несущие богатое малосульфидное Pt-Pd оруденение (Турченко и др., 1991; Шарков, Богатиков, 1998; Ваганов, Турченко и др., 2000). Кроме того, с подобными процессами в расслоенной Мончегорской интрузии связано образование также и богатых эпигенетических сульфидных Cu-Ni руд. Более поздние толеитовые серии привели к образованию троктолит-габбро-норитовых интрузий (Ципринга в Сев. Карелии, г. Генеральской на Кольском полуострове, Муставаара в Сев. Финляндии), несущих Fe-Ti-V оруденение. Сходные черты, связанные с эволюцией мантийных расплавов, свойственны также базальтоидным вулканитам палеорифтовых структур, для которых в низах разрезов, наряду с широко распространенными толеитовыми базальтами, характерны и

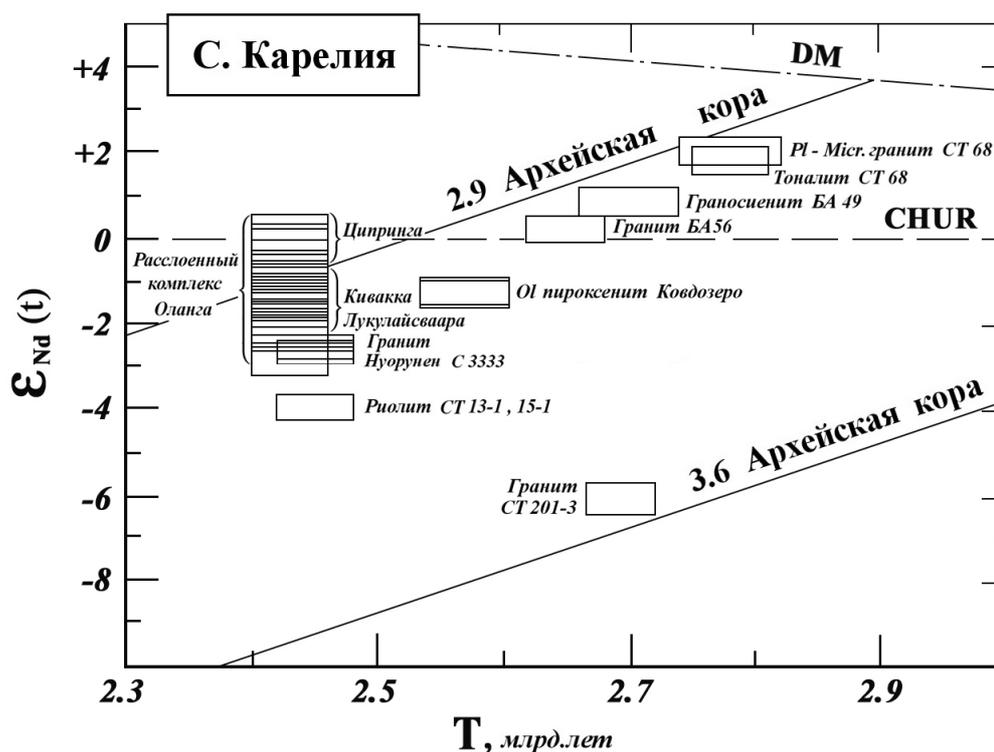


Рис.2-18. Ранжированные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для рифтогенных магматических пород палеопротерозоя и гранитоидов архейского фундамента Панаярви-Ципрингской зоны Северонорвежско-Онежского палеорифта. Возрастные данные для пород на диаграмме приведены в табл. 2-4.

дацит-риолитиве вулканиты, а для верхних частей разрезов - типичны только толеиты. Последние являлись первичным источником золотого оруденения, концентрация которого в золото-сульфидных проявлениях структур Куолярви (Майское) и Куусамо связана с более поздними эпигенетическими процессами (Turchenko et al., 1989; Pankka, Vanhanen, 1992).

Магматические события последующего этапа рифтогенеза (2.3-2.1 млрд. лет) в раннем протерозое отличались внедрением мафитовых силлов и толеитовых вулканитов с разбросом значений ϵ_{Nd} от -2 до $+4$ (Nuhma, 1986, Nuhma et al., 1990) характерных для зрелого этапа рифтогенеза – образования эпикратонных рифтогенных бассейнов с Cu-Fe, Fe-Ti-V, U-V-Pt спецификой металлогении.

На завершающем этапе рифтогенеза (2.0-1.9 млрд. лет) был характерен магматизм с исключительно положительными значениями ϵ_{Nd} от $+1.5$ до $+2.0$ для ферропикритов и габбро-верлитов (Hanski, Smolkin, 1989), вмещающих платиноносные Cu-Ni месторождения Печенги. Эти рифтогенные события, отражены на диаграмме ϵ_{Nd} – возраст (рис.2-19), которая свидетельствуют о трех этапах рифтогенного развития континентальной коры в

раннем протерозое на примере Балтийского щита. Эти этапы, вероятно, связаны с тремя последовательными плюм-тектоническими импульсами мантийной активизации: 1) Апвеллинг субконтинентальной обогащенной мантии, 2) внедрение пород, произошедших из смеси вещества обогащенной и деплетированной мантии и 3) внедрение пород, образованных из деплетированной субконтинентальной мантии во время наиболее активной фазы раскрытия рифтов, проявленной лишь в Печенгской палеорифтовой структуре. С этими же событиями связана и специфика металлогении анорогенного этапа развития континентальной коры в палеопротерозое.

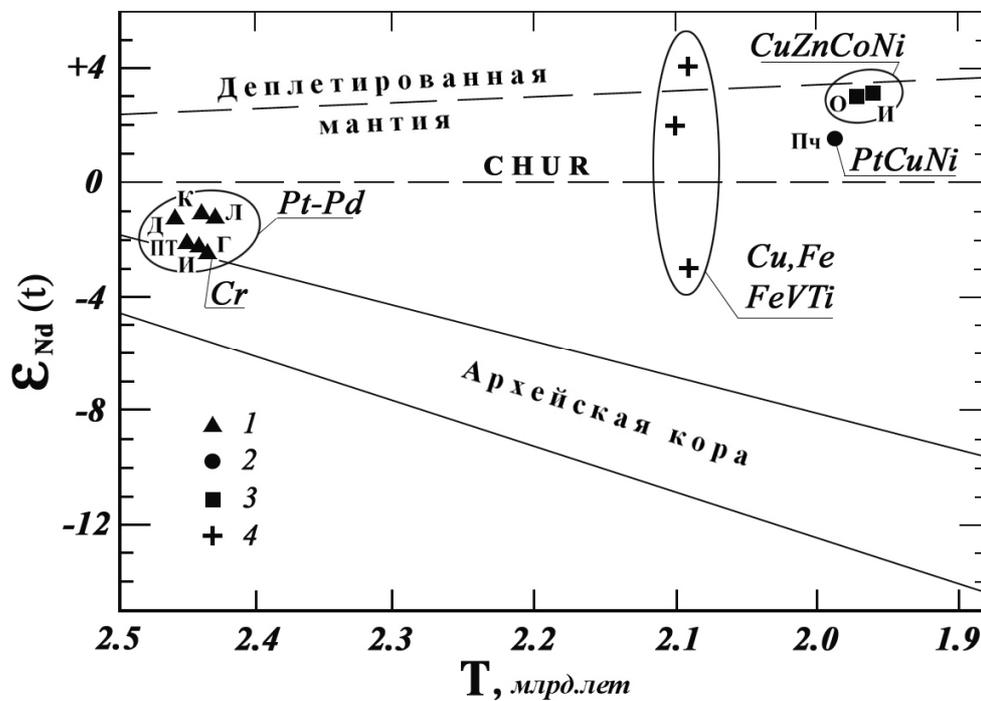


Рис.2-19. Диаграмма ϵ_{Nd} – возраст, отражающая магматические события внедрения мафит-ультрамафитовых интрузий и связанного с ними оруденения трех последовательных этапов рифтогенеза в палеопротерозое на Балтийском щите.

1-расслоенные интрузии и дайки с возрастом около 2.45 млрд лет начального этапа рифтогенеза с Pt-Pd оруденением (буквенные обозначения: Д-дайки, интрузии: К-Кивакка, Л-Лукуллайсваара Олангской группы в Карелии; ПТ-Панских Тундр, И-Имандровская, Г- г. Генеральской на Кольском полуострове); 2-габбро-верлиты Печенги (Пч) – 1.98-1.97 млрд лет завершающего этапа рифтогенеза. Для сравнения приведено положение на диаграмме значений ϵ_{Nd} для серпентинитов (3) офиолитового комплекса Оутокумпу (О) и Йормуа (И) возраста 1.97-1.96 млрд лет; 4-базальты и габбро-диабазы ятулийского комплекса 2.12-2.08 млрд лет (возраст по Нухма, 1986) зрелого этапа рифтогенеза.

2.4. Геологии и металлогения палеопротерозойских рифтогенных структур других раннедокембрийских кратонов Земли

Характер развития рифтогенных структур, возрастной интервал их образования, особенности породных ассоциаций и металлогении, рассмотренные выше для архейского кратона Балтийского щита близки формированию подобных породных ассоциаций в других раннедокембрийских кратонах Земли. В этих ассоциациях расслоенные интрузии, являясь индикаторами рифтовых геодинамических режимов, играют существенную роль в оформлении металлогенического облика такого рода рудоносных структур, поскольку именно они вмещают практически все мировые ресурсы металлов платиновой группы (Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru) и Cr, также как и важные в экономическом отношении месторождения V, Cu, Ni, Ti. Вместе с тем немаловажное значение для характера металлогении рифтогенных структур имеют также осадочные и вулканогенно-осадочные породные ассоциации, с которыми связаны месторождения Fe, Cu, Au, Pb, Zn.

Наиболее значимыми в отношении металлогении для раннего этапа глобальной эпохи палеопротерозойского рифтогенеза являются события связанные с внедрением мафитовых даек и расслоенных интрузий периода 2.5-2.35 млрд. лет, которые были проявлены не только на Балтийском щите, но и в других эпиархейских кратонах. Таковыми являются: комплекс Великой Дайки с интрузивными камерами Хартли и Селукве (2460 ± 16 млн. лет, Wilson, Prendergast, 1989) в кратоне Зимбабве, интрузия Джимберлайн вместе с дайками Виджимуула в кратоне Йилгарн Западной Австралии (2420 ± 30 и 2370 ± 30 млн. лет, McClay, Campbell, 1976), а также дайки Матачеван и интрузии Ист Булл Лейк - Агню (2,45 млрд лет, Nelson et al., 1990) на Канадском щите. Среди них интрузия Ист Булл Лейк уже упоминались в начале этой главы в качестве рудоносной, несущей магматогенное Cu-Ni-Pt сульфидное оруденение. Крупнейшая в Австралии интрузия Джимберлана залегает в краевой части кратона Йилгарн и вытянута вдоль зеленокаменного пояса Норсеман-Вилуне на 180 км при ширине 6 км. Повышенные содержания металлов платиновой группы, особенно иридия, характерны для сульфидсодержащих горизонтов среди расслоенной серии локализованной в пределах норит - габброноритовой части разреза интрузии. Платинометальное оруденение интрузии Джимберлана принадлежит к стратиформному магматогенному типу месторождений, относимых Д.А. Додиним и др. (1994) к месторождениям типа рифа Меренского в плутоне Бушвелд в ЮАР. Месторождения этого типа связаны с крупными расслоенными плутонами со значительной мощностью расслоенных серий пород (от 3 до 9 км) и представляют собой вытянутые на десятки-сотни километров пласты - «риффы», сложенные норитами, анортозитами, реже пироксенитами с высоким содержанием металлов

платиновой группы. К таким расслоенным плутонам относится и гигантский рифтогенный дайковый комплекс Великой Дайки в Зимбабве, с которым связаны одни из крупнейших в мире месторождения хромита (Селукве) и платиноидов (Хартли). По оценке Горного бюро и Геологической службы США месторождение Хартли района Великой Дайки содержит 440 т платины, а платинометальной руды около 1300 млн. т с содержанием 2.5 г/т платины, 1.8 г/т палладия и 0.1 г/т родия (по Додину и др., 1994).

Проявление металлогенических особенностей раннего этапа палеопротерозойского рифтогенеза фиксируется нечасто, хотя эти события известны практически во всех эпиархейских кратонах. Своей кульминации палеопротерозойский интракратонный рифтогенез достиг в завершающий период 2.0-1.8 млрд. лет, когда по мнению П. Хоффмана (Hoffman, 1989) произошло максимальное накопление радиогенного тепла под древнейшими стабильными суперконтинентами, вызвавшего активизацию недр.

В пределах Североамериканской платформы на Канадском щите пояс Циркум-Сюпериор представляет собой крупную рифтогенную структуру указанного возрастного интервала, обрамляющую с севера архейскую провинцию Сюпериор, располагаясь между ней и провинцией Рей и Херн. Пояс состоит из отдельных сегментов (с востока на запад): трог Лабрадор, пояс Кейп-Смит, островов Оттава и Белчер в Гудзоновом заливе, пояса Фокс-Ривер и Томпсон. Пояс Циркум-Сюпериор образован при существенном рифтинге архейской континентальной коры, выразившемся в образовании палеопротерозойской океанической коры и завершившимся последующим сжатием, приведшем к формированию крупнейшей Северо-Американской коллизионной сутуры в период 1994 - 1922 млн. лет назад (Lewty, Stauffer, 1990). В поясе Кейп-Смит древнейшие протерозойские породы, представлены офиолитовой ассоциацией Пуртуник рифтогенного происхождения. Они тектонически контактируют с более поздними рифтогенными породами пояса - расслоенными мафит-ультрамафитовыми телами, анортозитами и подушечными толеитовыми базальтами. Геохимически базальты обогащены легкими РЗЭ, Fe и Ti, свидетельствующими об их внутриконтинентально-рифтовом происхождении (Green, 1992). Эти отложения наследуются толщей состоящей из песчаников, конгломератов, доломитов, железистых кварцитов и сланцев, образованных в обстановках континентальных рифтов и шельфовых областей. Осадочная толща перекрыта толеитовыми базальтами, переслаивающимися с песчаниками, алевролитами, которые прорваны силлами мафитов и ультрамафитов, вмещающими Cu-Ni и платинометальные месторождения. Всего пояс Кейп Смит обладает запасами около 15.4 млн. тонн руды с содержанием 2.23% Ni и 0.71% Cu, которые сосредоточены в 6 месторождениях, залегающих в мафит-ультрамафитовых силлах в виде вкрапленных, сетчатых и массивных руд, приуроченных преимущественно к их донным частям.

К западу от Гудзонова залива распространены рифтовые структуры Фокс Ривер и Томпсон, являющиеся продолжением пояса Циркум-Сьюпериор. Геологические разрезы этих структур включают в свой состав метаосадки шельфового типа, толеитовые и коматиитовые базальты, часто подушечной текстуры, прорванные силлами мафитовых пород, в том числе и известным силлом Фокс Ривер мощностью 2 км и длиной 275 км. Архейские гнейсы в районе пояса Томпсон рассечены роем даек Молсон. В поясе Томпсон сосредоточены медно-никелевые месторождения (Моак, Мистери, Барнтвуд, Томпсон, Мэнэсэн, Берфтри, Уайчита, Оспваган, Пайп, Соаб. Сеттинг и Марбридж), представляющие вкуче один из крупнейших в мире рудных объектов. Характерной особенностью месторождений пояса Томпсон является ассоциация сульфидных медно-никелевых руд с силлоподобными телами серпентинизированных ультрамафитов, которые структурно приурочены к региональной зоне разломов и оперяющих ее сбросов. Ультрамафитовые тела залегают среди мафит-ультрамафитовых (толеит-коматиитовых) метавулканитов с возрастом 2.0-1.9 млрд. лет. Общие запасы никеля в поясе Томпсон составляют более 2 млн. тонн, при среднем содержании никеля 1.8-1.9%. По характеру породных ассоциаций и возрасту месторождения сходны с группой месторождений Печенги.

Восточное окончание рифта Циркум-Сьюпериор представлено трогом Лабрадор, в котором метаосадочные породы, подобно другим сегментам рифта, несогласно залегают на архейском фундаменте, перемежаются с мафическими вулканитами и силлами, метаморфизованными и деформированными во время Гудзонской орогении. Южная ветвь архейской провинции Рэй расположена к востоку от трога, а с юга он ограничен структурной провинцией Гренвилл. Трог Лабрадор сложен континентальными склоново-шельфовыми ассоциациями, начинающимися с наземных грубообломочных пород. Породные образования ранних грабенов наследовались комплексом мелководных морских осадков шельфового типа, которые затем сменялись глубоководными турбидитами. Шельфовые осадки включают также железорудную формацию, вмещающую месторождения железа группы Сокоман. Верхи разреза трога Лабрадор сложены мафическими вулканитами (группа Дублет) и силлоподобными интрузиями низкокальциевых толеитов MORB типа. Интрузии этих габброидов вмещают медно-никелевые месторождения с отношением $Cu:Ni > 1$, в которых руды представлены вкрапленными и изредка массивными типами. Примером может служить месторождение Крайслер N 2, содержащее около 580 000 тонн руды с 1.79% Cu, 0.48% Ni.

Структурно-литологические свидетельства позднего этапа раннепротерозойского рифтинга также сохранились вдоль южной границы кратона Сьюпериор в штатах Миннесота, Висконсин, Мичиган на севере США и юге провинции Онтарио в Канаде, где они

представлены осадочными и вулканогенными отложениями группы Анимики. Этот рифтогенез периода 2.0 -1.9 млрд. лет происходил вдоль тектонической зоны Великих Озер, которая, вероятно, была сутурой между древней (3.6-2.7 млрд. лет) гнейсовой областью на юге и позднеархейской (2,7 млрд. лет) гранит-зеленокаменной областью Сьюперитор. В работе П. Симса и др. (Sims et al., 1981) показано, что этот рифтинг был заключительной стадией длительной истории корового растяжения, которое началось около 2,5 млрд. лет и привело на начальном этапе к формированию эпикратонного бассейна Гурон (2,5-2,2 млрд. лет).

Группа Анимики перекрывает архейский фундамент и более ранние отложения супергруппы Гурон. Она сложена глубоководно-шельфовыми разрезами, состоящими из кварцитов, железистой формации (вмещающей гигантские по запасам железорудные месторождения типа Верхнего Озера) и сланцево-граувакковых отложений, которые перемежаются с метабазами и их пластовыми телами. Мафические формации имеют прямые геохимические характеристики высокотитанистых MORB-типа базальтов, контаминированных континентальной корой, иногда содержат перидотиты с хромитовым оруденением и сопровождаются мафитовыми дайками (Green, 1992), которые по возрасту сопоставимы с дайками Ниписсинг юга Канадского щита. С дайковым комплексом Ниписсинг связаны два типа рудных месторождений Канады (Roscoe, Card, 1992): 1) магматические сульфидные месторождения с вкрапленными и массивными рудами Cu, Ni и металлов платиновой группы (месторождения Шекспир, Ванапити, Вермильон в районе Садбери и 2) эпигенетические гидротермальные месторождения, связанные с кварц-карбонатными жилами несущими Au (месторождения Боскет, Мак-Милан, Лонг Лейк района Садбери), Ag-Co-Ni-As-Bi оруденение области Кобальт и Cu оруденение (наиболее крупное месторождение Брюк на западе оз. Гурон).

Другой архейский кратон – Вайоминг, слагающий фундамент Северо-Американской платформы, с юга и востока, обрамлен палеопротерозойскими структурно-вещественными комплексами, среди которых наиболее существенное металлогеническое значение имеют рифтогенные породные ассоциации, сходные в возрастном и литологическом отношении с рифтами и породами группы Анимики и верхними частями разреза супергруппы Гурон. Рифтовые тропы гор Блек Хиллз в шт. Ю. Дакота и Медицин-Бей в шт. Вайоминг сложены кварцево-галечными конгломератами, толщей кварцитов с маломощными слоями железистых кварцитов и доломит-сланцевыми породами прорванными силлами габбро с возрастом около 2.1 млрд. лет. Кварцевые конгломераты вмещают незначительное по концентрации металлов золото-урановое оруденение (район Немо, Блек Хиллз) сходное по типу с месторождением Блайнд Ривер в низах разреза супергруппы Гурон Канадского щита.

Наиболее важным и известным месторождением района Блек Хиллз в Ю. Дакоте является золоторудное месторождение Хоумстейк, в котором железистая формация представлена кремнисто-карбонатной разновидностью, а золото ассоциирует с пирротин-пирит-арсенопиритовыми зонами минерализации, развитыми в ее пределах.

Подобного типа месторождения известны также в Бразилии в шт. Минас-Жериас в пределах Южноамериканской платформы, наиболее крупные из которых Рапосос и Морро-Велья представляют собой стратиформные залежи обогащенных сульфидами (пирит, пирротин, арсенопирит) горизонтов среди карбонатно-железисто-кремнистой формации.

В пределах Восточноевропейской платформы рифтогенез периода 2.0-1.8 млрд. лет, кроме рассмотренных выше линейных структур Балтийского щита, был проявлен также на Украинском щите (УЩ) и в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ), составляющих юго-западную часть фундамента этой платформы. Наиболее отчетливо он выражен в формировании Криворожско-Кременчугской структурной зоны рифтогенного происхождения, верхний возрастной предел образования которой определяется редкометальными метасоматитами с возрастом около 1.85 млрд. лет (Рундквист и др., 1999). Эта линейная протяженная структура сложена существенно осадочной последовательностью с подчиненными вулканитами и значительной мощности железистыми кварцитами. Развитие этой зоны завершилось проявлением интенсивного щелочного (преимущественно, натрового) метасоматоза, сопровождавшегося уран-редкоземельной минерализацией (месторождение Желтая Речка). Изотопный возраст вулканитов 2.35 млрд. лет, U-Pb изохронный метод; близкие значения - 2.3 млрд. лет получены также для сульфидных прожилков в метапесчаниках скелеватской свиты криворожской серии (Щербак, 1991). Верхняя возрастная граница криворожской серии определяется датировкой секущих позднекладчатых гранитов и наложенных натровых метасоматитов (1.98 и 1.85 млрд. лет соответственно, U-Pb метод). По аутигенным концентрациям урана определен возраст 2.5 млрд. лет для низов разреза криворожской серии, U-Pb изохронный метод (Дагелайский, 1988).

В Курской провинции ВКМ также развиты узкие сжатые рифтовые структуры, выполненные, большей частью, сходной с вышеупомянутой ассоциацией пород, коррелируемой с соответствующими комплексами рифтов УЩ. Для этих толщ характерно железоруденение и рудопроявления золота, свинца, цинка. В рифтогенных тектонических структурах размещаются наиболее важные железорудные месторождения, отвечающие железисто-кварцитовой - терригенно-хемогенной формации образующие Криворожско-Кременчугскую (месторождения Анновское, Горышнеплавнинское, Ингулецкое, Мануйловское, Млынковское, Новокриворожское, Попельнастовское) и Курскую

(месторождения Курбакинское, Лебединское, Новоялтинское, Стойленское) гигантские железорудные провинции.

В выступлениях фундамента Сибирской платформы, представленных Алдано-Становым и Анабарским щитами, раннепротерозойский рифтогенез начального и раннего этапов развития не зафиксирован какими-либо структурно-вещественными комплексами, а для периода 2.0-1.8 млрд. лет проявлен существенно, но преимущественно формированием эпикратонных ареальных бассейнов -- Иенгрского и Удоканского, входящих в состав Алдано-Станового щита. Линейные рифтогенные структуры этого периода фиксируются редко, поскольку они затушеваны мощными активными рифей-фанерозойскими коллизийными процессами, отражающими развитие граничного Монголо-Охотского пояса, составляющего часть глобального Центрально-Азиатского складчатого пояса. К такого рода рифтогенным линейным реликтовым структурам могут быть отнесены палеопротерозойские рифтогенные грабены, например Чинейская структура вблизи Удоканского эпикратонного бассейна в пределах Алданского геоблока и Лукиндинская структура в пределах Станового геоблока. Эти структуры выполнены карбонатно-вулканогенно-терригенными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Со структурами этого типа также связаны расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии (Чиней, Лукинда), вмещающие Fe-Ti-V и медно-платинометальные месторождения. Для двух других крупных Fe-Ti-V месторождений, Вершино-Ингамакитского и Верхне-Чинейского, характерны вкрапленные, а также жилы- и линзообразные массивные, как правило, согласные рудные тела, сложенные, главным образом, титаномagnetитом и ильменитом. Медные месторождения с платиноидами располагаются почти исключительно в контактовой зоне массивов. Характерен существенно медный состав руд, с преобладанием халькопиритового минерального типа. Промышленные скопления руд подразделяются на эндоконтактные вкрапленные (пирротин-пирит-халькопиритовые) и экзоконтактные вкрапленные и массивные руды пирротин-борнит-халькопиритового состава. Наиболее богатые концентрации платиноидов (Pt и Pd) характерны для сплошных сульфидных руд.

С палеопротерозойскими гранитоидами, рассматриваемых в последнее время в составе интракратонных рифтов (Ларин и др., 2002) связано редкометальное оруденение, представленное на Алданском щите крупным Катугинским месторождением (Ta, Nb, REE, Be, Zr), которое ассоциирует с щелочными гранитами. Редкометальные руды локализованы в телах слюдисто-арфведсонит-эгирин-полевошпатовых метасоматитах. Возраст оруденения по данным Rb-Sr изохронного метода отвечает 2.05 млрд. лет, а по U-Pb циркониевому методу -- 2066 ± 6 млн. лет (Ларин и др., 2002).

В составе Индостанского щита рудоносные структуры, такие как интракратонные рифтовые пояса, сложены палеопротерозойскими толщами с возрастом 2.0-1.8 млрд. лет, которые слабо деформированы и метаморфизованы (группы Гвайлор, Бийджавр, Хайрагарх и Нандгаон). Этот тип структур не содержит значительных минеральных месторождений, но в кратоне Бастар на востоке Индии металлогеническая зона Маланьяканд, расположенная на продолжении Сингбхумской зоны расланцевания и приуроченная к палеорифтовой структуре содержит небольшие месторождения флюорита (Чандидонгри), меди (Тарегаон) и крупное медно-молибден порфировое месторождение (Маланьяканд).

2.5. Металлогения рифтогенных интракратонных бассейнов

Интракратонные бассейны, представляя рифтогенные ареальные эпикратонные тектонические структуры, характеризуются достаточно хорошо выраженным магматизмом и могут быть отнесены к подтипу интракратонных бассейнов завершающих развитие палеорифтовых и орогенических поясов. Другой подтип отражает полную кратонизацию континентальной коры и является амагматичными, принадлежащим режиму окраинно-континентальных бассейнов или пассивных континентальных окраин (Глебовицкий и др., 1994). Этим свойством они приближаются к позднедокембрийским чехлам плит, характеризующих древние платформы. Здесь будут рассмотрены особенности металлогении интракратонных бассейнов лишь первого подтипа.

На Балтийском щите линейные рифтовые структуры первой стадии палеопротерозойского рифтогенеза (2.45-2.35 млрд. лет), маркируемые расслоенными интрузиями и трогами выполненными сумийско-сариолийскими осадочно-вулканогенными отложениями (Негруца, 1984), наметили направления заложения и развития следующего, зрелого этапа формирования рифтовых структур – их дальнейшего раскрытия и заполнения ятулийско-людиковийскими вещественными комплексами возрастного интервала 2.3-1.85 млрд. лет. Ятулийскому возрастному этапу (2.3-2.0 млрд. лет), с которым связаны излияния внутриплитных базальтов и отложение ортокварцитов и доломитов, отвечало формирование интракратонных бассейнов рифтогенной природы (Онежская впадина, Шомбозерская, Лехтинская, Куоляярвинская структуры в Карелии и Куусамо, Перапохья в Финляндии). Наиболее ранние (ятулийские) отложения локализованы в пределах узких трогов и наложенных консендиментационных мульд. В процессе свекофеннского тектогенеза (1.93-1.85 млрд. лет) отложения в этих структурах были смяты в открытые брахисинклинали и узкие линейные антиклинальные складки, сопровождаемые разрывными нарушениями. Одновременно вещественные комплексы были подвержены расланцеванию и региональному метаморфизму зеленосланцевой фации, а в отдельных структурах (например, Лехтинской) вплоть до амфиболитовой фации.

Металлогеническая специализация этого этапа в рифтогенных интракратонных бассейнах выражена медноколчеданным (Шуезерское, Ушаковское рудопроявления) и медно-кобальтовым (Кузоранда) оруденением, рудопроявлениями медистых песчаников (Воронов Бор, Маймярви) и гематитовых кварцитов (Рыбаков, Голубев, 1999). Медноколчеданное оруденение большей частью представлено сингенетичной вкрапленностью борнита, халькозина и халькопирита в потоках базальтов. Кроме того, наблюдается эпигенетическое оруденение, представленное сетчато-жилльным типом, сложенным кварцевыми, карбонатно-кварцевыми и альбит-кварцевыми прожилками среди рассланцованных метабазальтов. Этот тип оруденения, наряду с ранее упомянутой минерализацией, несет также галенит-сфалеритовую, золоторудную и молибденитовую минерализацию, которая особенно заметно проявлена в Куоляярвинской, Сегозерско-Янгозерской и Онежской структурах. В отношении наложенной эпигенетической минерализации Онежский интракратонный бассейн заслуживает особого внимания в связи с тем, что здесь, наряду с известными месторождениями шунгита в углеродисто-карбонатных слоях (крупнейшее из них Зажогинское), установлено платинометальное, хром-ванадий-урановое и золоторудное оруденение сложного полигенно-полихронного генезиса, связанное с углеродистой формацией. В работе представляется наиболее целесообразным уделить внимание на особенности формирования именно платинометального оруденения в стратифицированных углеродсодержащих толщах палеопротерозойского осадочно-вулканогенного рифтогенного Онежского интракратонного бассейна.

Наряду с традиционным типом магматогенных платинометальных месторождений и вмещающих их рудных районов, геолого-геохимические данные и геолого-разведочные работы дали основание для выявления нового нетрадиционного типа промышленно-значимых платинометальных месторождений залегающих в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах стратифицированных комплексов (Яцкевич и др., 1994). Общими особенностями этого типа платинометального оруденения являются: 1. Связь платинометального оруденения с углеродистыми осадочными и осадочно-вулканогенными породами широкого возрастного диапазона. 2. Приуроченность углеродистых толщ к определенным геодинамическим обстановкам - к длительно развивавшимся пассивным окраинам палеоконтинентов и к многостадийным окраинно- или внутриконтинентальным палеорифтовым бассейнам и прогибам. 3. Приуроченность платинометального оруденения к геохимически аномальным участкам в пределах углеродистых толщ с повышенным фоновым содержанием Ni, Cu, Co, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, As, Se, Te, U, V и их обогащенность сульфидами железа. 4. Низкая степень регионального метаморфизма пород осадочно-вулканогенных комплексов и высокая степень проявления наложенных линейных и секущих зон складчато-

разрывных дислокаций, сопровождаемых зонами низкотемпературного метасоматоза в осадочных и вулканогенных породах, свидетельствующих о проявлении активизационных процессов.

В формационном отношении рассматриваемый тип платинометального оруденения относится к платиносодержащей полиметальной формации черных сланцев и метасоматитов, которая относится к классу полигенных месторождений (Додин и др., 2000), поскольку ее геолого-генетическая природа связана с формированием углеродсодержащих пород в осадочно-вулканогенных рифтогенных бассейнах, их последующим низкотемпературным метаморфизмом и наложенными гидротермально-метасоматическими изменениями. Онежская рудная область в Южной Карелии (Мельников и др., 1992) является наиболее перспективной в отношении специализированных на платинометальное оруденение стратифицированных комплексов. Такое оруденение сложного полиметального состава (U-V-Mo-Au-Pt-Pd) было установлено работами ГГП «Невскгеология» в 1978-1988 гг. в пределах участков развития незначительной сульфидной минерализации среди вулканогенно-осадочных и углеродистых нижнепротерозойских пород заонежской серии в Онежском рифтогенном бассейне (Билибина и др., 1991; Мельников и др., 1992). По закономерностям проявления платинометальное оруденение этих районов может быть сопоставлено с известными промышленными месторождениями полиметалло-платиноидных руд в черносланцевых толщах провинции Гуанчжоу в Ю. Китае, в США, Канаде и Австралии (Coveney, Chen, 1991). Позднее здесь, наряду с полигенными проявлениями платинометального и золото-платинометального гидротермально-метасоматического типа были обнаружены проявления платинометального стратиформного оруденения (Савицкий и др., 1995), приуроченного к углеродсодержащим отложениям. В геолого-структурном отношении Онежский интракратонный бассейн, являясь частью палеопротерозойского Северонорвежско-Онежского палеорифта, представляет собой брахиформную синклиналию область, сложенную упомянутыми отложениями с горизонтами углеродсодержащих формаций, эффузивами и пластовыми телами мафит-ультрамафитового состава общей мощностью около 4 км.

Развитие Онежской палеорифтогенной структуры неразрывно связано с формированием палеопротерозойского Онежско-Сегозерского сводового поднятия, обусловленного существованием астеносферного выступа аномальной субконтинентальной мантии, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума, связанного с пониженной мощностью земной коры от 40 до 34 км (Щеглов и др., 1993). Этот максимум локализован в пределах Онежского геоблока земной коры Карелии, ограниченного зонами глубинных разломов субмеридионального направления. Для них характерно более древнее, чем

палеопротерозой, время заложения, что подчеркивается унаследованностью их простирания от положения архейских зеленокаменных поясов. Эти глубинные разломы, четко фиксируемые линейными структурными элементами при дешифрировании дистанционных материалов, ограничивают наиболее активную зону рифта. Наряду с такими глубинными разломами, определяющими общее простирание рифтогенной структуры, важными ее элементами являются субширотные поперечные (частью, вероятно, трансформные) разломы и диагональные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений, которые наиболее отчетливо фиксируются при структурном анализе материалов дистанционного зондирования (МДЗ). Поперечные разрывные нарушения Онежской рифтогенной структуры субпараллельны региональной трансформно-раздвиговой зоне, которая прослеживается по полосе высоких гравитационных положительных аномалий, связанных с локализованной в этой зоне Бураковской мафит-ультрамафитовой интрузией (с U-Pb возрастом 2439 ± 1.5 млн. лет) и другими вскрытыми и невскрытыми интрузиями подобного состава (Трофимов, Голубев, 2000). Диагональные разрывные нарушения и линеаменты соответствуют направлениям зон глубинных разломов, разграничивающих по данным ГСЗ блоки земной коры различной мощности. Положение Онежской палеорифтовой структуры, кроме ее обособленной позиции, хорошо также определяется по МДЗ крупной кольцевой структурой, а также небольшими кольцевыми структурами диаметром 20-40 км. Их происхождение может быть связано с морфолого-структурными особенностями рельефа, обусловленными различной степенью трещиноватости вулканогенных пород слагающих территорию Онежского бассейна и положением возможных вулканических эруптивных палеоцентров. Другой причиной проявления подобных структур в пределах Онежского интракратонного бассейна является двухэтапный характер складчатых деформаций, приведший к образованию брахисинклиналей и брахиантиклиналей, определяющих полукруговые замыкания этих структур на эрозионной поверхности на значительных площадях Онежского интракратонного бассейна.

Важнейшей его особенностью является полнота и гетерогентность разреза осадочно-вулканогенных комплексов нижнепротерозойского возраста, составляющих около 3800 м его мощности. Здесь сосредоточены отложения различного хроностратиграфического возраста, представляя надгоризонты (по стратиграфической шкале МСК от 1989 г., в скобках - названия свит и серий) сумийский 2500-2400 млн. лет (кумсинская), сариолийский 2400-2300 млн. лет (пальеозерская), ятулийский 2300-2100 млн. лет (сегозерская серия, состоящая из трех свит) и людиковийский 2100-1950 млн. лет (онежская серия, сложенная снизу вверх туломозерской, заонежской и суйсарской свитами). Другой особенностью Онежской палеорифтовой структуры является интенсивное и неоднократное проявление на всех этапах

ее развития базальтоидного мафитового и ультрамафитового магматизма, проявленного в формировании многуровневых эффузивов и внедрении пластовых интрузий диабазов, диабазовых порфиритов и пикритов.

Платинометальное оруденение приурочено к породным ассоциациям заонежской свиты и ее контактовым частям с доломит-сланцевыми породами нижележащей туломозерской свиты или туфопикрит-алевролит-сланцевыми горизонтами вышележащей суйсарской свиты. Упомянутые два этапа деформаций привели к формированию зон линейных сжатых антиклиналей, вдоль которых мафит-ультрамафитовые вулканиты и осадочные породы заонежской свиты со слоями углеродистых пород приведены в тесное соприкосновение с прорывающими их пластовыми интрузиями того же мафит-ультрамафитового состава.

Мафит-ультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация сложена толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой формациями, которые характеризуют этап вулканизма, проявленный во время отложения онежской серии. Толеит-базальтовый вулканизм выражен подводными, реже субаэральными, излияниями однородных офировых базальтов трещинно-центрального типа низкой эксплозивности. Пикрит-базальтовая формация в целом характерна для суйсарской свиты представленной в Онежской структуре пикритами, пикритовыми базальтами, оливинowymi базальтами, их пепловыми туфами и гиалокластитами, которые контактируют с осадочными углеродсодержащими отложениями заонежской свиты. Излияния вулканитов сопровождалось внедрением пластово-секущих силлов габбро-долеритов и редких тел перидотитов. Для лавовых пачек обеих формаций характерно присутствие «рудоносных лав» - лавовых потоков миндалекаменных базальтов с меднорудным сульфидным оруденением, мелкие месторождения которых были известны и разрабатывались здесь еще в 18-19 веках.

Платинометальная рудоносность и характерная полиметальная металлогеническая специализация Онежской структуры связаны именно с ятулийско-людиковийским трапповым вулканогенно-осадочным структурно-формационным комплексом, который был образован в условиях рифтогенной обстановки. Максимальное накопление углеродистого вещества, происхождение которого можно связывать с углеводородным эндогенным флюидонасыщением породных систем при рифтогенезе и последующей его биоредукцией в форме свободного углерода, приходится на время формирования как раз заонежской свиты людиковийского надгоризонта в раннепротерозойском разрезе Онежского рифтогенного бассейна. Эта концентрация углерода проявлена здесь в виде высокоуглеродистых ($C_{орг.}$ до 20-47%) пластов шунгитов, шунгитсодержащих алевролитовых сланцев и туфосланцев, а также углеродистых карбонатно-глинистых туфосланцев, в которых содержание $C_{орг.}$ не превышает 10%. Характерной особенностью углеродистых вулканогенно-осадочных

горизонтов заонежской свиты является их насыщенность сульфидами железа (пирит, пирротин, иногда с халькопиритом и сфалеритом). Именно в этой углеродсодержащей формации вулканогенно-терригенного комплекса в 90-х годах работами ГПП «Невскгеология» и ГПП «Карельская Экспедиция» было установлено платинометальное оруденение трех типов: 1) платиноидно-полиметальное стратиформное в замках синклинальных складок и на их крыльях в черносланцевых горизонтах заонежской свиты, 2) золото-платиноидных руд в кварц-сульфидно-карбонатных с битумоидами метасоматитах развитых в черных сланцах и 3) уран-ванадий-платиноидно-полиметальных руд, связанных с силлами метасоматизированных габбро-долеритов, секущих черносланцевые толщи в зонах развития наложенных складчато-разрывных дислокаций (Савицкий и др., 1995). Пласты платиноносных углеродистых сланцев заонежской свиты, характеризуются рассеянной сульфидной вкрапленностью с содержанием металлов платиновой группы от 1 до 2-3 г/т. Кроме того, в этих же пластах наблюдаются концентрации: Au 0.005-0.8 г/т, Ag 0.5 -20 г/т, Cu+Zn 0.7%, Ni -0.2, Mo - 0.1, V - 0.1, U - 0.05 %.

Особенности регионального структурного плана Онежского интракратонного бассейна определяются, как это было показано выше, сочетанием последовательно формировавшихся ортогональных ($0-30^\circ$ и $260-290^\circ$) и диагональных ($310-340^\circ$ и $40-60^\circ$) систем разломов и линейментов выявленных по геологическим данным и анализом МДЗ (Турченко и др., 2004). Ортогональная система разломов делит архейский фундамент Онежского бассейна на блоки разного порядка, ступенчато погружающиеся от периферии к центру бассейна и его юго-восточной части. Во многих случаях межблоковые разломы выражены в раннепротерозойском осадочно-вулканогенном чехле как протяженные надразломные флексуры, являющиеся крыльями отраженных глыбовых складок и определяющие брахиформный характер крупных складок, которые на МДЗ отображаются вытянутыми полукольцевыми и овальными структурными формами. Этот ранний этап тектогенеза, связанный с глыбовыми подвижками фундамента, наследовался более поздним этапом тектогенеза - этапом поздне Svecofennian активизации (в интервале времени 1900-1700 млн. лет), когда были сформированы активизационные структурно-вещественные комплексы ответственные за формирование, вышеупомянутых второго и третьего типов платинометального оруденения в стратифицированных отложениях. Эти структуры выражены полями локальных разломов, которые по геологическим данным (Рыбаков, Голубев, 1999) сопровождаются метасоматитами и уран-ванадий-платиноидно-полиметальной минерализацией. Наиболее ярко структурные признаки процессов активизации проявлены в формировании линейных антиклинальных структур север-северо-западного простирания и разделяющих их синклиналей. Ядра линейных антиклинальных

складок (шириной 2-5 км) выполнены доломитами и слюдистыми сланцами туломозерской свиты ятулийского надгоризонта, а синклинали - черносланцево-базальтовой толщей заонежской свиты с размахом крыльев 6-12 км. Эти структуры представляют собой также зоны складчато-разрывных дислокаций, которые можно охарактеризовать как зоны линейных антиклинальных поднятий, усложненные системой мелких продольных складок, внутри- и межслоевых разрывных нарушений. Вещественное выражение активизационных структурных признаков проявлено полями распространения метасоматических пород, приуроченных именно к зонам складчато-разрывных дислокаций. Эти зоны трассируются ореолами метасоматитов внешние части которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а внутренние кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными (с вандийсодержащей слюдой - роскоэлитом) метасоматитами, вмещающими уран-ванадий-платиноидно-полиметальное оруденение. Черные сланцы, контактирующие с мафитовыми вулканитами и силлами, подвержены метасоматическим изменениям фации пропилитов-березитов и карбонатно-лиственитовых метасоматитов, в которых среди кварц-сульфидно-карбонатно-углеродистых породах развита золото-платиноидная минерализация, в которой концентрации металлов достигают: Pd- 0.063, Pt- 0.012, Au-0.025, Ag- 0.15 г/т; а Zn и Cu- 0.5-0.7%, Ni -0.2, Mo и V до 0.1, U - 0.05% (Билибина и др., 1991).

В пределах другого крупного сегмента фундамента Восточно-Европейской платформы - Воронежского кристаллического массива (ВКМ) рифтогенез, выраженный формированием палеопротерозойских линейных структур (металлогенические особенности которых рассмотрены выше), завершился формированием в период 2.1-1.85 млрд. лет интракратонного Воронцовского рифтогенного бассейна. Здесь породы кристаллического фундамента, представленные архейскими гнейсами и амфиболитами, которые могут быть сопоставлены с обоянской серией. На них с размывом и резким несогласием налегает нижнепротерозойская воронцовская серия, в составе которой обособляются три толщи. Нижняя - представлена метапесчаниками и двуслюдяными сланцами, переслаивающимися с высокоглиноземистыми сланцами. Средняя вулканогенно-терригенная толща образована сланцами, металевролитами, углеродистыми сланцами и песчаниками с прослоями вулканитов основного состава. Верхняя толща воронцовской серии слагается филлитовидными графитовыми сланцами и песчаниками. Эти толщи рассматриваются с современных геодинамических позиций как образования пассивной континентальной окраины рифтогенного происхождения (Буш и др., 2000).

Среди образований воронцовской серии западной части бассейна размещаются дунит-перидотит-габброноритовые интрузии мамонского комплекса (2100 ± 25 млн. лет) и ортопироксенит-норит-диоритовые интрузии еланского комплекса (2025 ± 10 млн. лет),

несущие платиноидно-медно-никелевое сульфидное оруденение. С первым типом интрузивных комплексов связаны сульфидные медно-никелевые месторождения (Нижнемамоновское, Подколдновское, Юбилейное), в которых существенно Pd-Rh оруденение концентрируется в ликвационных массивных и брекчиевидных рудах с содержаниями Pd 0.15-0.40 г/т и Rh 0.03-0.15 г/т. Со вторым типом интрузий связано Еланское платиноидно-кобальт-медно-никелевое сульфидное месторождение, в котором преобладает Pt-Pd минерализация в составе брекчиевидных сульфидных руд (Чернышев, 1994). С троктолитовыми габбро-долеритами, входящими в состав смородинского комплекса вулканогенной толщи, связана Pt-Pd-Ru минерализация (Чернышев, 1971; Додин и др., 1994). Кроме того, в пределах Воронцовского интракратонного бассейна среди высокоуглеродистых стратифицированных отложений выявлено до 7-10 горизонтов с полигенным золото-платинометальным оруденением, подобным вышерассмотренному в Онежской структуре. Литолого-фациальные и петролого-геохимические признаки, характер распределения элементов платиновой группы, золота, серы, углерода и редкоземельных элементов в вулканогенно-осадочных рудолвещающих породах Воронцовского интракратонного бассейна свидетельствуют о существенном вкладе в формирование золото-платинометальной рудообразующей системы флюидно магматогенного корово-мантийного источника углеродистого и рудного вещества (Додин и др., 2000).

В пределах Алдано-Станового щита интракратонные бассейны палеопротерозоя возрастного интервала 2.1-1.85 млрд. лет представлены Удоканской структурой и ее аналогами (Нижне-Ханинская, Олдонгсинская и Угуйская грабен-синклинали) распространенными в западной части щита. Здесь терригенные отложения удоканской серии, слагающей бассейн, несогласно залегают на метаморфических толщах чарской и олекминской толщ архея. Хорошо выражен наложенный характер Удоканского интракратонного бассейна, формирующегося в условиях воздыманий и компенсирующих их погружений, связанных с межблоковыми разломами, развивающимися при прогрессирующем рифтогенезе этой структуры. Удоканский бассейн отличается как наибольшими размерами в плане, так и наибольшими мощностями осадочной толщи, достигающей 9-12 км. Терригенные толщи удоканской серии в своей нижней части (кодарская и чинейская подсерии) представлены ассоциациями пород, содержащими углеродсодержащую песчано-сланцевую флишоидную сероцветную и карбонатно-алевролитопесчаную молассоидную пестроцветную формации (Чечеткин и др., 1995), для которых характерен натровый петрохимический профиль (Сочава, 1985). Завершающая разрез удоканской серии кеменская подсерия сложена, главным образом, алевролитопесчано-молассоидной пестроцветной формацией, которая характеризуется

преимущественно аркозовым характером песчаных пород, более высокой зрелостью терригенных ассоциаций и их существенно калиевой специализацией. Осадочные породы претерпели зональный региональный метаморфизм, преимущественно низких ступеней. Степень метаморфизма усиливается к бортовым частям впадины до амфиболитовой фации, где локализованы купола реоморфических гранитов куандинского комплекса. Складчатость характеризуется сочетанием первоначально простых брахиформных структур, преобладающих в этих прогибах, со складками сложной морфологии, имеющих более позднее происхождение и локализованных в краевых частях прогибов в зонах влияния гранито-гнейсовых куполов (Федоровский, 1985). Время формирования пород удоканской серии, определенное U-Pb методом по циркону из туфопесчаников этой серии составляет 2180 ± 50 млн. лет (Бережная и др., 1988).

Для удоканской серии характерны ритмичность и зональность в распределении литофаций, соответствующих условиям накопления осадков в прибрежно-морских, дельтовых и лагунно-озерных фаций характерных для начальных этапов формирования рифтогенных эпикратонных структур. К подобным отложениям приурочено гигантское по запасам Удоканское месторождение меди в медистых песчаниках (Богданов и др., 1973), сформированное в результате взаимодействия экзогенных рудообразующих процессов, катагенеза и последующего регионального метаморфизма и деформаций. Руды большей частью представлены рассеянным вкрапленным типом, а линзы и пласты богатых руд, составляющих собственно рудные тела, месторождения образованы в результате действия процессов переотложения рудного вещества. Руды подразделяются на три минеральных типа: пирит-халькопиритовый, халькопирит-борнитовый и борнит-халькозиновый. В их размещении (по Ю. В. Богданову и др., 1973) намечается зональность по латерали и в разрезе меденосной толщи. Как правило, борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовым, а пирит-халькопиритовые к более глубоководным фациям. Седиментационные концентрации меди обычно незначительны, а богатые рудные тела сложены эпигенетическими борнит-халькозин-халькопиритовыми ассоциациями, гидротермально-активизационного генезиса.

Центральная часть Алданского геоблока, сложенная Иенгрской эпикратонной струкутурой, представляла собой микроконтинент с древним раннеархейским основанием, перекрытым осадочным чехлом палеопротерозойского возраста. Тоналитовые гнейсы инфракомплекса отличаются наиболее древними значениями возраста цирконов для Алдано-Станового щита, который составляет 3335 ± 3 млн. лет — SHRIMP (Nutman et al., 1992). Для этих же гнейсов характерны и наиболее древние значения неодимовых модельных возрастов 3.5–3.8 млрд. лет (Котов и др., 1995а). Супракрустальные образования представлены ассоциацией

кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов иенгрской серии, иногда с линзами известково-силикатных пород и кальцифиров. Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что накопление этих пород происходило на раннеархейской континентальной коре, скорее всего, в возрастном интервале 2.0–2.2 млрд. лет (Ковач и др., 1996б). В минерагеническом отношении Иенгрский интракратонный бассейн весьма однообразен. Проявления полезных ископаемых заведомо архейского возраста на его территории практически не известны. Формирование наиболее важных типов докембрийского оруденения связано с палеопротерозойской эпохой деформаций и метаморфизма около 2.1–1.9 млрд. лет назад. При этом обращает на себя внимание отчетливо проявленная минерагеническая зональность в пределах бассейна, отражающая региональную тектоническую неоднородность. В центральной его части сосредоточены почти исключительно месторождения пьезокварца, а в восточной — месторождения апатита, флогопита и магнетита. Все эти месторождения локализируются в зонах развития палеопротерозойских супракратальных пород, неоднократно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, подвергшихся позже мигматизации, диафторезу в условиях амфиболитовой фации и инъецированных протерозойскими гранитоидами.

Месторождения пьезокварца локализованы в областях развития метаморфических пород кратонического покрова микроконтинента. Хрусталеносные жилы приурочены исключительно к пачкам кварцитов и контролируются как трещинной тектоникой складчатых форм, так и региональными зонами разломов. Другими типичными для Иенгрской структуры являются месторождения флогопита и магнетита магнезиально-скарновой формации. Все месторождения контролируются горизонтами мраморов и пачками основных кристаллосланцев, а также зонами локально проявленного диафтореза в условиях амфиболитовой фации (Михайлов, 1986). Месторождения апатита (Селигдар и др. более мелкие) также приурочены к карбонатным горизонтам и тоже относятся к скарновому типу (Булах и Золотарев, 1983; Михайлов, 1986). Важно отметить, что все палеопротерозойские месторождения относятся к категории метаморфогенных, и их образование, скорее всего, было связано с процессами регрессивного метаморфизма, мигматизации и сопровождающего их метасоматоза.

На Канадском щите, являющемся составной частью Северо-Американской платформы и соответственно архейские блоки, которого представляют собой части докембрийских кратонов Лавразийской группы материков, интракратонные рифтогенные бассейны палеопротерозойского времени, особенно периода развития 2.1–1.8 млрд. лет, наиболее отчетливо проявлены в пределах провинции Черчилл. В ее западной части, в составе субпровинций Рэй и Хирн, разделенных тектонической зоной Сноубёрд (рис. 2-20),

выделяются линейные локальные структуры, сложенные преимущественно палеопротерозойскими (2.2-2.1 млрд. лет) осадочными породами, перемежающимися с sillами диабазов, габбро и потоками базальтов. Эти породы с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на тектоно-термально переработанном в палеопротерозое архейском фундаменте, важной составляющей которого являются зеленокаменные пояса трех возрастных групп (Miller, Turchenko, 1995): 1) 2.9-2.8 млрд. лет - пояса Вудберн и Принц Алберт субпровинции Рэй, несущие золоторудное оруденение в железорудной формации ассоциирующей с коматиит-толеитовыми вулканитами; 2) 2.7-2.68 млрд. лет - пояса Каминак субпровинции Хирн, в которых коматиит-толеитовые вулканиты ассоциируют с фельзитами и перемежаются с обломочными и хемогенно-кремнистыми

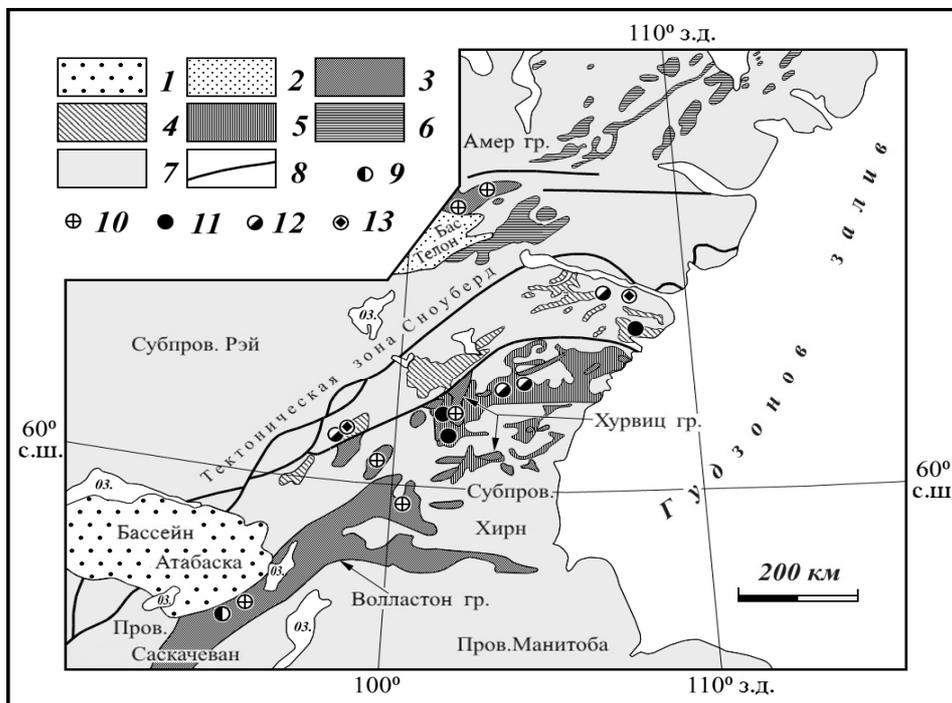


Рис.2-20. Типы рудных месторождений, ассоциирующих с интракратонными рифтовыми структурами палеопротерозоя (2.2-2.1 млрд лет) в западной части провинции Черчилл, Канада. (По Miller, Turchenko, 1995). Условные обозначения: Протерозойские супракомплексы: 1- неопротерозойские осадочные отложения бассейна Атабаска, 2- неопротерозойские осадочные отложения бассейна Телон, 3-палеопротерозойские вулканогенные и осадочные породы породы палеорифтовых структур (группы Амер, Хурвиц и Волластон – с севера на юг). Архейские супракомплексы зеленокаменных поясов различных возрастных групп: 4-2.6-2.7 млрд лет, 5-2.7-2.8 млрд лет, 6-2.8-2.9 млрд лет. 7-гранито-гнейсы архейского основания. 8-разломы. Типы палеопротерозойских месторождений в рифтовых структурах: 9-стратиформные Pb-Zn в осадочных породах, 10-стратиформные Cu с U в осадочных породах, 11-жильные Au-рудные типа стратабаундд в вулканогенно-осадочных породах. Архейские месторождения в зеленокаменных поясах: 12- жильные Au-рудные типа стратабаундд в железистых формациях, 13-Cu-Ni с платиноидами в габбро-анортозитовых интрузиях.

породами. Эти пояса вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения с золотом и серебром (месторождения Хенья и Спи Лейк провинции Черчилл) и достаточно крупные золоторудные месторождения типа стратабаунд (золотоносные кварц-карбонатные жильные тела в зонах рассланцевания вулканогенных пород и кварц-карбонат-пиритовые жилы среди таких же зон в железистых кварцитах); 3) 2.66-2.6 млрд. лет - пояса Ранкин, Магуд-Гибсон, Яхкид-Ангикуни и Эннанди, локализованные вблизи тектонической зоны Сноубёрд (см. рис. 2-20). Эти пояса сложены вулканогенными и осадочными породами аналогичными предыдущим поясам, но также вмещают крупные тела габбро-анортозитов, несущих Cu-Ni-платинометальное сульфидное оруденение. Кроме того, для этих поясов характерно медно-цинковое колчеданное и жильное золотое оруденение.

Завершающей стадией развития архейских структур была их кратонизация выраженная во внедрении анорогенных K-полевошпатовых гранитов с возрастом около 2.6 млрд. лет. Дальнейшее развитие западной части провинции Черчилл происходило по сценарию палеопротерозойского рифтогенеза во временных интервалах сходных с развитием в этот же период Карело-Кольского кратона (Miller, Turchenko, 1995). Этот сценарий включает два тектоно-магматических события, сходных для сравниваемых провинций:

1. Интервал от 2.45 до 2.2 млрд. лет, который отмечен серией роев мафических даек (Каминак - около 2.45-2.35 млрд. лет, Тулемалу - 2.19 млрд. лет и Казан), свидетельствующих о режиме корового растяжения и не сопровождающихся медно-никелевым или платинометальным оруденением, в отличие от Карельской провинции Балтийского щита, где этот тип оруденения имеет существенное металлогеническое значение для рассматриваемого временного интервала рифтогенеза. Щелочно-карбонатитовые интрузии, несущие редкоземельную минерализацию могут быть также коррелированы с этим рифтогенным событием.
2. Интервал 2.2 - 2.0 млрд лет, в течение которого были образованы рифтогенные последовательности трех локальных интракратонных структур западной части провинции Черчилл, представленных тремя литолого-стратиграфическими группами - Волластон, Хурвиц и Амер (см. рис. 2-22). Все три группы сложены сходными породными ассоциациями: 1) базальные ортокварциты и кварцевые конгломераты, 2) черносланцевые и доломит-углеродистые отложения, 3) верхние песчано-глинисто-алевролитовые отложения. Все породы изредка перемежаются с силлами габбро-диабазов (минимальный U-Pb возраст по бадделииту из силла габбро группы Хурвиц -2110 млн лет) и базальтовых порфиритов, что весьма сходно с ятулийским надгоризонтом в разрезах интракратонных структур этого же возрастного интервала на Балтийском щите.

Вместе с этим, металлогенические различия сходных в литологическом, структурном и возрастном отношении интракратонных структур Карелии и провинции Черчилл весьма существенны и это связано, несомненно, с характером металлогении фундамента, на котором были сформированы эти структуры и степенью магматичности этих структур (например, высокая магматичность Онежского интракратонного бассейна, определившая его металлогеническую специфику).

Группа Волластон характеризуется широким спектром стратиформных осадочно-эксгальционных и стратабаундовых (таких же, но переотложенных гидротермально-метасоматических) рудопроявлений и месторождений: Cu, U-Cu-V, Zn-Pb, U в черных сланцах и Cu-Mo.

Группа Хурвиц вмещает два типа оруденения: массивные жильные золоторудные месторождения и медные рудопроявления. Золоторудные месторождения ассоциируют со складчато-надвиговыми структурами в нижнепротерозойских породах и в палеопротерозойских зонах реактивации (реювенации) золотого оруденения в зеленокаменных поясах архейского фундамента. Системы складчато-надвиговых зон, зоны расланцевания являлись проводниками флюидов и гидротермальных растворов, способствующих переотложению рудного вещества для вновь создаваемых рудных жильных тел. Этот тип месторождений обычно представляет собой золото-пирит-содержащие кварц-альбит-карбонатные жильные тела в базальных ортокварцитах и в меньшей мере в подстилающем фундаменте (например, крупное выработанное месторождение Шиар Лейк). Такого же типа реювенированные раннепротерозойские гидротермальные месторождения приурочены к архейской железорудной формации, ассоциирующей с рудоносными зеленокаменными поясами Каминак (например, золоторудное поле Мельядини). Два минералогических типа рудных тел ассоциируют с кварц-карбонатными жильными системами: 1) пирротин+золото+/-арсенопирит и 2) арсенопирит+пирит+пирротин+золото.

Группа Амер в субпровинции Рей вмещает небольшие по запасам стратабаундовые эпигенетические и стратиформные диагенетические медные и медно-урановые месторождения.

Рассмотренные три преимущественно осадочные шельфоподобные рифтогенные последовательности пород интракратонных бассейнов провинции Черчилл сходны по литологии и тектоническому режиму с интракратонными впадинами Ятулийского бассейна. Однако, эти три последовательности в провинции Черчилл не включают в свой состав толеитовых вулканитов, широко представленных в ятулийских разрезах. Соответственно группа впадин Волластон-Хурвиц-Амер характеризуется медными и урановыми осадочно-сингенетическими месторождениями, также как и эпигенетическими золоторудными

месторождениями. Урановое оруденение в этих структурах является наиболее ранним проявлением из урановой триады месторождений провинции Черчилл. Вторая группа урановых месторождений связана с орогеническими поясами Гудзонской орогении - 1.95-1.8 млрд. лет, а третья - с осадочными породами позднепротерозойских интракратонных бассейнов Атабаска и Телон. Ятулийские отложения содержат толеитовые базальты и силлы габбро-диабазов, вмещающие Fe-Ti-V магматические сегрегации формирующие оруденение, которое отсутствует в составе впадин Волластон-Хурвиц-Амер.

В пределах докембрийских кратонов материков Гондванской группы интракратонные бассейны наиболее древнего интервала времени (2.5-2.3 млрд. лет) не распространены, но более поздние (2.1-1.8 млрд. лет) известны в пределах архейских кратонов Африки и Австралии.

Интракратонные бассейны Африки. Наиболее крупный интракратонный бассейн Трансвааль существовал и развивался в течение всего раннего протерозоя в Ю.Африке. Здесь в пределах кратона Каапвааль распространены отложения супергруппы Вентерсдорп, относимые ранее к протерозою и представляющая собой вулканическую последовательность мощностью до 8 км, которая была отложена на рифтированный архейский фундамент и на супракрустальные породы Витватерсранд, слагающих известный архейский интракратонный рифтогенный бассейн с гигантскими месторождениями урана и золота в кварцевых конгломератах. U-Pb возраст супергруппы Вентерсдорп был также определен как позднеархейский (2,75-2,70 млрд. лет, Green, 1992). Отложения супергрупп Трансвааль и Гриквалленд продолжают главную рифтовую последовательность в Каапваальском кратоне, занимая площадь около 500000 кв. км. Мощность этих отложений достигает 12 км и датированы они возрастом около 2250-2150 млн. лет Rb-Sr методом. Первичные структуры пород хорошо сохранены, они не деформированы и подвержены лишь метаморфизму погружения. Вещественные комплексы представлены флювиальными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, залегающими несогласно на вулканитах Вентерсдорп и архейском фундаменте. Во всех отношениях эти породы сходны с ятулийской группой, залегающей на архейском фундаменте Балтийского щита. Эти породы перекрыты 800-метровой толщей бимодальных вулканитов (низкоглиноземистых континентальных толеитов и высококалийевых риолитов, переслаивающихся с озерно-речными осадочными породами, обломочными дельтовыми и мелководными осадками и карбонатными породами). Завершается цикл формированием кремнистых пород и железистых кварцитов, вмещающих известные железорудные месторождения Трансвааля в ЮАР. В средней части разреза мощной последовательности пород интракратонного бассейна Трансвааль присутствуют мафические и фельзитовые вулканиты. Геохимический анализ

мафитов и фельзитов группы Трансвааль показал их толеитовый, известково-глиноземистый и частично MORB-типа характер, а также мантийный источник (Crow, Condie, 1990). Верхняя часть этих отложений представлена мощной толщей (3-5 км) кварцевых латитов (фельзиты Ройберг), которые слагают одну из наиболее крупных фельзитовых провинций мира (Green, 1992). Их происхождение связывают с плавлением нижнекоровых пород, произошедшем при внедрении огромной интрузии Бушвельд, несущей крупнейшие месторождения Сг и платиноидов.

Интрузия Бушвельд представляет собой межформационный лополит, вытянутый на 430 км в субширотном направлении, как и бассейн Трансвааль, и имеет ширину 260 км. Площадь обнаженной части интрузива составляет около 66000 кв. км, что, по мнению многих исследователей, составляет лишь 42% магматического мафит-ультрамафитового комплекса. Этот комплекс образует четыре дугообразных пояса, которые собственно и являются вмещающими месторождения хромитов и платиноидов: западный (Рустенбург-Аманделбюлт), восточный (Стилпорт-Аток), северо-восточный (Потгитерсрюс) и южный (Бехтал). Месторождения Бушвельдского плутона (по Додину и др., 1994) представлены платиноидно-медно-никелевыми сульфидными, платинометальными малосульфидными, платиноидно-хромитовыми и платиноидно-титаномагнетитовыми рудами. Сульфидное медно-никелевое с платиноидами оруденение представлено непромышленными вкрапленными рудами и промышленными вкрапленно-прожилковыми и массивными рудами, залегающими в трубообразных телах гарцбургитов и бронзититов в западной части интрузива. Эти тела прорывают слои норитов и пироксенитов и имеют диаметр до нескольких десятков метров, проникая на глубину до 70-100 м. Содержания никеля - 2.9-7.6%, платиноидов - до 370-460 г/т, золота - 250-700 г/т. В настоящее время эти трубки полностью выработаны.

Главная масса хромит-платиноидных руд сосредоточена в пределах Критической зоны плутона. Мощность горизонтов хромититов варьирует от первых сантиметров до 2-3 м, прослеживаемых на десятки км по простиранию слоистости пород. Содержание трехоксида хрома в горизонтах 42-44%, а сумма платиноидов 1.5-6.6 г/т. Около половины всех ресурсов платиноидов плутона Бушвельд сосредоточена именно в хромититовых горизонтах. Но наиболее важным и богатым является малосульфидное платинометальное оруденение, приуроченное к рифу Меренского, сложенному перемежающимися тонкими слоями пироксенитов и анортозитов. К ним приурочен главный платиноносный слой (риф) мощностью 0.2-5 м, прослеживаемый на 200 км в западной части интрузива и на 130 км - в восточной. Среднее содержание платиноидов 3.2-7.34 г/т при этом содержания отдельных металлов (в объемных %) достигают Pt -59, Pd -23, Ru -8, Rh -3, Ir -1, Os -0.8. Горизонты

высокованадистых титаномагнетитовых руд расположены в верхней части лополита. Мощность их достигает 9 м, протяженность - 322 км. Горизонты сложены анортозитами и норитами, несущими это оруденение с содержанием (в %): Fe -55-58, TiO₂ -12-14, V₂O₅ -0.3-2. Однако, содержание платиноидов не известно.

Кроме интракратонного бассейна Трансвааль, в пределах Каапваальского кратона известны еще две отдельные небольшие интракратонные впадины - Саутпансберг и Палапай, расположенных к северу от бассейна Трансвааль и сложенных сходной с ним ассоциацией пород с Rb-Sr возрастом 1700-1750 млн. лет (Green, 1992), но бедной в отношении рудоносности. Верхние части разреза могут быть коррелированы с отложениями группы Ватерберг, которые слагают два бассейна (Вармбас и Мидлберг), продолжающих развитие рифтогенного бассейна Трансвааль. Эти отложения представлены преимущественно субаэральными красноцветами (песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, алевролиты) и кислыми вулканитами общей мощностью около 7 км. Системы разломов, с которыми связано формирование рифтогенных интракратонных бассейнов были реактивированы во время мезозойского тектонического цикла, когда здесь же, в бассейне Трансвааль, была образована впадина Кару (180 млн. лет), сложенная терригенными породами и крупнейшим полем внутриплитных плато-базальтов рифтогенного происхождения.

Интракратонные бассейны Австралии. В пределах трех архейских кратонов (Йилгрн, Пилбара, Гоулер) в Австралии известны рифтогенные интракратонные бассейны и поясового типа отдельные выступы магмато-метаморфических пород, представляющих собой аккреционно-коллизийные орогенические структуры раннего протерозоя, перекрытые верхнепротерозойскими интракратонными бассейнами и фанерозойским осадочным покровом. Большинство таких раннепротерозойских выступов содержат свидетельства локального корового рифтинга, завершеного быстро последовавшим сжатием и коллизией.

Локальное утонение и растяжение архейского фундамента продолжалось в период 2000-1880 млн. лет в северной Австралии и сопровождалось отложением кварцитов, флювиальных осадков, излиянием бимодальных вулканитов (главным образом мафических) и внедрением крупных долеритовых силлов и расслоенных интрузий. Мафические породы геохимически сходны с континентальными толеитами и океаническими базальтами типа MORB, подтверждающими значительное утонение коры (Wyborn et al., 1987). Это интенсивное растяжение коры было наследовано отложением мелководно-шельфовых осадков (пелитов, карбонатных пород и железистых формаций). Более активное орогеническое развитие было выражено в дальнейшем отложении турбидитов и происшедшей затем орогении Баррамунди (1870±20млн лет), сопровождаемой складчатостью и надвигами. Этеридж и др. (Etheridge et al, 1987) отметили, что этот тектонический цикл связан с коровым андерплейтингом (около

2,2-1,9 млрд. лет) из мантийных плюмов, последующим коровым растяжением и образованием локальных бассейнов.

Железистые формации в таких бассейнах хотя и не содержат крупные железорудные месторождения, такие как в палеорифтовой структуре Хамерсли (рассмотренной в гл.1), но являются важным фактором, определяющим локализацию экономически значимых медно-золоторудных месторождений типа стратабаунд. Такой типовой структурой является палеопротерозойский бассейн Гленгарри, который был сформирован при рифтогенезе вдоль северной окраины кратона Йилгарн около 1900 млн. лет назад и затем был вовлечен в орогенический пояс Каприкорн в качестве его составной складчато-надвиговой части. Здесь в южной части бассейна, вблизи кратона Йилгарн, известны четыре золоторудных месторождения: Лабучере, Фортнам, Хоршое и Пик Хилл (Davidson, Large, 1994). Медно-золоторудные рудные линзовидные тела месторождений приурочены к пирит-содержащим кремнистым сланцам и магнетит-гематитовым джаспероидам среди хлоритовых сланцев и железистых кварцитов, залегающих вблизи или внутри толщи мафических вулканитов. Месторождения содержат от 1.7 до 4 млн. т. руды с запасами золота от 5.7 до 13.9 тонн золота при содержании золота в руде 2.8-3.4 г/т (Davidson, Large, 1994). Стратбаундовый характер размещения рудных тел свидетельствует о сложной деформационной и генетической историей развития оруденения - от стратиформного эксгальтивно-осадочного образования вдоль системы синрифтовых разломов до эпигенетического рудоотложения в рудных узлах, образованных системой наложенных разрывных нарушений и проявления метасоматоза и переотложения рудного вещества.

Второй локальный рифтинг происходил в период 1820-1670 млн. лет в пределах бассейна Виллиама в Новом Южном Уэллсе в обрамлении кратона Гоулер, где локализовано одно из крупнейших Ag-Pb-Zn месторождение Броккен Хилл. Супракрустальные породы датированные возрастом 2050 - 2200 млн. лет (Sm-Nd модельный), метаморфизмом и первыми фазами деформаций - 1660+-20 млн. лет представлены терригенными и вулканокластическими отложениями (преобразованных в гнейсы) рифтогенного происхождения. Эти отложения перекрыты бимодальными вулканитами, переслаивающимися с метапесчаниками и метапелитами. Амфиболиты, присутствующие в разрезе, интерпретируются как лавы и частично дайки и силлы, а фельзитовые метавулканиты (дациты, риолиты) представлены гнейсами. Мафитовые породы рассматриваются как толеиты, обогащенные Fe и Ti, образованные в условиях континентальных рифтов (Green, 1992). Согласно этим представлениям рудные тела месторождения Броккен Хилл и минерализация связаны с пелитовыми и псамопелитовыми осадками. Степень метаморфизма пород в районе месторождения достигает амфиболитовой

и гранулитовой фаций силлиманит-андалузитовой фациальной серии. Метаосадочная последовательность интерпретируется как отложения, перемежающиеся с морскими осадками трансгрессивного цикла, отлагавшимися в постепенно углублявшемся бассейне. К этой же структуре приурочена металлогеническая зона с уран-редкоземельной (месторождения Редиум Хилл, Крокейрс) и баритовой (месторождение Викеру) минерализацией. Месторождение Брокен Хилл, наряду с известными Ag-Pb-Zn рудами, содержит около 132 тонн золота при его содержании в рудах 0.12 г/т.

Образование интракратонных бассейнов происходило, по крайней мере, на трех возрастных срезах: 1) в позднем архее – после кратонизации гранулит-гнейсовых и наиболее древних гранит-зеленокаменных областей в период 2.7-2.6 млрд. лет; 2) в палеопротерозое – на рубеже архей-протерозой и 3) в средний этап глобального рифтогенеза 2.3-2.1 млрд. лет перед образованием аккреционных орогенических поясов, обрамляющих архейские кратоны и наращивающих земную кору.

Одним из наиболее ранних по времени образования генетических типов месторождений, связанных с рассматриваемыми структурами, можно считать Au-U месторождения в конгломератах - тип Витватерсранд. После мобильного этапа развития наиболее древних (3.5-3.0 млрд. лет) гранит-зеленокаменных областей, происходило образование интракратонных прогибов сложенных осадочно-вулканогенными толщами. Источником Au являлись архейские зеленокаменные пояса, источником U – граниты и, возможно, вулканическая деятельность, сопровождавшая формирование прогибов. По-видимому, в это время существовал дефицит атмосферного кислорода, при котором U^{4+} не мог растворяться в водной среде и переноситься на большие расстояния. В конгломератах как Au, так и U-содержащие минералы (уранинит и ураноторит) представлены обломочным материалом. Примерами могут служить интракратонные бассейны, вмещающие такие месторождения: Доминион-Риф, Витватерсранд (Африка); Жакобина (Ю.Америка); месторождения бассейна Блейнд-Ривер – Элиот-Лейк в Канаде. Возраст осадочно-вулканогенных пород подобных эпикратонных бассейнов тяготеет к границе архей-протерозой, так как базальные слои толщ, слагающих подобные структуры, имеют определенно архейский возраст, а верхние – палеопротерозойский (2,7-2,6 – 2,3 млрд. лет).

Редкость подобных крупных месторождений, по-видимому, объясняется специфичностью архейских палеотектонических обстановок, геохимическими аномалиями областей осадконакопления и сохранностью структур в процессе дальнейшей эволюции земной коры. Месторождения Au и U связанные с конгломератами в интракратонных структурах встречаются и на других временных уровнях. В качестве примера можно привести бассейн Тарква в Африке, где урановое оруденение с золотом ассоциирует с

гематитом - наивысшей окисленной формой железа, что связано с увеличением количества кислорода в протерозойской атмосфере и соответственно формировании окисного типа железорудения с возрастом 1,75 млрд. лет (месторождения района оз. Верхнее в С. Америке) также палеопротерозойского возраста.

На гранулит-гнейсовых структурных провинциях на рубеже архей – протерозой также образовывались интракратонные бассейны, но месторождения связанные с ними, содержат либо глиноземистое сырье (Кейвская группа месторождений кианита на Кольском полуострове в одноименном бассейне, бассейн Варравуна в Австралии), либо месторождения оптического и плавленного кварца (Иенгрский бассейн на Алданском щите). Вообще в целом интракратонные бассейны палеопротерозоя характеризуются месторождениями Fe, Au, Ag, Cu, Ni, U, редких земель и металлов, Pb, Zn, апатита, слюды, шунгита. В протерозое резко меняется палеотектоническая и окислительно-восстановительная атмосферная обстановка: отмечается увеличение количества кислорода, появление красноцветных отложений, более зрелых осадков, широко проявляются процессы рифтогенеза, аккреционные процессы, процессы активизации, появляются тектонические структуры других типов (авлакогены, перикратонные впадины), изменяется генетический тип месторождений. Широкое распространение получают месторождения железистых кварцитов типа оз. Верхнего (Сев. Америка, Жакобина в Ю. Америке, Хамерсли в Австралии), здесь же встречаются месторождения U в конгломератах и непромышленные месторождения Cu в карбонатных породах.

Глава 3. Палеопротерозойское развитие орогенических коровых структур: металлогения аккреционных и коллизионных складчатых поясов

Орогенное коровое развитие в палеопротерозое было проявлено столь же активно, как и анорогенное, но являлось типичным преимущественно на его позднем этапе в период 2.0-1.65 млрд. лет, зачастую в тех же временных рамках, что и завершающая фаза внутриконтинентального рифтогенеза. Такой тип развития континентальной коры характеризуется формированием орогенических или складчатых поясов представленных двумя типами рудоносных структур – аккреционными и коллизионными поясами, отражающих разные геодинамические формы амальгамации геоблоков при росте континентальной коры. Разделение орогенических поясов на два типа является существенным для понимания коровой эволюции и металлогении палеопротерозоя. Для аккреционных структур с ювенильной палеопротерозойской корой, сформированной как на древнем архейском фундаменте, так и без него, типично Cu-Pb-Zn, Cu-Co-Zn-Ni, Cu-Ni, Au, W-Mo оруденение. Коллизионным поясам свойственны преимущественно метаморфогенные месторождения индустриальных минералов (корунд, гранат, силлиманит, графит, апатит, флогопит, волластонит), слюдоносных и редкометальных пегматитов.

Аккреционные орогенические пояса, как рудоносные структуры, связанные с наращиванием континентальной коры и проявлением плейт-тектонических процессов, впервые в геологической истории наиболее определенно проявляются в палеопротерозое. В таких структурах достаточно хорошо выделяются вулканогенно-осадочные породные ассоциации, сходные с современными и фанерозойскими островодужными ансамблями, сопровождаемые турбидитовыми комплексами и гранитоидными батолитами, которые приращивают вновь созданную в палеопротерозое ювенильную континентальную кору к архейским кратонам или реже наращивают ее, образуясь на древней архейской коре. Примером таких структур являются аккреционные пояса с возрастом корового вещества 2.0-1.6 млрд. лет, протягивающиеся от Свекофеннской провинции Балтийского щита, несущей Cu-Pb-Zn, Cu-Co-Zn-Ni, Cu-Ni, Au, W-Mo оруденение, и прослеживаемые в фундаменте западной части Восточно-Европейской платформы (Прибалтийско-Белорусский геоблок ВЕП). Далее они прослеживаются через сходные с ними Кетилиды Южной Гренландии и палеопротерозойские структуры Канадского щита -- пояса Транс-Гудзон - Циркум-Унгава и Пинокин, прослеживаемые на западе в США вплоть до Калифорнии (рис.3-1). При образовании этих поясов область агрегации новой коры достигала 1500 км шириной и 5000 км длиной, которая была аккретирована за время около 300 млн лет. Для протяженного пояса этих структур Патчет и Арндт (Patchett, Arndt, 1986) показали по Nd изотопии, что коровое вещество структур более чем на 80% сложено ювенильным материалом, образованным в

палеопротерозое. Этот пояс содержит три последовательно наращиваемых (и приращиваемых к архейским кратонам) аккреционных палеопротерозойских пояса, которые различаются по возрасту корового материала:

- 1) 1,97-1,8 млрд. лет — Свекофеннский на Балтийском щите и в фундаменте ВЕП, Кетилидский в Южной Гренландии, Макковик на п-ве Лабрадор в провинции Найн, Канада и Пинокин в районе Великих Озер на территории Канады и США.
- 2) 1,8-1,7 млрд. лет — пояса Килларней у оз. Гурон, Центральный Плайнс и Япавай в шт. Колорадо и Аризона.
- 3) 1,7-1,6 млрд. лет — Готский ороген (Транскандинавский пояс и частично фундамент Свеконорвежского пояса) в Швеции и Норвегии, Трог Лабрадор в Канаде и пояс Мазатцал в шт. Нью-Мексико и Аризона.

Изотопно-геохимические и геохронологические данные, опубликованные в многочисленных работах, частично обобщенных Т. Смитом (Smith, 1992), свидетельствуют о быстром росте континентальной коры в аккреционных поясах (в течение 30-40 млн. лет). Очень редко в аккреционных орогенических структурах палеопротерозоя могут быть выявлены офиолитовые ассоциации, наиболее определенно подтверждающие их аккреционный характер. Особенности нижнепротерозойских офиолитов, существование которых подтверждено на примерах комплексов Йормуа и Оутокумпу в Финляндии (Kontinen, 1987), Пуртуник в Канаде и Пайсон в США (Helmstaedt, Scott, 1992), сравнимы с фанерозойскими и отражают сходные ряды тектонических обстановок. Они представляют собой либо отдельные небольшие фрагменты океанической литосферы, заключенные между островными дугами с ювенильной корой и микроконтинентами или реже - офиолитовые пластины обдуцированные на деформированные границы кратонов.

Для рудоносных структур коллизионных орогенических поясов, формирование которых происходило как в неoarхее так и в палеопротерозое, характерны следующие признаки: формирование линейных складчатых поясов с интенсивно деформированной континентальной корой увеличенной мощности, выведение высокобарических нижнекоровых комплексов в верхние горизонты коры в результате действия складчато-надвиговых деформаций и интенсивная тектонотермальная переработка древней архейской коры. Для них типично также полициклическое проявление процессов регионального метаморфизма различного термодинамического режима и многократное внедрение гранитоидов, габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Эти черты определяют коллизионный характер сочленения континентальных блоков и соответствующий тип складчатых поясов (Беломорский и Лапландский на Балтийском щите, Пристановой и

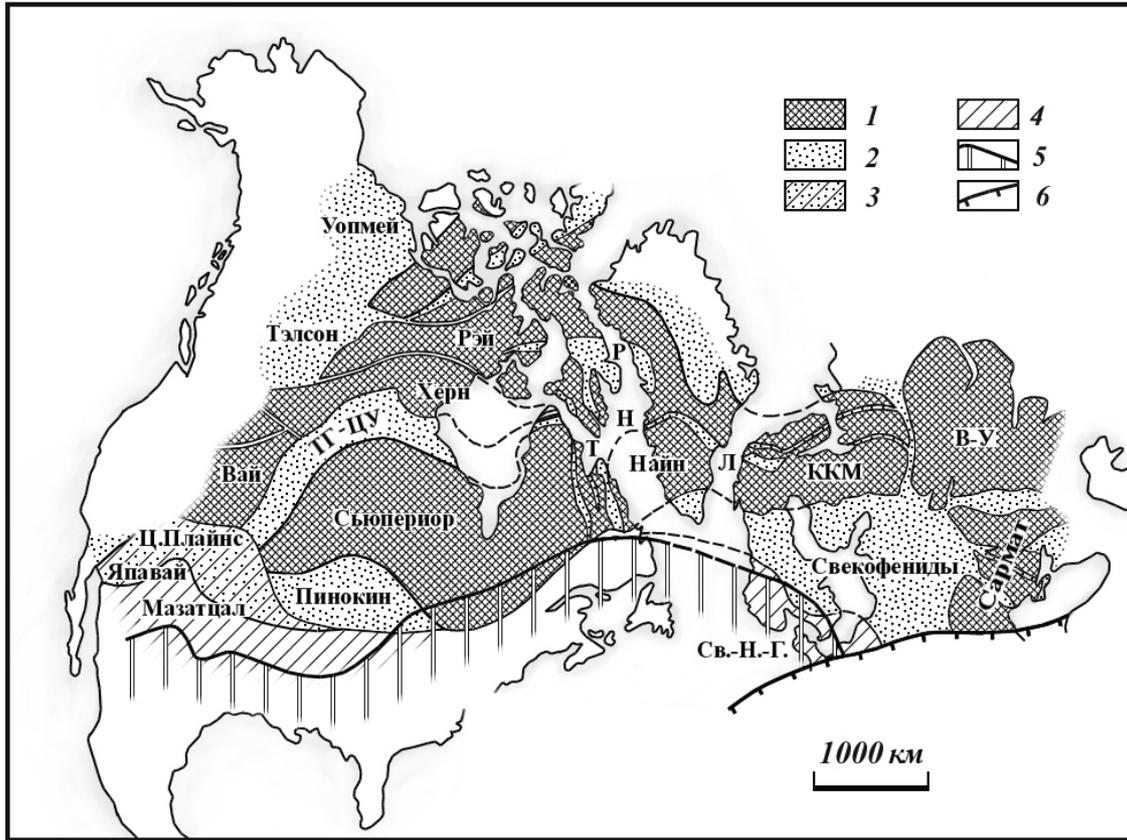


Рис.3-1. Докембрий Лаврентии, отображающий распространение аккреционных поясов палеопротерозоя с ювенильной корой (ТГЦУ - Трансгудзон-Циркум-Унгава, Л- Лапландский, М - Макковик, К- Кетилидский, Кл-Киллерней) и орогенов (Уопмей, Тэлсон, Пинокин, Свекофеннский), наращивающих кору архейских кратонов: Сьюперитор, Вайоминг (Вай), Рэй-Херн, Найн, Карело-Кольско-Мезенский (ККМ), Волго-Уральский (В-У) и Сарматский (Сарм). Условные обозначения: 1 - архейские кратоны. Пояса и орогены с ювенильной раннепротерозойской корой (в млрд лет): 2 – 1.97-1.8, 3 - 1.8-1.7, 4 - 1.7-1.6. 5-Свеконорвежско-Гренвильский пояс (Св.-Н.-Г.) с корой возраста 1.3-0.9 млрд лет. 6- разломная линия Торнквиста. (по Condie, 1992 с добавлениями и изменениями)

Центрально-Алданский в Восточной Сибири, Мозамбикский в Ю.Африке), среди которых на основании Nd-изотопной систематики были выделены как структуры с ювенильной палеопротерозойской корой, так и сформированные на древней архейской коре. Коллизионные орогены обычно не сопровождаются коровым ростом. В коллизионных поясах в связи с длительно проявляющимися тектонотермальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества, приводящая к образованию месторождений слюдоносных и редкометальных пегматитов (Беломорский и Мозамбикский пояса, Пристановой пояс Алдано-Станового щита), редкометальных метасоматитов (Сев. Прибайкалье), высокоглиноземистого (корунд, гранат, силлиманит) сырья, и коллизионных структурах Алдана, Джугджуро-Становой области.

Nd-изотопная систематика для приближенного определения ювенильной протерозойской или унаследованной древней (архейской) природы корового вещества впервые была применена в 1978-1990 гг. для отдельных регионов Сев. Америки, Гренландии, Фенноскандии, Австралии и Зап. Африки (Patchett, 1992). В дальнейшем эти исследования охватили и другие регионы Мира, в том числе в последние годы обширные докембрийские районы Восточной Сибири (Котов и др., 1995а, 1999; Ковач и др., 2000). Это позволило с той или иной степенью определенности показать распространение протерозойской коры на континентах, включающей в свой состав главным образом палеопротерозойские аккреционные террейны. Соответственно в работе сделана попытка с разной степенью детальности обобщить и провести анализ металлогенических особенностей палеопротерозойских аккреционных и коллизионных орогенических поясов как крупных рудоносных структур.

3.1. Металлогения и особенности тектоники аккреционных структур палеопротерозоя

Металлогения и тектонические особенности формирования аккреционных структур наиболее четко проявлены и характерны для Свекофеннской провинции Балтийского щита, пояса Транс-Гудзон - Циркум-Унгава, частью аккреционных орогенов Пинокин и Уопмей, аккреционные структуры юго-запада США, Индии и Австралии, а также наиболее древние палеопротерозойские аккреционные структуры Зап. Африки (ороген Бириман с коровым возрастом 2.1-2.0 млрд. лет). Для таких регионов в 80-90 годы геохимическими исследованиями вулканогенных и интрузивных породных ассоциаций были подтверждены их островодужная или окраинно-континентальная природа (Garrison, 1981; Kahkonen, 1987; и др.), их образование в достаточно короткий временной интервал и определены положительные значения ϵ_{Nd} для большинства пород. (Patchett, Arndt, 1986; Patchett, 1992). Мафические вулканиты более древних аккреционных поясов с коровым возрастом около 2.1 млрд. лет в Зап. Африке, кроме выше упомянутой тектонической обстановки, частично были образованы также в условиях океанических плато (Abouchami et al., 1987).

Террейны, сложенные аккреционными структурами с ювенильной палеопротерозойской корой возраста 1.97-1.7 млрд. лет, распространены достаточно широко, но их тектоническая природа большей частью определена по характеру породных ассоциаций или формаций. Изотопно-геохимические исследования, подтверждающие их ювенильное происхождение, проведены далеко не во всех подобных структурах, но, по крайней мере, среди хорошо датированных и изученных докембрийских регионов США, Канады и Фенноскандии оно установлено вполне определенно по Nd изотопии (Рис.3.2). Внутри аккреционных структур с положительными значениями ϵ_{Nd} вулканитов и гранитоидов, свидетельствующих о ювенильном коровом материале, существуют седиментационные пояса с осадками,

произведенными из рециклированных пород близлежащих архейских блоков, а также выплавленные из этого материала пояса гранитоидных батолитов, обладающие соответственно отрицательными значениями ϵ_{Nd} из-за значительного влияния архейских коровых масс фундамента. Такие особенности присущи, например, для дуговых поясов флишеидных пород и, частично выплавленных из них гранитоидов с возрастом 1.88 млрд лет, которые распространены в пределах так называемого «Ботнического бассейна» Свекофеннской орогенической области Балтийского щита (Patchett et al., 1987; Claesson, 1987). Для подобного рода частей аккреционных поясов характерно отсутствие или незначительное распространение рудных месторождений. Но для палеопротерозойских террейнов с палеотектоническими обстановками окраинно-континентальных бассейнов и островодужных аккреционных поясов, где метавулканы, метаосадки и раннеорогенные гранитоиды обладают положительными значениями ϵ_{Nd} , разнообразие процессов рудообразования проявлено существенно. Оно выражено, например, в образовании крупнейших месторождений металлогенических провинций Индии - пояса Аравалли-Дели-Виндьян с Pb-Zn-Cu и Сингбхум с Cu-U специализацией; Лапландской металлогенической зоны Швеции и Финляндии с Cu-Au и Cu-Fe месторождениями, орогенического пояса Пинокиан в США с колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными месторождениями. В работе рассмотрены металлогенические и тектонические особенности палеопротерозойских аккреционных поясов указанных регионов, но наиболее детально рассмотрены аккреционные орогенические рудоносные структуры Балтийского щита.

3.1.1. Металлогения аккреционных структур Балтийского щита.

Типичной аккреционной рудоносной провинцией палеопротерозоя является Свекофеннская металлогеническая провинция (Глебовицкий, Турченко, 1970; Турченко, 1978), которая состоит из двух типов породных ансамблей:

- 1) сформированных без участия или с небольшим вкладом архейской континентальной коры в состав вещественных комплексов и, вероятно, не имеющих архейского фундамента, а также обдуцированных на него (юго-восточная часть провинции);
- 2) сформированных на архейской коре.

Свекофеннская провинция была образована с очень высокой скоростью формирования новой континентальной коры (1.92-1.87 млрд лет), что было установлено Nd изотопной систематикой в комбинации с хорошо определенными временными рамками по U-Pb цирконовому методу (Nuhma, 1986; Patchett et al., 1987). В этот период в Свекофеннской провинции были генерированы тоналит-гранодиоритовые гранитоиды I-типа и известково-щелочные вулканы в островодужных системах. Более поздний региональный метаморфизм, коллизия и коровое плавление (1.85-1.80 млрд лет) привели к внедрению

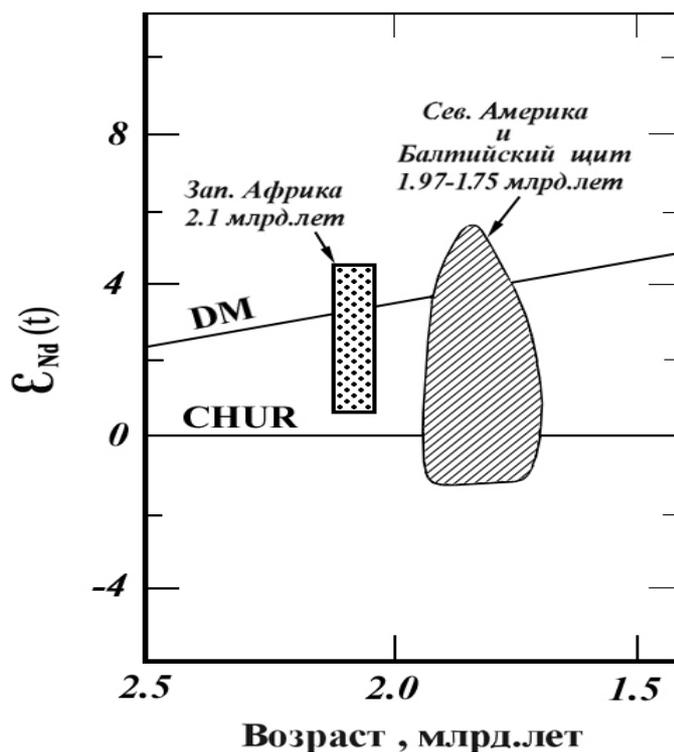


Рис.3-2. Поля инициальных значений ϵ_{Nd} для коровых провинций орогенических поясов палеопротерозоя. По Patchett, 1992.

позднеорогенных и посторогенных калиевых гранитоидов не только на территории Свекофеннской провинции, но и в пределах архейских коровых провинций, затронутых свекофеннской активизацией.

Как было отмечено в предыдущих разделах, в пределах Балтийского щита выделяются три главные палеопротерозойские стратиграфические подразделения. Из них первые два, наиболее древние, сумий-сариолийский (лаппонийский) с возрастными рубежами 2500-2300±50 млн. лет и ятулийский (2300-2000 млн. лет) представляют эпикратонные рифтогенные структурно-вещественные комплексы (СВК). Комплексы, сформированные в интервале времени 2000-1700 млн. лет в пределах рассматриваемой орогенической провинции и слагающие главные пояса развития аккреционных структур палеопротерозоя, представлены калевийской и свекофеннской (вепсийской) породной ассоциацией. Отмеченные выше вещественные комплексы территориально разграничены Ладожско-Ботнической тектонической зоной (ЛБЗ), широко известной в публикациях по геологии Балтийского щита в качестве сутуры, разделяющей архейский и палеопротерозойский коровые геоблоки (рис. 3-3). Вдоль нее прослеживается сложная покровно-надвиговая структура, которая отделяет ЛБЗ от Карельского архейского блока. Эта зона в Северном Приладожье содержит надвиговые чешуи, сложенные двумя типами отложений калевийского комплекса: 1) автохтонных турбидитов, содержащих архейский и детритовый

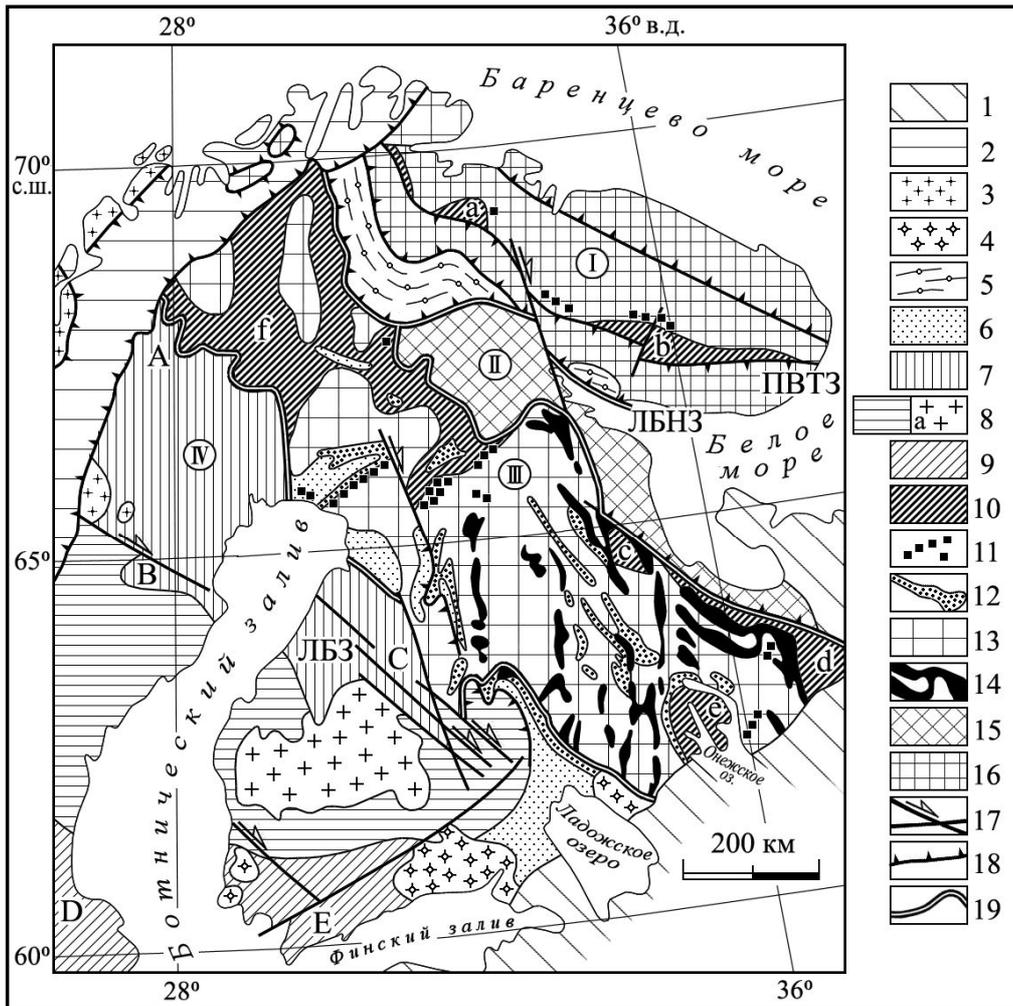


Рис.3-3. Генерализованная геологическая карта центральной и восточной частей Балтийского щита (по Gaal, Gorbachev, 1987 модифицировано по Turchenko, 1992). Геоблоки (металлогенические провинции): I – Кольско-Норвежская, II – Карельско-Лапландская, III – Беломорская, IV – Свекофеннская. 1 – позднепротерозойско-фанерозойский платформенный чехол; 2 – Каледонский надвиговой покров; 3 – гранит-порфиры Транскандинавского гранитного пояса (1.78-1.6 млрд. лет); 4 – граниты-рапакиви (1.65-1.54 млрд. лет); 5 – Лапландско-Колвицкий гранитовый пояс (2.0-1.9 млрд. лет); 6 – Калевийская метаосадочная толща (2.0-1.9 млрд.лет); 7 – Северо-Свекофеннская субпровнция (1.95-1.75 млрд. лет) – рудные районы: А-Кирунаварра, В-Шеллефтео, С- Пюхясалми; 8 – Центрально-Свекофеннская субпровнция с Центрально Финляндским гранитоидным батолитом -8а; 9 – Южно-Свекофеннская субпровнция (рудные районы: D-Бергслаген, Е-Ориярви), 10 – рифтогенные пояса раннего протерозоя (2.5-2.2 млрд. лет): а-Печенга, в-Имандра-Варзуга, с-Восточно-Карельский, d-Ветренный Пояс, е-Онежская структура, f-Сев. Швеции и Финляндии (лаппоний), 11 – расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии (2.5-2.35 млрд. лет), 12 – ятулийская группа (эпикратонные структуры 2.2-2.0 млрд. лет); 13 – архейские тоналит-грондъемит-гранитные области; 14 – зеленокаменные пояса (3.0-2.65 млрд. лет); 15 – Беломорский полиметаморфический комплекс 3.0-2.65 млрд. лет); 16 – Кольский полиметаморфический комплекс (2.9-2.7 млрд. лет). 17 – разломы, 18 – надвиги, 19 - границы геоблоков (металлогенических провинций). ЛБНЗ-Лапландско-Беломорская надвиговая зона, ПВТЗ-Печега-Варзуга тектоническая зона, ЛБЗ-Ладожско-Ботническая зона.

протерозойский материал и перемежающийся с толеитовыми вулканитами, для которых П. Вард (Ward, 1987) подтвердил их формирование в рифтовой зоне вблизи границ кратона, предшествующей образованию последующих орогенических структур (островодужных поясов, заостроводужных бассейнов и др.); 2) аллохтонных турбидитов, которые, как считает П. Вард, были отложены в подводных каньонах возле аккреционных границ. Калевийский СВК (с возрастом около 1,96 млрд. лет) вместе с перекрывающим его свекофеннским комплексом (1,92-1,87 млрд. лет) вблизи ЛБЗ подстилается карбонатно-терригенными отложениями, перемежающимися с толеитовыми базальтами, принадлежащими верхней части ятулия. Этот СВК по тектоническим признакам относится к этапу аккреционной Свекофеннской орогении с возрастным интервалом 1.97-1.8 млрд. лет. Отмеченные выше тектонические покровы перекрывают как архейский фундамент, так и ятулийский комплекс. В Северном Приладожье, также как и в северо-западном направлении, вдоль ЛБЗ в надвиговой структуре района Оутокумпу, среди пород калевийского СВК присутствуют многочисленные выходы архейского фундамента в виде обрамленных гранитогнейсовых куполов. Их генетическая трактовка была дана П.Эскола в 1949 г., связавшим их с явлениями диапиризма при ремобилизации пород архейского фундамента. Позже природа этих образований была рассмотрена как результат перекрестной складчатости синхронной с ремобилизацией вещества фундамента (Судовиков и др., 1970). В целом калевийский СВК с возрастом 1.93-1.9 млрд. лет представлен турбидитами, глубоководными осадочными породами и преимущественно толеитовыми вулканитами, которые собственно и составляют ранние аккреционные структуры. Этот СВК известен на территории Сев. Приладожья, но наиболее широко распространен в составе ЛБЗ в Финляндии в Саво-Ладожской субпровинции, в структуре Кайнуу и в субпровинции Оутокумпу. Среди метавулканитов преобладают базальтоиды, которые включают в свой состав пиллоу лавы и лавобрекчии, гиалокластиты, туфы и массивные базальты. По геохимическим признакам они характеризуются слабым обогащением Th, Ta и LREE относительно типичных N-MORB базальтов (Honkamo, 1987). При этом Ti/V отношения, типичные для таких метавулканитов, и природа ассоциирующихся с ними осадочных пород подтверждают, что они могли быть образованы в условиях заостроводужных бассейнов.

Области распространения калевийского СВК в ЛБЗ, за исключением субпровинции Оутокумпу, характеризуются отсутствием крупных месторождений. В этих областях в юго-восточной Финляндии находятся: меднорудное месторождение Хаммаслахти и сходные с ним рудопроявления, залегающие в турбидитовых песчано-сланцевых породах, ряд проявлений Cu-Ni оруденения в габброидах, включая небольшое месторождение Паррикала вблизи границы с Карелией. В Сев. Приладожье имеется небольшое месторождение

титаномагнетитовых руд в щелочных габброидах (Велимяки), ассоциирующих с базальтоидами и ряд проявлений медно-никелевой минерализации в габброидах, входящих в Cu-Ni зоны Финляндии, а также приуроченных к мелким телам ультрамафитов в метабазаальт-сланцевой пачке района пос. Харлу. Кроме того, в Сев. Приладожье позднеорогенные свекофенские граниты, секущие карбонатно-амфиболитовые породы сортавльской свиты ятулийского СВК, обрамляющие гранито-гнейсовые купола, образуют скарновые контактно-метасоматические шеелитовые рудопроявления (Латвасюрья и др.). Скарны состоят из клинопироксен-гранатовых, клинопироксен-везувиановых, клинопироксен-скаполитовых метасоматических зон длиной до 400 м и шириной около 7 м. Метасоматиты вмещают жильное и прожилково-вкрапленное шеелитовое оруденение, а граниты обогащены Mo, W, Sn, Be, Li и часто образуют редкометальные пегматитовые тела.

В структуре Кайнуу присутствует вулканогенно-осадочный комплекс Йормуа с возрастом метавулканитов 1,96 млрд. лет, который является редким примером хорошо изученных палеопротерозойских офиолитов (Kontinen, 1987), наиболее отчетливо характеризующих тектоническую природу аккреционных структур. Породы офиолитового комплекса распространены также в Ладожско-Ботнической зоне, в составе породных ассоциаций субпровинции Оутокумпу в Финляндии, и тектонически ассоциирует с ятулийскими континентальными осадками и нижнекалевийскими отложениями, прорванных габбро с магматическими включениями трондьемитов и мафическими дайками. Этот комплекс пород перекрыт базальтовыми подушечными лавами, перемежающимися с сульфидно-графитовыми сланцами, вмещающими Cu-Zn-Ni-Co месторождение Талвиваара. Возраст пород офиолитовой ассоциации по цирконам из габбро и трондьемитов соответствует 1960–1954±11 млн. лет. Кумулятивное габбро когенетично мафитовым дайкам и лавам базальтов, слабо обогащенных LREE -- $(La/Yb)_N=1.92$ и химически сходных с толеитами заостроводужных бассейнов (Kontinen, 1987), причем один из наиболее крупных массивов габбро, вмещает Fe-Ti-V месторождение Отанямяки. Офиолитовая ассоциация рассматривается здесь как сохранившийся фрагмент океанической коры, несущей хромитовую и титан-ванадиевую минерализацию. Субпровинция Оутокумпу, расположенная непосредственно в пределах Свекофенского орогенического пояса представляет собой аллохтон и по геологическому строению сходна с регионом, где развит комплекс Йормуа, но здесь базальтоидные вулканиты сильно деформированы и гидротермально изменены. Значительно шире здесь распространены черные сульфидно-графитовые и слюдяные сланцы, кремнистые кварциты и доломиты, вмещающие тела серпентинитов. Эта породная ассоциация рассматривается в качестве офиолитовых фрагментов заостроводужного бассейна (Park et al., 1984). Базальтоиды обогащены Th и LIL элементами и имеют более

высокие содержания Sr, чем обычные MORB базальты. По подобным соотношениям вулканиды провинции Оутокумпу сходны с базальтами островодужных и заостроводужных тектонических обстановок (Pharaoh, Brever, 1990). Но вместе с этим следует отметить, что по данным этих же авторов, отношения $(La/Sm)_N$, $(La/Yb)_N$, $(La/Nb)_N$ в базальтоидах этой провинции приблизительно равные 1, сходны также и с типичными N-MORB базальтами. Эти данные в целом свидетельствуют о принадлежности поясов такого рода к аккреционным орогеническим структурам, для которых весьма типична их металлогеническая специфика. Район Оутокумпу известен как металлогеническая зона с Cu-Zn-Co-Ni месторождениями (Оутокумпу, Луйконлахти, Вуонас), которые были полностью выработаны к 80-ым годам прошлого века. В целом субпровинция Оутокумпу обладала минеральными ресурсами (в тоннах): Cu - 1.36×10^6 , Zn - 0.5×10^6 , Co - 90 000, Ni - 55 000 (Gaal, 1990).

К юго-западу от Ладожско-Ботнической зоны в составе Свекофеннского орогена выделяются пояса высокометаморфизованных и деформированных вулканических (с возрастом 1,91-1,90 млрд. лет), осадочных, габброидных (1,9-1,88 млрд. лет) и гранитоидных (1.89-1.875 млрд. лет) ассоциаций. Как установлено геологическими и, в особенности, изотопно-геохимическими исследованиями (Wilson et al., 1985; Patchett, Kouvo, 1986; Nuhma, 1986; Patchett et al., 1987), эти породные ансамбли не содержат блоков архейской коры, и в них отсутствуют или присутствуют лишь в незначительном количестве архейские изотопные метки. Здесь осадочные комплексы представлены турбидитами, глубоководными породами, а вулканогенные ассоциации пород -- преимущественно толеитовыми вулканидами, которые составляют ранние аккреционные структуры. Вулканические породы фельзитового и мафического составов вместе с осадочными и плутоническими породами образуют U-образную поясовую структуру, обрамляющую Центрально-Финляндский батолит. Эта структура сложена несколькими самостоятельными вулканическими поясами и соответствующими им металлогеническими зонами с Cu-Pb-Zn стратиформными месторождениями. В Сев Швеции это пояс Шеллефтео (с месторождениями Болиден, Менстреск, Раккеявр, Кристинеберг, Адак) и на его ю-в простирации в Финляндии металлогенический пояс Виханти-Пюхясалми, которые и составляют северо-западную ветвь этой U-образной структуры. Породы пояса Шеллефтео локализованы вблизи границ с архейским кратоном, но никаких свидетельств архейского гнейсового фундамента здесь не обнаружено. Супракрустальные породы пояса были интродуцированы гранитами в период 1890-1760 млн. лет. Вулканиды представлены базальтами, магензиальными базальтами, обогащенными Sr типичными для металлогенического пояса Болиден – Лангдал, близкими по химизму коматиитам или бонинитам, и широко распространенными андезитами, пирокластическими риолитами и дацитами (Vivallo, Claesson, 1987). По данным этих же

авторов базальты обогащены LREE и, кроме того, характеризуются отрицательными Nb аномалиями (Pharoh, Pearce, 1984; Vivallo, Claesson, 1987). Mg-Cr базальты обладают более высоким содержанием SiO_2 и Al_2O_3 и более низким содержанием MgO, чем типичные коматииты, но более низким содержанием SiO_2 , чем бониниты. Они сходны по главным компонентам и элементам-примесям с пикритовыми базальтами океанических островных дуг. Андезиты и дациты характеризуются геохимическими свойствами, близкими к континентальным островным дугам или границам континент — океан, что четко свидетельствует об их аккреционном характере. Около 26-ти колчеданно-полиметаллических месторождений пояса Шеллефте обладают общими запасами руды приблизительно 80×10^6 тонн при среднем содержании: Zn-3.6, Cu-0.9, Pb-0.3 и Au-2.7 (в %), Ag-61 ppm, что определяет запасы этих металлов здесь соответственно в тоннах: Zn- 2.8×10^6 , Cu- 0.72×10^6 , Pb- 0.24×10^6 , Au-216, Ag-4880 тонн. Пояс Виханти-Пюхясалми, наряду с этими экономически значимыми месторождениями, содержит еще 5 незначительных колчеданно-полиметаллических месторождений, общие запасы руды в которых составляют около 70×10^6 руды, дающими запасы металлов в этом поясе в тоннах - Zn- 2.36×10^6 , Cu- 0.45×10^6 , Pb- 0.105×10^6 , Au-20, Ag-1400 (Gaal, 1990). По сравнению с поясом Шеллефте руды пояса Виханти-Пюхясалми обеднены Pb и Au.

Юго-западную, почти субширотную, ветвь структуры образует пояс с колчеданными Cu-Pb-Zn месторождениями (выработанными уже в начале XX века) Ориярви, Айала, Метасоменту в Ю. Финляндии. Ресурсы рудного пояса составляли 167 000 тонн Zn, 32 000 тонн Cu и 70 000 тонн Pb. Этот пояс включает в себя субщелочные лавы среднего и кислого состава, фельзитовые пирокластические породы, с которыми ассоциируют эти месторождения, сформировавшиеся в обстановке заостроводужных бассейнов. На продолжении этого пояса в Ю. Швеции располагаются сходные вулканические пояса, образовавшиеся в условиях островных дуг и заостроводужных бассейнов в период 1.92-1.87 млрд. лет. С вулканитами ассоциируют металлогенические зоны субпровинции Бергслаген со стратиформными и эксгальционно-осадочными месторождениями Fe-Mn и Cu-Pb-Zn руд (Фалун, Калвбекен, Ловазн, Гарпенберг, Силвберг, Риддархитен, Сала и др.). Породы этих поясов сравнимы с современными островными дугами, внутридуговыми рифтами и гранодиорит-гранитными интрузиями субдукционного происхождения (Wilson et al, 1987). Преобладание риолитов и дацитов является наиболее характерной чертой вулканитов верхних стратиграфических уровней таких островодужных систем. Фельзитовые вулканиты (лептиты и геллефлинты по терминологии шведских исследователей) перемежаются здесь с эпикластическими осадками и карбонатными породами, в то время как толеитовые базальты, метапелиты и граувакки находятся на нижних уровнях разрезов субпровинции.

Здесь разрабатывалось около 30 сульфидных месторождений на протяжении долгой истории добычи руд в Швеции (начиная с 18 века). Четыре наиболее крупных месторождения (Гарпенберг, Оммеберг, Фалун и Саксбергет) обладали запасами по 5 млн. тонн руды каждый. Вместе с другими месторождениями субпровинция Бергслаген содержала: 4.1×10^6 тонн Zn, 1.3×10^6 тонн Pb, 0.45×10^6 тонн Cu, 30 тонн Au и 3450 тонн Ag (Gaal, 1990). По сравнению с металлогеническими зонами Шеллефте и Виханти-Пюхясалми субпровинция Бергслаген относительно обогащена цинком и свинцом.

Все свекофенские вулканические пояса были сформированы в течение относительно короткого периода между 1.9 и 1.87 млрд. лет назад. В тесной ассоциации со структурами островодужных поясов находятся линейные пояса мафит-ультрамафитовых интрузий с возрастом 1.9-1.86 млрд. лет (Rapunen, Vorma, 1985), которые определяют расположение линейных металлогенических Cu-Ni зон -- Коталаhti-Хитура, Ваммала-Пори-Килмакоски, расположенных в Финляндии и обрамляющих Центрально-Финляндский батолит с внутренней стороны U-образной системы островодужных поясов. Первый из них, названный по наименованию наиболее крупных месторождений, содержит около 30 Cu-Ni месторождений и рудопроявлений, составляющих общие ресурсы пояса 340 000 т Ni, 110 000 т Cu и 17 000 т Co. Второй пояс обладает значительно меньшими ресурсами меди и никеля: 63 500 т Ni и 33 000 т Cu (Gaal, 1990).

В центральной части Свекофенской орогенической провинции, вдоль поясов Пюхясалми и Тампере островодужные системы граничат с гранитоидами Центрально-Финляндского массива. В пределах этого гранитоидного массива распространены Cu-Au (Хавери), Cu-Au-W (Илоярви) и W месторождения порфиривого типа, образующие соответствующую металлогеническую зону. Эти месторождения ассоциируют с раннесвекофенскими гранитоидами I-типа, которые комагматичны с вулканитами островодужных поясов и имеют возраст 1.89-1.86 млрд. лет (Nuhma, 1986). Позднесвекофенские анатектические калиевые граниты S-типа (1.84-1.75 млрд. лет) были внедрены в ювенильную раннепротерозойскую кору в Свекофенской провинции и характеризуются Mo, W, U эпигенетической минерализацией, а также Sn, Be, Li, Nb, Ta оруденением в пегматитах.

Второй тип породных ассоциаций аккреционных структур, сформированных на архейской коре, распространен преимущественно в Сев. Швеции и лишь частично в Сев. Финляндии. Здесь тектонические структуры представлены аккреционным складчатым поясом с островодужными вулканическими ассоциациями, которые вмещают хорошо известные железорудные (Кирунавара, Малмбергет, Экстромсберг) и Cu-Au (Айтик) месторождения (Frietch, Perdahl, 1989). Апатитсодержащие железорудные месторождения

типичные для этой субпровинции ассоциируют с фельзитовыми вулканитами и имеют общие запасы около 3.5 млрд. т руды. Вулканогенные породы палеопротерозоя, залегающие на архейском основании в поясах Кируна, Арвидсъявр и Арьеплог, представлены метаморфизованными риолитами, трахитами и их туфами, подчиненными количествами базальтов и андезитов. Геохимические данные - обогащение этих пород LREE и обеднение Nb и Ta (Pharaoh, Pearce, 1984; Pharaoh, Brever, 1990) показывают их схожесть и комагматичность с высококалийевыми кальциево-щелочными породами континентальных (зрелых) островных дуг. Возраст их соответствует 1.91-1.86 млрд. лет по U-Pb определениям по циркону, а Nd изотопные данные для прорывающих их гранитов (1.89-1.87 млрд. лет по Sm-Nd методу, ϵ_{Nd} от -8 до -5) свидетельствуют о значительном вкладе архейского корового компонента (Gaal, 1990).

Последующее развитие Свекофеннской орогенической провинции было выражено в амальгамации островных дуг и заостроводужных бассейнов сопровождаемой проявлением син- и постколлизийных складчатых деформаций и надвигообразования. Надвиги и складчатость ассоциировали с метаморфизмом высокотемпературной амфиболитовой фации, локально достигавшей гранулитовой фации. Пик регионального метаморфизма дал начало частичному плавлению и образованию посторогенных лейкократовых гранитных плутонов и сети даек с возрастом 1,85-1,80 млрд. лет. В течение 150-200 млн. лет после этой последней тектонической активности внутреннее медленное нагревание увеличивающейся по мощности коры привело к ее финальному растяжению и коллапсу и, таким образом, плавлению деплетированной гранулитовой нижней коры, что вызвало внедрение в период 1,7-1,55 млрд. лет гранитов рапакиви вместе с габбро и анортозитами (Аландский, Лайтилла, Вяхима, Выборгский и Салминский массивы) вдоль широтных, контролируемых разломами, поясов размещенных вблизи южной границы Балтийского щита. Эти структуры относятся к вулcano-плутоническим анорогенным поясам, образующим самостоятельный тип тектонических структур с возрастом 1.65-1.54 млрд. лет и относящихся уже к верхнепротерозойской истории эволюции щита. Некоторые анорогенные гранитоиды в Свекофеннской провинции содержат грейзеновую минерализацию с Sn (Еврайоки, Финляндия) или Sn-полиметаллическое оруденение (Стора-Флаттен, Швеция) и олово-редкометалльную минерализацию в Выборгском массиве. Относительно крупное Sn-полиметаллическое и редкометалльное оруденение в Питкярантском рудном районе Приладожья ассоциирует с Салминским массивом, имеющим возраст 1.54-1.56 млрд. лет (Neumark et.al., 1994). Кроме того, анорогенные вулcano-плутонические ассоциации вмещают Mo-W и U минерализацию в металлогенической зоне Арьеплог в Швеции. Последним событием в завершении формирования Свекофеннской орогенической провинции было

отложение иотнийских песчаников с возрастом около 1.5 млрд. лет в авлакогенах Ботнического залива и Ладожском эпикратонном бассейне, с которыми ассоциировали мафические дайки и силлы диабазов.

Свекофеннская раннепротерозойская аккреционная орогеническая структура, приращенная к архейской коре Карельского геоблока, совместно с ним, демонстрирует хорошо выраженную в юго-западном направлении металлогеническую и тектоническую зональность от архейской Карело-Кольской провинции (мегаблока) к палеопротерозойской Свекофенской провинции, где металлогенические зоны последовательно представлены Pb-Zn-Cu, Ni-Cu, Cu-Zn-Co, Au-W и Fe-Mn оруденением. Эта металлогеническая зональность совпадает с тенденцией наращивания земной коры в юго-западном направлении. Металлогенические зоны Fe-Ti, Mo и Cu-Ag-Bi-Au проявленные в пределах позднепротерозойской Свекофенской провинции создают дополнительные черты общей металлогенической зональности на Балтийском щите.

Пространственно-временные соотношения рудоносных структур и месторождений проявленные на Балтийском щите иллюстрируют последовательность развития рудоносных тектонических структур во времени в пределах металлогенических и тектонических провинций, также как и положение различного рода месторождений во времени и пространстве. Анализ металлогенограммы (рис.3-4), также как и геологические, тектонические, изотопно-геохронологические и металлогенические данные, приведенные выше, дают основание для установления металлогенического развития докембрия Балтийского щита по эпохам и выявления зональности в размещении месторождений.

Архейская эпоха (3.0-2.5 млрд. лет) в обобщенном виде характеризуется железорудными и серноколчеданными месторождениями и Ni-Cu рудопроявлениями, которые приурочены к зеленокаменным поясам Карельской гранит-зеленокаменной области. В Кольско-Норвежской провинции стратиформные железорудные месторождения локализованы в гранулитогнейсовой области. Позднеархейские граниты (с возрастом около 2.6 млрд. лет) в зеленокаменных поясах Карельской провинции вмещают штокверковое Mo-порфировое месторождение и ряд рудопроявлений сходного генетического типа. Эпикратонный Кейвский бассейн, выполненный сильно деформированными позднеархейско-палеопротерозойскими метаосадками и метавулканитами, вмещает кианитовые месторождения.

Палеопротерозойская эпоха (2.5-1.7 млрд. лет). В эту эпоху важные металлогенические события, ассоциирующие с раннепротерозойским рифтингом архейской коры (2.45-2.2 млрд. лет назад), контролировались расслоенными интрузиями с Ni-Cu, платинометальными, Cr и Fe-Ti-V месторождениями, а также толеитовым вулканизмом с Cu[±]-Au месторождениями.

Такого типа минерализация характерна для континентальных рифтовых поясов, локализованных по периферии или внутри архейского кратона. Рифтовые пояса, сформированные позже (2.2-1.7 млрд. лет назад), также вмещают Ni-Cu и Cu-Au месторождения.

В противоположность этому в Свекофеннской провинции в период 2.0-1.7 млрд. лет назад были образованы две принципиально различные по металлогенической специализации области:

1 - область аккреционного складчатого пояса, где отсутствует архейская кора и которая характеризуется Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Co, Ni-Cu, Fe-Mn месторождениями в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах островных дуг и заостроводужных бассейнов, а также Cu-Au-W минерализацией в синорогенных тоналит-гранодиоритах и Mo оруденением свойственным посторогенным гранитам.

2 - область аккреционного складчатого пояса надвинутая или сформированная на архейском фундаменте, в которой островодужные комплексы вмещают Fe-P и Cu-Au месторождения и рудопроявления.

Металлогеническая зональность Балтийского щита определяется закономерностями пространственного размещения рудоносных тектонических структур, металлогенических зон и их развитием во времени. Кроме того, характер зональности связан как с качественно-количественной характеристикой месторождений и рудопроявлений, так и с эволюцией оруденения. Области архейских тектонических структур (гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области) с типичным Fe, Ni-Cu и колчеданным оруденением разделены Беломорским геоблоком с тектоно-термальной переработкой архейской коры, в связи с чем четко выражено уменьшение потенциала рудоносности. Здесь наблюдаются исключительно мусковитовые и мусковит-редкометалльные пегматитовые месторождения, связанные с реювенацией вещества ранней эпохи. Области распространения раннепротерозойских рифтовых поясов с Pt-металльным и Cu-Au оруденением в линейных зонах, не показывают четкого рисунка зональности. В эпикратонных рифтогенных бассейнах локализовано Cu, Cu-Co и Pt-V-Cr-U оруденение. Рассматривая Балтийский щит от архейской Карельской провинции в юго-западном направлении, можно наблюдать, что архейские металлогенические зоны с Fe-рудными месторождениями сменяются палеопротерозойскими металлогеническими зонами Свекофеннского аккреционного орогенического пояса: Pb-Zn-Cu и Cu-Zn-Co, переходящими к Ni-Cu и Cu-Au-W зонам центральной Финляндии, а далее к ю-з вновь через Ni-Cu и Cu-Zn-Pb зоны к Fe-Mn-рудной зоне. Следуя в западном направлении, можно наблюдать металлогенические зоны провинции Бергслаген в Швеции, где внешняя металлогеническая зона является Pb-Zn-Cu, а внутренняя зона - Fe-Mn. В

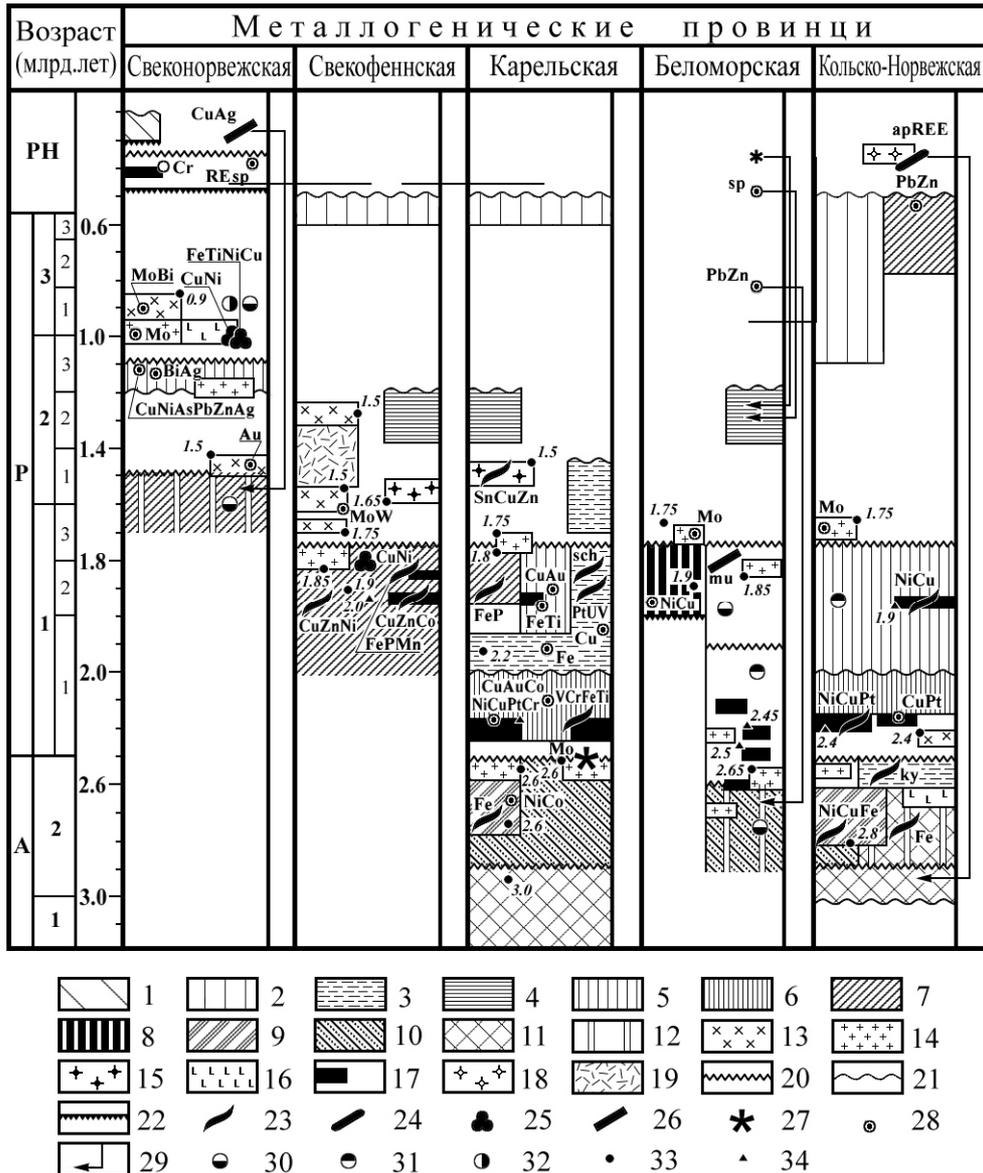


Рис.3-4. Схема последовательности развития рудоносных тектонических структур во времени в пределах металлогенических и тектонических провинций Балтийского щита и положение в них месторождений. Условные обозначения. Тектонические структуры: 1- Каледонский орогенический пояс. 2- Позднедокембрийский кратонический покров Восточно-Европейской платформы. 3- Эпикратонные и интракратонные бассейны. Интракратонные палеорифты и авлакогены: 4- позднепротерозойские авлакогены (иотний), 5-раннепротерозойские палеорифты возраста 2.0-1.8 млрд лет, 6- то же возраста 2.5-2.2 млрд лет. 7- Аккреционные орогенические пояса. 8- Коллизионные орогенические пояса. Гранит-зеленокаменные области: 9- архейские зеленокаменные пояса, 10- гранит-тоналит-гнейсовые ареалы. 11- Гранулит-гнейсовые области. 12- Тектономорально переработанные области. Литологические подразделения: 13- щелочные граниты, 14- K-Na граниты, 15- граниты рапакиви, 16- габбро-анортозиты, 17- расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, 18- щелочно-ультраосновные интрузии, 19- базальт-риолитовые комплексы вулканоплутонических поясов. Тектонические процессы: 20- фазы и этапы складчатости, 21- перерывы в формировании структур, 22- надвигообразование. Месторождения: 23- стратиформные осадочно-вулканогенные, 24- стратиформные магматогенные, 25- массивные, подиформные магматические, 26- жильные гидротермальные, 27- трубообразные кимберлитовые, 28- рудопроявления. 29- Позиция месторождений в структуре и по временной шкале. Проявление метаморфических фаций: 30- гранулитовой, 31- амфиболитовой, 32- зеленосланцевой. Изотопно-геохимические данные: 33-U-Pb метод, 34- Sm-Nd метод.

целом, тенденция формирования металлогенической зональности в юго-западном направлении совпадает с общим ростом земной коры Балтийского щита.

3.1.2. Металлогения аккреционных структур палеопротерозоя Украинского щита.

Украинский щит (УЩ) является примером хорошо изученной докембрийской территорией фундамента ВЕП частично закрытого отложениями фанерозоя. Геологическая структура и минеральные ресурсы этого региона детально рассмотрена в ряде работ (Дагелайский, 1988, 1995; Турченко, 2011), которые продемонстрировали вклад, сделанный различными исследователями в изучение многообразных геологических, геохронологических, петрологических и металлогенических проблем докембрия УЩ. Докембрий этого региона имеет длительную и сложную историю, охватывающую по времени интервал более трех миллиардов лет. В течение этого времени возникли тектонические структуры, варьирующие от гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных областей в раннем и позднем архее до орогенических и интракратонных рифтовых поясов в палеопротерозое. Эпикратонных бассейны и трюги активно развивались, начиная лишь с конца палеопротерозоя. Другой особенностью формирования структур в этом регионе были блоковые движения по тектоническим шовным межблоковым зонам, принадлежащим к различным уровням глубинности (Голованевской, Орехово-Павлоградской).

Регионы УЩ известны рядом докембрийских минеральных месторождений, таких как Fe, Ti, U, REE, Au, Cu-Ni, графит, пиррофиллит, тальк, магнезит, драгоценные и поделочные камни. Закономерности распределения этих месторождений тесно связаны с рудоносными тектоническими структурами. Большое число важных рудно-формационных типов месторождений железа, хрома, титана, меди-никеля, золота и др. проявлены в докембрийских комплексах УЩ, благодаря неоднократному развитию различных режимов магматических, метаморфических и метасоматических процессов, которые обусловили формирование месторождений в ходе первичной концентрации и последующего переотложения или новообразования.

Ограниченность уверенных изотопных возрастных данных определила отсутствие для некоторых структур точных временных интервалов их существования, которые рассмотрены на основе геологических соображений, приведенных авторами цитированных выше публикаций. Так, например, неизвестна изотопно-геохронологически нижняя возрастная граница как раннеархейских гранулитогнейсовых структур, так и палеопротерозойских структур орогенических (складчатых) поясов в центральной и западной частях УЩ. Анализ опубликованных данных показал, что наиболее определенной палеопротерозойской аккреционной орогенической структурой на УЩ является Кировоградская металлогеническая провинция. Она отличается преобладанием в ее пределах

палеопротерозойских корообразующих процессов, определивших специфику ее рудоносности (уран, золото). На этапе стабилизации здесь, как и на Балтийском щите, также формировался габбро-анортозит-рапакиви-гранитный плутон, несущий соответствующую редкометальную минерализацию.

Интенсивно и полистадийно переработанные шовные (или сутурные) зоны, отделяющие эту провинцию от других геоблоков УЩ, характеризуются связью с глубинными разломами и присутствием блоков различных пород, тел базитов и гипербазитов, неравномерным метаморфизмом, а также частыми эпизодами гранитообразования. На Украинском щите имеются две такие шовные зоны:

1) Голованевская зона на западе, граничащая с Волыно-Подольской архейской провинцией и содержащая тоналито- и гранито-гнейсы, участки переработанных зеленокаменных поясов или супракрустальные метаморфические ассоциации складчатых поясов, а также базит-гипербазитовые тела;

2) Орехово-Павлоградская зона, на востоке граничащая с Приазовской провинцией, характеризуется преимущественным развитием архейских и нижнепротерозойских метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород.

Металлогенические особенности таких тектонических зон тесно связаны с возрастом и первичной рудоносностью переработанных комплексов пород, условиями метаморфизма и интенсивностью метасоматических изменений, наличием основных-ультраосновных пород. На УЩ месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с такими зонами тектоно-термальной переработки, представлены: железорудными месторождениями в железистых кварцитах (месторождения Грушковское, Молдовское, Секретарское), графита и хромита (Липовеньковское месторождение).

Палеопротерозойские аккреционные орогенические пояса состоящие из вулканогенных и осадочных толщ, метаморфизованных в различной степени, кроме Кировоградской провинции, ограничено развиты в Волыно-Подольской и Приазовской провинциях. К вулканогенно-осадочным комплексам складчатых поясов Кировоградской провинции, метаморфизованным в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации и сильно деформированным, приурочены стратиформные железорудные и графитовые месторождения (Балаховское, Большевознянское, Варваровское, Кодацкое, Михайловское, Петровское, Хоцеватское), а также урановые (месторождения Ватутино, Северин, Южное) и золоторудные месторождения и рудопроявления.

С учетом геологических, тектонических, изотопно-геохронологических и металлогенических данных на Украинском щите установлены:

1) ранняя стадия палеопротерозойской эпохи (2.5-1.9 млрд. лет), которая объединяет две линии металлогенической эволюции. Первая - прогрессивная представлена минерализацией Fe, Au, U, Cu-Ni с Pt, графита, редких и редкоземельных элементов. Вторая - линия реювенации, связанная с процессами тектоно-термальной переработки и приведшая к формированию небольших месторождений и рудопроявлений железа и графита.

2) поздняя стадия палеопротерозойской эпохи (1.9-1.65 млрд. лет) может быть определена месторождениями редких и редкоземельных элементов, Ti, апатита, флюорита, драгоценных и поделочных камней и пиррофиллита, образовавшихся, главным образом, путем метасоматоза, проходившего в кислых вулканогенных толщах, рапакиви-гранитах и габбро-анортозитах.

3.1.3. Металлогения аккреционных структур палеопротерозоя Лаврентии

Протяженный ряд аккреционных структур раннепротерозойских орогенических поясов прослеживается в пределах докембрийских коровых блоков Североамериканской платформы, которые рассматриваются под названием Лаврентии (Hoffman, 1989). По крайней мере, семь микроконтинентов (архейских кратонов) были спаяны вместе в конце палеопротерозоя (около 1,8 млрд. лет назад) в результате чего и была образована Лаврентия. Эти палеопротерозойские структуры представлены аккреционными складчатыми (орогеническими) поясами, такими как Транс-Гудзонский (Циркум-Сьюпериор), Уопмей, Пинокиан (рис. 3-5) и далее на северо-восток пояса Макковик и Кетилидский в Ю. Гренландии, который через орогенические структуры пояса Левизиан в северной Шотландии при палеотектонических построениях связывается с палеопротерозойскими структурами Балтийского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы.

Аккреционная орогеническая структура Транс-Гудзон - Циркум-Унгава на протяжении от трога Лабрадор, пояса Кейп Смит в регионе Унгава провинции Квебек и далее вдоль провинции Черчилл отделена от кратона Сьюпериор структурами, которые сложены супракрустальными породами, носящими рифтовый характер. Внешние части этой протяженной структуры сложены разрозненными офиолитами, осадочными толщами и базальтоидными вулканитами с возрастом по U-Pb цирконовым данным 2000-1880 млн. лет. В поясе Кейп Смит комплекс, относимый к офиолитовой формации сложен ассоциацией дунитов с месторождением хромита, перидотитов, пироксенитов, слоистых габбро и анортозитов вместе с серией параллельных диабазовых даек, подушечных и массивных базальтов. Эта ассоциация интерпретируется как океанические или заостроводужные офиолиты. Другие части этой аккреционной структуры сложены базальтами и щелочными базальтами, перемежающимися с осадочными породами. Эти отложения рассматриваются в качестве переходных от океанических лав к континентальным толеитам. Такого рода

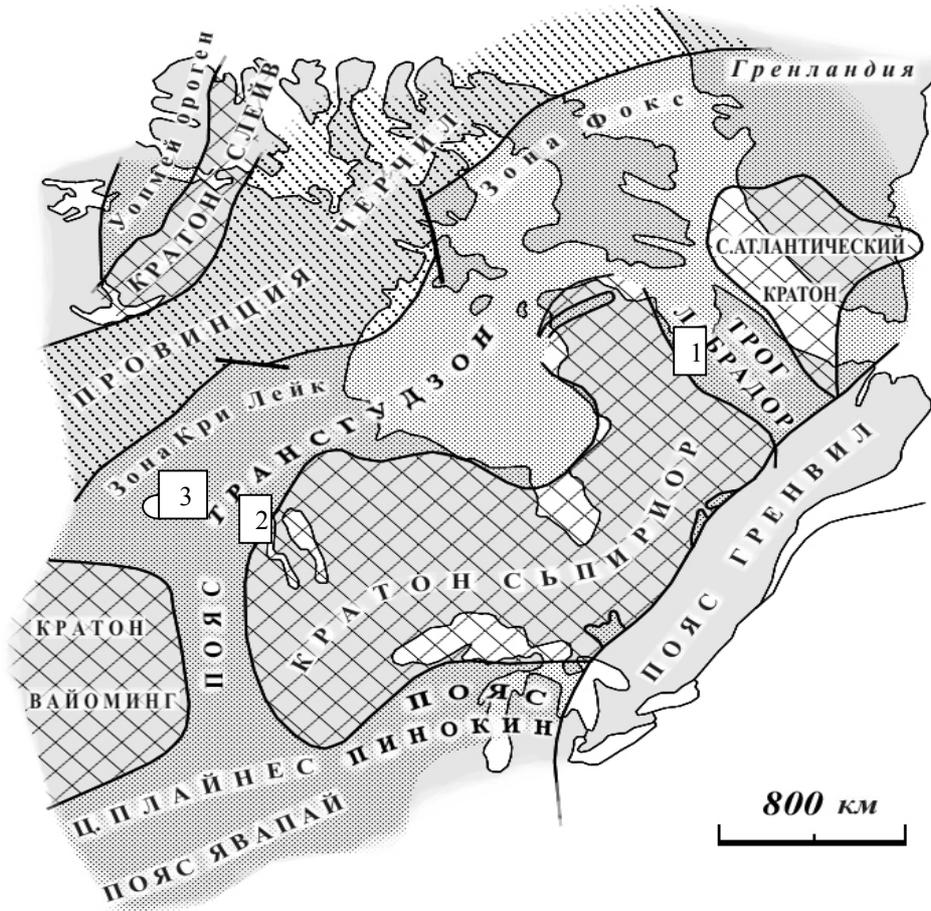


Рис.3-5. Палеопротерозойские аккреционные орогенические пояса Лаврентии (показаны темно серым цветом). По Smith, 1992 с изменениями автора. Цифры в квадратах -наиболее крупные колчеданно-полиметаллические палеопротерозойские месторождения: 1-Крайслер в трого Лабрадор, 2-Сноу Лейк в поясе Транс-Гудзон, 3-Флин Флон в том же поясе.

толеиты (Формация Эскимо) представляют собой контаминированные древним коровым веществом породы, обогащенные LREE, обладающие отрицательными Nb и Ta аномалиями с ϵ_{Nd} от -7 до -8, что может свидетельствовать об их интраконтинентальном рифтогенном происхождении. Эти породы наследуются мощной толщей неконтаминированных базальтов (Формация Флаерти), обогащенных LREE, Nb и Ta с положительными значениями ϵ_{Nd} от +1 до +3 и серией базальтов MORB-типа, деплетированных LREE со значениями ϵ_{Nd} от +4 до +5, подтверждающих их океаническое происхождение и ювенильную природу образовавшейся в раннем протерозое континентальной коры.

Для пояса Транс-Гудзон - Циркум-Унгава характерны колчеданно-полиметаллические месторождения раннепротерозойского возраста, типичные для аккреционных геодинамических обстановок. В пределах Трота Лабрадор присутствует месторождение Ni-Cu-Zn руд (Крайслер), приуроченное к породной ассоциации: подушечные мафические лавы - карбонатсодержащие филлиты - массивные габбро (весьма сходной с ассоциацией

Оутокумпу в Финляндии), а также месторождения Cu-Zn-Pb руд (Суси, Прюдхон и Бойлен), отличающиеся высоким содержанием цинка и свинца - до 6.86% и 1.03% соответственно. Большая часть других свинец-содержащих руд в поясе Циркум-Унгава залегают в карбонатных породах и являются типичными Pb-Zn месторождениями типа стратабаунд (например, Раби Лейк, Нэнси Айленд и Лейк Монте). Наиболее крупное из них - Раби Лейк обладает запасами в 525 000 тонн руды с содержанием 1.26% Zn, 1.02% Pb и в значительных количествах серебра.

Внешнее обрамление Транс-Гудзонского пояса также подтверждает его аккреционную природу (Hoffman, 1988). Вдоль юго-западного ограничения провинции Черчилл в качестве миогеосинклинального энсиалического пояса выделяется зона Кри Лейк и юго-восточнее - внутренняя зона Рейндир Лейк в качестве эвгеосинклинального пояса, разделенные поясом гранитоидных батолитов Ватмэн. Вулканические пояса Ла Ронж - Линн Лейк и Флин Флон с возрастом 1880-1910 млн. лет в составе зоны Рейндир Лейк представляют собой островодужные структуры, в которых была образована раннепротерозойская ювенильная кора со значением ϵ_{Nd} от +4 до +4,9 (Smith, 1992). Эти вулканические пояса обрамляют заостроводужный осадочный бассейн Киссенью, образованный одновременно с вулканическими поясами и сложенный граувакками, вулканическими породами и аркозами. Все рассматриваемые ассоциации горных пород палеопротерозойских аккреционных поясов метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации и представлены гнейсами и сланцами, а их первичная природа восстановлена по петро-геохимическим признакам.

Островодужные аккреционные пояса, формирующие раннепротерозойскую ювенильную кору, вмещают типичные для таких геодинамических обстановок колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Так, например, в поясах Ла Ронж, Флин Флон, Линн Лейк колчеданные месторождения залегают в разных породах - от исключительно базальтоидов в месторождениях Беч, Флексар, Вестарм и Центениал, до перемежаемости их с фельзитовыми вулканитами, как в наиболее типичном месторождении Флин-Флон. На месторождениях группы Сноу Лейк фельзитовые вулканиты преобладают, а на месторождении Фокс Лейк преобладают мафические вулканиты, в то время как месторождение Рутган целиком залегает в граувакках (гнейсах) бассейна Киссенью. Большинство колчеданных месторождений занимают проксимальную позицию относительно эксгальтивных центров и зон метасоматических изменений трубчатой формы. Лишь немногие месторождения, такие как Уайт Лейк и Вестарм, не имеют четкой связи с зонами метасоматоза и залегают в пелитовых горизонтах, имея признаки дистального характера. В целом метавулканический пояс Флин Флон является уникальным по количеству месторождений и запасам Cu-Zn руд в Канаде, поскольку в этой рудной зоне (шириной 50 и

длиной 250 км) сосредоточено 24 месторождения с общими запасами (извлеченных и ресурсных руд) 109.5 млн. тонн (Syme, Bailes, 1993). В поясе Волластон зоны Кри Лейк наиболее важными являются свинцово-цинковые месторождения в песчаниках, залегающими вблизи несогласий с фундаментом и сопровождаемыми рудопроявлениями медистых песчаников и урана. Наиболее крупное из таких месторождений, Джордж Лейк содержит до 5 млн. тонн руды со средним содержанием Zn - 2% и Pb - 0.35%.

Орогенический складчатый пояс Уопмей также представляет собой аккреционную раннепротерозойскую структуру с хорошо проявленным развитием по циклу Вилсона, типичному для фанерозоя, что подтверждает проявление плейт-тектонического стиля геодинамики в палеопротерозое. Пояс Уопмей обрамляет с северо-запада архейский кратон Слейв, вдоль границы с которым выделяется магматическая дуга с возрастом около 1914 млн. лет. В тыловой части дуги выделяются дискретные рифтовые бассейны, сложенные кластогенными и хемогенными осадками, перемежающиеся с толеитами интерпретируемые как океанические породы (Smith, 1992). Эта ассоциация пород перекрыта мощной толщей (более 4 км) глубоководных осадков, турбидитов, базальтов и субщелочных риолитов возраста 1986-1878 млн. лет. Магматическая дуга по литологическим, структурным и вулканическим особенностям типична для вулканических континентальных граничных дуг (вулcano-плутонические пояса) с син- и постскладчатыми граносиенитами и щелочными гранитами с возрастом 1858-1843 млн. лет. Эта магматическая дуга по тектонической шовной зоне, интерпретируемой в качестве субдукционной сuture (Hoffman, Bowring, 1984), контактирует с метаосадочным комплексом группы Коронейшен, представленным глубоководными флишевыми отложениями, породами пассивных шельфовых обстановок и бимодальной ранней рифтовой ассоциацией мафических и фельзитовых вулканитов с возрастом 1.92-1.89 млрд. лет. Мафитовые вулканиты этой ассоциации вмещают меднорудные борнит-халькозиновые рудопроявления и месторождение Коппермайн Ривер.

Палеопротерозойский ороген Пинокиан образован вдоль южной границы архейского кратона Сьюпериор. Структурно он разделен сутурной зоной Ниагара на деформированную часть эпикратонного рифтогенного бассейна Гурон, металлогенические особенности которого рассмотрены в гл. 2, и складчатые структуры с вулканогенными породными ассоциациями, имеющими характер, присущий породам океанических островных дуг (Smith, 1992). Вулканические породы этой части аккреционного пояса Пинокиан с возрастом 1860-1889 млн. лет сложены метаморфизованными базальтами, дацитами, риолитами и пирокластическими породами. Нижняя серия пород пояса состоит из толеитовых базальтов, базальтовых андезитов с силлами габбро, относящихся к обедненным TiO_2 и LREE, которые ассоциируют с плагиориолитами, комплексом параллельных даек и серпентинитов. Симс и

др. (Sims et al., 1989) рассматривают эту ассоциацию как офилоитовую, сходную с офиолитами Трудос, как пример заостроводужных офиолитов. Выше залегает бимодальная серия вулканитов кальциевощелочного ряда, обогащенных LREE с пологим распределением HREE. Эти породы близки по характеру к бимодальным кальциевощелочным породам области Куроко в Японии и базальтоидным сериям, сформированным в условиях океанических примитивных дуг. Соответственно, особенности металлогении складчатого пояса Пинокиан отвечают этому геодинамическому типу, что выражается в присутствии вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического с золотом оруденения типа Куроко. Вулканогенный пояс аккреционной структуры вмещает около 13 месторождений (наиболее крупное из них Крандон с запасами 70 млн. тонн руды) и рудопроявления Cu, Zn-Cu и Zn-Pb-Cu руд, сосредоточенных в трех рудных районах и обладающих общими ресурсами около 110 млн. тонн руды (De Matties, 1994).

Юго-западным продолжением аккреционных структур палеопротерозоя пояса Пинокиан являются орогенические пояса центральной и юго-западной частей Северной Америки. Здесь, несмотря на весьма ограниченную обнаженность докембрийских комплексов, слагающих фундамент Североамериканской платформы, с помощью геолого-геофизического и геохронологического-геохимического изучения установлено достаточно широкое распространение палеопротерозойских супракрустальных комплексов (Condie, 1992). Литостратиграфические соотношения, данные по геохимии базальтов, андезитов и кислых вулканитов, а также данные по геохронологии показали, что во время главных магматических событий палеопротерозоя в центральной и юго-западной частях Северной Америки (в периоды 1760-1800, 1730-1740, 1680-1700 млн. лет) континентальная кора этих регионов была образована путем аккреции океанических и континентальных островных дуг к архейскому кратону Вайоминг. Это сходно с тем, как палеопротерозойские аккреционные структуры были добавлены к архейской коре в пределах Балтийского щита и фундаменте ВЕП.

В фундаменте юго-западной части Северо-Американской платформы выделяются три коровые палеопротерозойские провинции (2300-1670 млн. лет), сложенные аккреционными орогеническими поясами - Ц. Плайнс, Явапай и Мазатцал (см. рис.3-1). На севере эти пояса обрамляют архейский кратон Вайоминг, а на юге тектонически перекрыты позднепротерозойским грениллским покровом с возрастом формирования континентальной коры 1350-1135 млн. лет. Аккреционные структуры протягиваются от юго-западной части шт. Аризона до шт. Колорадо. Главной особенностью вулканитов, принадлежащих поясам Явапай и Мазатцал, является их преимущественно бимодальный мафит-фельзитовый характер. В составе вулканитов отмечаются также андезиты и вулканокластические породы с геохимическими и изотопными свойствами сходные с породами современных океанических

дуг, которые являются типичными для этих поясов и свидетельствуют об орогеническом характере развития поясов, образованных путем аккреции примитивных островных дуг. Вулканиды не содержат никаких геохимических и Nd-изотопных свидетельств о признаках древней коры, что подтверждает ювенильный характер раннепротерозойской коры в фундаменте Северо-Американской платформы.

В составе пояса Явапай, где развита мощная толща мафических и фельзитовых туфов, подушечных лав, силлов долеритов и массивных потоков базальтов, присутствуют также прослойки железистых кварцитов и распространены колчеданные месторождения. В этом поясе в шт. Аризона и Теннесси сосредоточено 12 месторождений медно-цинковых руд и среди них наиболее крупное Джером с повышенным содержанием золота и серебра с запасами около 100 млн. тонн (Мейер, 1984) и Юнайтед Верде - 80 млн. тонн (Gale, 1983).

3.1.4. Металлогения аккреционных структур палеопротерозоя докембрийских щитов Азии и Африки

Азиатский континент сложен тремя крупнейшими древними платформами - Сибирской, Китайской и Индостанской, в составе которых выделяются выступы докембрийского фундамента - щиты: Алдано-Становой, Индийский, Сино-Корейский и Палео-Янцзы в Китае. Наряду с архейскими кратонами в пределах щитов выделяются палеопротерозойские тектонические структуры представленные аккреционными и чаще коллизионными складчатыми (орогеническими) поясами, обрамляющими эти кратоны.

Алдано-Становой щит представляет собой наиболее крупный выступ раннедокембрийского основания на юге Сибирской платформы и является одним из наиболее важных горнорудных регионов России. В силу своей удаленности и труднодоступности он изучен в значительно меньшей мере, чем другие докембрийские территории, в особенности, такие как Балтийский или Канадский щиты. Тектоническое строение и минеральные ресурсы региона были рассмотрены в ряде основополагающих работ (Судовиков и др., 1965; Миронюк и др., 1971; Красный, 1980; Салоп, 1982; Дук, 1977), а в 70-90-х годах прошлого столетия в связи со строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали исследования в пределах щита возросли, особенно в области изотопно-геохронологического изучения (Котов и др., 1995а; Ковач и др., 1999; Ларин и др., 2000; Nutman et al., 1991), что привело к существенным изменениям в трактовке геологического строения щита (Докембрийская геология..., 1988; Glebovitsky, Drugova, 1993; Rosen et al., 1994 и др.) и соответственно в представлениях о характере его металлогении (Рундквист, Турченко, 1990).

Алдано-Становой щит по сутурной зоне на юге граничит с фанерозойским Монголо-Охотским складчатым поясом, входящим в состав глобальных структур Центрально-

Азиатского и Тихоокеанского поясов, на западе — с позднепротерозойскими структурами Байкальской складчатой области. На севере породы фундамента полого погружаются под платформенные отложения венда-палеозоя и рифея. Алдано-Становой щит представляет собой сложно построенную тектоническую структуру, активно развивавшуюся в архее и палеопротерозое. К концу палеопротерозоя складчатые структуры щита были консолидированы и подверглись активизации в связи с развитием фанерозойских складчатых поясов. В пределах щита отчетливо выделяются два крупных вытянутых в широтном направлении докембрийских домена — Алданский и Становой, различающиеся как по возрасту, так и по истории геологического развития и разделенные раннепротерозойской коллизионной зоной высокобарических гранулитов (Пристановой пояс).

В пределах Алданского домена выделяется четыре блока, разделенные зонами глубинных разломов и надвигов, рассматриваемых в качестве палеопротерозойских коллизионных орогенов (Другова и др., 1990), а блоки -- в качестве самостоятельных металлогенических провинций. Западную часть представляет Олекминский блок--архейская гранит-зеленокаменная область кратонизированная в позднем архее, и включающая в свой состав эпикратонные структуры палеопротерозойского возраста, металлогения которых рассмотрена в гл. 2. К востоку от него расположены Центрально-Алданский, Восточно-Алданский и Батомгский блоки, сложенные преимущественно гранулитами, и представляющие собой фрагменты гигантского сложно построенного палеопротерозойского складчатого пояса. Центрально-Алданский блок сложен преимущественно гранулитами низких и средних давлений. С запада и востока он ограничен мощными зонами надвигов, погружающимися в восточном направлении, в которых появляются эклогиты и гранулиты повышенных давлений. В пределах этого блока аккреционные орогенические структуры, составляющие складчатые пояса, обрамляют его центральную часть, которая представляет собой микроконтинент, сложенный архейским основанием, перекрытым осадочным чехлом палеопротерозойского возраста. В восточной части рассматриваемого блока выделяется Чугинский пояс вулканогенных и осадочных пород метаморфизованных в гранулитовой фации, для которого характерно присутствие древнего комплекса основания. Геохимические особенности метавулканитов показывают их сходство с островодужными ассоциациями фанерозойских орогенических поясов. Неодимовые модельные $T_{Nd}(DM)$ значения возрастов метавулканитов — 2.3–2.5 млрд. лет (Ковач и др., 1999) свидетельствуют о палеопротерозойском времени их формирования, а гранулитовый метаморфизм происходил в период 1.93-1.95 млрд. лет (Nutman et al., 1992).

Для этого восточного пояса свойственно сложное, мозаичное строение, с наличием зон с ювенильной палеопротерозойской корой, формирование которых происходило в

островодужных условиях (Ковач и др., 1996б). Большая часть пояса сложена гнейсогранитами перекрытыми аллохтоном, в составе которого преобладают амфиболовые плагиогнейсы и основные кристаллосланцы с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров. Основные кристаллосланцы представляют собой метаморфизованные вулканы основного и среднего состава, формирование которых происходило в островодужной обстановке. Величины $T_{Nd}(DM)$ кислых и средних метавулканитов около 2.3–2.2 млрд. лет (Ковач и др., 1996а). Возраст наиболее древних гранитоидов варьирует от 2.04 до 2.01 млрд. лет (Бибикова и др., 1984; Котов и др., 1995б). Кроме того, выделяется несколько импульсов внедрения разнообразных гранитоидов в интервале времени от 1.99 до 1.90 млрд. лет (Котов и др., 1995а; Nutman et al., 1992).

В минерагеническом отношении Центрально-Алданский блок также весьма гетерогенен. Проявления полезных ископаемых заведомо архейского возраста на его территории практически не известны. Формирование наиболее важных типов докембрийского оруденения связано с палеопротерозойской орогенической эпохой ~2.1–1.9 млрд. лет назад. При этом обращает на себя внимание отчетливо проявленная минерагеническая зональность в пределах блока, отражающая региональную тектоническую неоднородность. В центральной его части сосредоточены почти исключительно месторождения пьезокварца, а в пределах восточного пояса — месторождения апатита, флогопита и магнетита. Все эти месторождения являются метаморфогенными и локализованы в зонах развития палеопротерозойских супракрустальных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, подвергшихся позже мигматизации, диафторезу в условиях амфиболитовой фации и инъецированных протерозойскими гранитоидами. Месторождения апатита (Селигдар и др. более мелкие) также приурочены к карбонатным горизонтам и тоже относятся к метаморфогенному скарновому типу (Михайлов, 1986).

Восточно-Алданский блок сложен главным образом, гранулитовыми ассоциациями, в которых среди супракрустальных пород преобладающим распространением пользуются метаосадочные породы. Метаморфизм умеренных давлений усиливается до высоких давлений в зонах широкого развития надвигов по границам блока (Glebovitsky, Drugova, 1993). Среди плутонических пород преобладают чарнокиты, однако, в отличие от Центрально-Алданского блока, гранитоиды здесь распространены в значительно меньшей мере.

Sm-Nd изотопные исследования супракрустальных и плутонических пород (Ковач и др., 1999; Larin et al., 1997) свидетельствуют о том, что процессы корообразования происходили в палеопротерозое 2.5–2.1 млрд. лет назад. Sm-Nd изохрона по валовым пробам гранулитов

позволяет оценить время их формирования в 2195 ± 120 млн. лет, Pb-Pb эррохрона дает примерную оценку возраста метаморфизма в 2020 ± 120 млн. лет (Larin et al., 1997).

В металлогеническом отношении Восточно-Алданский блок значительно уступает Центрально-Алданскому, впрочем, это, возможно, связано и с его гораздо меньшей геологической изученностью. С палеопротерозойским орогеническим событием связано формирование флогопитовых месторождений магнезиально-скарновой формации, идентичных месторождениям Центрально-Алданского блока. Здесь известны два крупных флогопитовых месторождения этого типа (Арябиловское и Магентасское), а также ряд проявлений флогопита и магнетита.

Наиболее поздним палеопротерозойским тектоническим событием было формирование Билякчано-Улканского анорогенного вулканоплутонического пояса (1.74–1.70 млрд. лет; Неймарк и др., 1992, Larin et al., 1997), пересекающего тектонические структуры юго-восточной части Сибирской платформы от Охотского массива до Монголо-Охотского складчатого пояса. Формирование этого пояса знаменует собой стадию окончательной кратонизации Алдано-Станового щита. В восточной части Алданского домена локализован центральный фрагмент этого пояса – Улканский вулканоплутонический комплекс, сложенный бимодальной вулканической серией и прорываемыми ее щелочными гранитами и гранитами рапакиви. В ассоциации с щелочными гранитами известен ряд редкометальных месторождений.

Становой домен в своей основе сложен, главным образом, геологическими образованиями позднеархейского (2.6–2.5 млрд. лет) складчатого пояса, включающими тектонические блоки высокобарических гранулитов с возрастом 3.0–2.8 млрд. лет (Ларин и др., 2000). В палеопротерозое раннедокембрийские образования Станового домена претерпели тектонотермальную переработку, выраженную в региональном метаморфизме амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также внедрении гранитоидов, базит-гипербазитовых интрузий в Джелтулакской шовной зоне (интрузия Лукинда с Cu-Ni оруденением) и гигантских массивов палеопротерозойских анорогенных анортозитов.

Индостанский щит. Значительный металлогенический интерес для докембрия Индии представляют палеопротерозойские орогенические пояса наиболее развитые в двух металлогенических и соответственно тектонических провинциях: Аравалли-Дели-Виндьян с Pb-Zn-Cu и Сингбхум с Cu-U специализацией (Турченко и др., 2009).

В палеопротерозойских аккреционных поясах Бхилвара и Аравалли-Дели преобладают терригенные осадки, содержащие некоторые из наиболее важных полиметаллических месторождений типа стратабаунд. В составе супергруппы Бхилвара преобладают рудовмещающие обломочные породы, а также доломитовые мраморы, слюдяные

кристаллосланцы, полосчатые магнетитовые кварциты, основные метавулканыты с характерной минерализацией–Zn-Pb-Ag. Супергруппа Аравалли представлена метаморфизованными спилитами, аркозами, а также типичны кварциты, доломиты; филлиты и основные метавулканыты. Минерализация в карбонатной части разреза - Pb и Zn. Вулканогенно-осадочные формации южной части Супергруппы Дели содержат Zn-Pb-Cu оруденение, тогда как кварцит-карбонатная ассоциация северной части вмещает Cu оруденение. В металлогенической провинции Аравалли-Дели-Виндьян выделяются: на севере металлогенические зоны с месторождениями Cu (Бхагони, Кхетри, Мадан Кудан); в южной, делийской части - металлогенические зоны с месторождениями Дариба-Раджпура (Pb-Zn-Ag с наложенной Cu-минерализацией), Рампура-Агуча (Pb, Zn), Завар (Pb, Zn). Металлогеническая зона Аравалли включает в свой состав месторождения Pb-Zn (Барой), а также одно из самых древних месторождений биогенных фосфоритов - Удайпур. Металлогеническая зона южной оконечности пояса Дели вмещает месторождения Cu, Pb, Zn (Амбамата, Басантгарх). Наряду с богатыми металлами складчатыми поясами Аравалли, в Делийской (шт. Раджастан) провинции имеется другой, не менее важный палеопротерозойский металлогенический пояс Сингбхум (Sarkar, 1982). Он аркообразно изогнут по северному краю поля Сингбхумских гранитов и подразделен на молласовую и флиш-вулканическую ассоциацию. Сингбхумский пояс располагается в южной части флишевой области и хорошо известен как Сингбхумский "медный" пояс штата Бихар. Этот важный рудоносный пояс заключен в пределах зоны интенсивного пластичного расланцевания и, кроме меди (месторождения Сурда, Тамапхар, Джадугуда), характеризуется также медно-урановыми месторождениями (Турамдих, Нарвапахр, Мозамбхони). В целом палеопротерозойская эпоха формирования аккреционных рудоносных структур показывает обилие формирования месторождений Cu, Pb, Zn, Ag различных рудно-формационных типов, а также Cu и Cu-U и древнейших месторождений биогенных фосфоритов.

Палеопротерозойские орогенические пояса докембрия Китая. Сведения о металлогении и характере тектонической эволюции палеопротерозойских орогенических поясов в докембрийских провинциях Китая достаточно труднодоступны для аналитического обзора. По публикации др. Пей Ронгфу и его коллег (Pei Rongfu et al., 1997) такого рода рудоносные структуры распространены в пределах Сино-Корейского щита в составе пояса Джияо-Лияо, где породные ассоциации натровых вулканитов кальциево-щелочной серии вместе с пирокластами и терригенно-карбонатными породами предсталяют собой формации активных континентальных границ. Этот пояс тектонически ассоциирует с гигантской магматической дугой, протягивающейся более чем на 1500 км от границ с Россией вокруг

Желтого моря. Второй, сходный по тектонической принадлежности, пояс супракрустальных пород (Куинлинг), сложенных ассоциацией кальциево-щелочных вулканитов (метабазальты, метаандезиты и метадацит-риолиты), метатиффов и кристаллосланцев распространен вдоль юго-восточного обрамления докембрийской провинции Янцзы в Юго-Восточном Китае. Базальты нижней формации группы Янцзыан незначительно обогащены LREE, обладают низкой концентрацией Nb и Y и La/Nb отношением >2.0 . В верхней группе (Жонгтяо) концентрация REE, Nb и Y выше, наблюдается значительное обогащение LREE и отрицательные Nb аномалии в мультиэлементном геохимическом ряду, что свидетельствуют об их близости к континентальным внутриплитным базальтам или же, возможно, отвечают мантийным источникам с добавлением корового вещества. Кроме того, вулканические породы ассоциируют с кварцит-карбонатной толщей. Образование палеопротерозойских супракрустальных комплексов происходило в условиях близконтинентальных заостроводужных бассейнов, в которых палеопротерозойская океаническая кора не была образована (Danzhong et al., 1990). Эти авторы отмечают, что супракрустальные комплексы пород палеопротерозоя были образованы в течение последовательной аккреции островодужных ассоциаций к южной границе архейского кратона Азиатского континента. Палеопротерозойские пояса, в особенности в провинции Янцзы, специализированы на колчеданное (Fe, Cu) и колчеданно-полиметаллическое (Cu, Zn, Pb с Au) оруденение характерное для островодужных тектонических палеообстановок.

В Африке, особенно в Зап. Африке, ювенильная континентальная кора палеопротерозоя, образовавшая аккреционные складчатые пояса в Мали, Сенегале, Гвинее, Буркина Фасо, Нигере и Гане, известные под названием Бирриманский орогенический террейн, была сформирована около 2,1 млрд. лет в пределах щита Мэн-Лео, составляющего южную часть Западно-Африканского кратона (Abouchami et al., 1990). В составе террейна (рис.3-6) выделяются две тектоно-стратиграфические группы, первая из которых сложена преимущественно терригенными и вулканокластическими породами фельзитового состава, вторая--кальциево-щелочными вулканитами, главным образом, бимодальными вулканическими сериями, где преобладают толеитовые мафические породы, ассоциирующие с андезитами, дацитами и риолитами. Часть толеитов была образована в обстановке океанических рифтов, а те, которые ассоциируют с андезитами, могут представлять обстановку примитивных островных дуг или заостроводужных бассейнов (Smith, 1992). Большинство вулканитов террейна Бирриман обладают относительно высоким содержанием Al_2O_3 , Rb, Ba и K и низкими содержанием TiO_2 , REE по сравнению с базальтами MORB. Для этих базальтов характерно пологое распределением REE и значения ϵ_{Nd} от +1.2 до +4.9, которые подтверждают их происхождение из мантийного источника.

Аккреционные орогенические структуры террейна Бирриман являются наиболее продуктивными в отношении золоторудных месторождений, которые представлены двумя главными типами: 1) жильными кварцевыми телами в зонах расланцевания метаморфизованных вулканитов несущих золотосодержащие сульфиды (пирит и арсенопирит) – тип Ашанти и 2) золотоносными кварцевыми конгломератами в составе разрезов вулканогенно-осадочных пород - тип Тарква с возрастом вулканитов по U-Pb цирконовым датировкам -- 2132 ± 3 и 2095 ± 10 млн. лет. Ревизия золотодобычи в Гане (Yao, Robb, 2000) привела также к открытию третьего типа: многочисленных кварцево-жильных месторождений Au в палеопротерозойских гранитах с U-Pb возрастом 2136 ± 10 - 2179 ± 2 млн. лет.

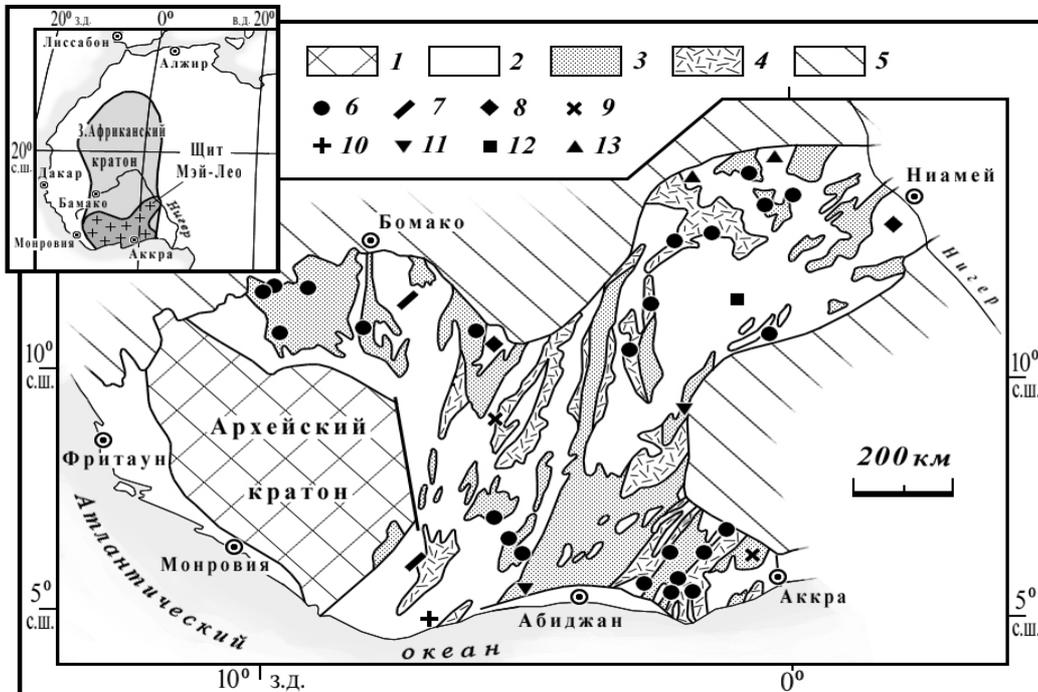


Рис. 3-5. Щит Мэн-Лео в пределах Западно-Африканского кратона (на врезке). Показано размещение палеопротерозойских аккреционных поясов (возраст около 2.1 млрд лет) и месторождений. 1- архейский кратон. Палеопротерозой: 2-граниты, 3-метаосадки и фельзиты, 4-метабазальты туфы метаандезитов. 5-неопротерозойский плитный чехол. Месторождения: 6-Au жильные типа Ашанти и стратиформные кварцевых конгломератов – тип Тарква (на ю-в щита), 7-редкометальные в пегматитах, 8-в расслоенных интрузиях, 9-алмазов в кимберлитах, 10-Cu-Mo порфировые в гранитоидах, 11-Mn стратиформные, 12-Pb-Zn жильные, 13-Fe скарновый тип. (По Sylvester, Attoh, 1992).

Терригенно-вулканогенные формации содержат стратиформные и типа стратабаунд месторождения такие как: а) Mn-оксидные и карбонатные (Нсута в Гане и Тамбао в Буркина Фасо); б) железорудные в карбонатных породах, преобразованные в скарновые (Фалеме в Сенегале); в) колчеданные Zn-Ag в Буркина Фасо и г) Au-рудные в турмалинизированных песчаниках. Вулканогенные бимодальные формации, кроме золоторудных месторождений упомянутых выше, вмещают: Fe-Ti-V месторождения в габбро, жильное и грейzenовое Cu-Mo, Cu-Ag, Sb, W, Sn оруденение, Nb-Ta и Li пегматиты и кварцево-жильные месторождения Pb и Sb.

В северной части Западно-Африканского кратона аккреционные палеопротерозойские орогенические пояса вмещают стратиформные Mn, колчеданные Cu-Zn-Pb и кварцево-жильные Au-рудные месторождения.

К югу от архейского кратона Каапвааль распространены палеопротерозойские складчатые пояса субпровинций Бушменленд и Наталь, сложенные осадочно-вулканогенной толщей Оранж Ривер (около 2.0 млрд. лет) мощностью 8 км, прорванной гранитами батолита Виулсдриф, а к западу от кратона расположен им подобный пояс Хейс. Все вулканические породы обладают высокими концентрациями REE с сильным фракционированием LREE. Геохимические данные (Reid et al., 1987) свидетельствуют об их принадлежности к кальциево-щелочной серии, а изотопные Sr, Pb и Nd данные подтверждают, что их родоначальные магмы были произведены из мантийного источника, подверженного в субдукционной зоне метасоматозу. При этом архейская кора не была вовлечена в образование аккреционного складчатого пояса с ювенильной корой палеопротерозойского возраста. В поясе Хейс мафитовые вулканы серии Вентерсдорп вмещают типичные, для отмеченной выше палеобстановки, колчеданно-полиметаллические месторождения, а окружающие их терригенно-карбонатные породы - Pb-Zn стратиформно-карбонатные месторождения (Kruger, et al., 1999).

3.1.5. Металлогения аккреционных структур палеопротерозоя Австралии

Докембрий Австралии, как и других регионов Мира, показывает длительную и сложную историю развития, обусловившую формирование ряда рудоносных тектонических структур, варьирующих по времени становления рудовмещающих толщ и возрасту минерализации от раннего архея до позднего протерозоя. Отчетливо прослеживается различная металлогеническая специализация рудоносных структур в зависимости от их тектонической позиции и геологической истории развития. Так для архейских зеленокаменных поясов кратона Йилгарн характерно богатое сульфидно-никелевое и золотое оруденение; в кратоне Пилбара -- золото в зеленокаменных поясах и железорудные месторождения в эпикратонном бассейне Хаммерсли; орогенические пояса Сев. и Южн. Австралии вмещают значительного

масштаба полиметаллическую (с серебром) минерализацию; эпикратонные бассейны Южн. Австралии содержат известные месторождения меди и уникальное Cu-Au-U-REE месторождение Олимпик Дэм.

Значительный металлогенический интерес для докембрия Австралии представляют структуры орогенических поясов аккреционного типа: Патерсон-Масгрейв, Танами, Теннант Крик, Кинг Леопольд - Холлс Крик, Пайн Крик, Маунт Айза и пояса провинции Стюарт - Аделаида в восточном обрамлении архейского кратона Гоулер и блоке Вилляма (рис.3-7). В пределах этих поясов, как показали исследования (Wyborn et al., 1987), отсутствуют



Рис. 3-7. Палеопротерозойские аккреционные орогенические пояса и эпикратонные бассейны (Хамерсли, Мак-Артур и Арунта) Австралии.

офиолиты, реликты океанической коры или признаки развития островодужных принадлежать тектонотипу орогенических поясов, сформированных в результате приращивания новой коры к древним кратонам. Тем не менее, Вилсон (Wilson, 1987), используя плейт-тектонические понятия для объяснения характера отдельных разрезов вмещающих вулканогенные породы, показал принадлежность этих поясов к аккреционным структурам, образованным на древнем континентальном основании. Такие пояса сходны по

тектоническому типу с аккреционными поясами Сев. Швеции и Финляндии на Балтийском щите, сформированными на архейской коре. Вулканогенные породы австралийских поясов представлены обычно мафическими, фельзитовыми или бимодальными ассоциациями, а андезитовые или андезит-базальтовые вулканы обычно отсутствуют. Главные события формирования вулканических ассоциаций, свидетельствующие о типе тектонического развития, происходили в следующие временные интервалы: 2000-1870, 1870-1820 и 1820-1620 млн. лет.

Такого рода аккреционные структуры характеризуются развитием ранней рифтовой стадии орогенического цикла, в которой осадочные породы и большая часть изверженных пород слагают относительно узкие линейные складчатые пояса, ограниченные разломами. Метаосадочные породы в них прорваны орогенными гранитами, а ассоциирующие с ними вулканы представлены преимущественно бимодальными и мафическими или фельзитовыми ассоциациями. Такие особенности характерны для линейных складчатых поясов Холлс Крик и Пайн Крик, в которых метабазальты имеют геохимические черты, свойственные современным океаническим базальтам. Их формирование соответствует ранней рифтовой стадии с возрастом 2000-1870 млн. лет. Кроме того, в поясе Холлс Крик в это время были также внедрены многочисленные тела расслоенных интрузий. Одновозрастные метабазальты (амфиболиты) свиты Кук Гап, пояса обрамляющего кратон Гоулер с востока, были интерпретированы как толеиты островных дуг, залегающие на древней континентальной коре (Smith, 1992).

Пояс Патерсон-Масгрейв сложен преимущественно метаосадочными породами (конгломераты, песчаники, сланцы, глинистые доломиты, графитовые сланцы), в которых локализовано Au-Cu месторождение Телфер (144 т Au), залегающее в переслаивающихся пиритоносных кварцевых песчаниках и сланцах (Davidson, Large, 1994). Рудные тела месторождения образованы при перотложении рудного вещества и представлены жильным и штокверковым типом метасоматитов с золотосодержащим пиритом. Богатые золотом участки приурочены к зонам окисления.

В аккреционных поясах Теннант Крик и Танами метаосадочные породы (граувакки, аргиллиты, арениты), основные и кислые вулканы, отлагавшиеся позднее 1.92 млрд. лет, деформированные и метаморфизованные в интервале 1880-1840 млн. лет назад, вмещают промышленно-значимые Cu, Au и Bi-содержащие кварц-гематитовые и кварц-магнетитовые жилы в месторождениях: Cu-Au-Bi Теннант Крик (Au 51 т), Cu-Au с Bi и Ag Пеко Майнс, Cu-Au Варрего (46 т Au), W-Mo Ваучоп, а также W-Bi с Cu и Au месторождение Хатчес Крик.

В рудоносном поясе Кинг Леопольд - Холлс Крик аккреционные структуры также сложены мощной последовательностью граувакк, аргиллитов, кислых вулканитов, карбонатных пород и толеитовых базальтов, отлагавшихся около 2.15 млрд. лет назад. Минерализация проявлена незначительно: в западной части - небольшие месторождения Ag-Pb-Zn (Напйер Даунс) и Cu (Маунт Анджелло); в восточной части - месторождения Au (Холлс Крик), Sn-Ta-Nb и W (Маунт Докрелл) и Cu-Zn-Pb-Au (Холлс Крик2). Кроме того, необходимо отметить, что в этом поясе в последние годы в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузиях с возрастом 1845 млн. лет установлено промышленное Ni-Cu-Co оруденение в троктолитах (месторождение Салли Малай с запасами руды около 5.5 млн. тонн, Hoatson et al., 1997).

Наиболее важными в металлогеническом отношении представляются аккреционные орогенические пояса Пайн Крик, Маунт Айза и Виллияма, слагающие, вероятно в протерозое, единый Трансавстралийский металлогенический пояс и заключающие хорошо известные и, зачастую, крупные и уникальные месторождения урана, редких земель и золота, меди, полиметаллов и серебра. В северо-западной части этого трансконтинентального пояса, аккреционная структура Пайн Крик сложена мощными турбидитовыми (аргиллиты, сланцы, граувакки, аркозы, кварциты, конгломераты, известняки, строматолитовые доломиты) и терригенно-карбонатными толщами. Ассоциации этих пород также включают в свой состав полосчатую железистую формацию, туфы, джеспилиты и незначительное количество фельзитовых вулканитов, интродированных силлами долеритов. Большая часть интрузивных пород периода 1870-1820 млн. лет представлена гранитоидами, прорывающими фельзитовые вулканиты, по геохимическим признакам соответствующими тоналитам и трондьемитам.

В орогенической структуре Пайн Крик, развивавшейся на древнем фундаменте, локализованы крупные урановые месторождения поверхностей несогласия, приуроченные к разломному контакту архейских гнейсов с палеопротерозойскими осадками -- урановорудный пояс Аллигейтор Ривер, а также многочисленные небольшие месторождения Au и Sn, реже Ag-Pb-Zn-Cu. Возраст пород комплекса основания в районе уранового месторождения Рам Джангл с Cu и Co -- 2.47 ± 0.26 млрд. лет, а возраст вулканитов орогенического пояса - 1884 и 1877 млн. лет, в то время как возраст метаморфизма, достигавшего амфиболитовой фации 1.8-1.87 млрд. лет. Этот металлогенический пояс вмещает также месторождения: Эль-Ширана U-Au, U- Кунгарра, Набарлек (единственное месторождение, где вмещающие породы представлены амфиболитами), Ранжер, и Джабилука. К этим месторождениям приурочена золоторудная минерализация, которая наиболее значительно проявлена на месторождении Корнейшен Хилл (38 тонн Au). Мелкие

месторождения на золотоносной площади пояса Аллигейтор Ривер представлены такими, как Вудкаттерс с Ag-Pb-Zn-Cu рудами, Маунт Годд и Харрис с Sn-W, и Гудалл с Au-Ag рудами.

В центральной части Трансавстралийского металлогенического пояса следует отметить орогенический пояс Маунт Айза. Он содержит раннепротерозойские вулканические ассоциации четырех этапов магматической активности и толщи фельзитов, образованных при плавлении пелитов (Wilson, 1987). Вилсон также установил, что мафические породы пояса были образованы при 30% плавлении мантийного источника и последующей фракционной кристаллизации. Заключительный этап 1680-1610 млн. лет характеризуется образованием высококалийных вулканитов, перемежающихся с кластогенными осадками, т.е., развитие пояса Маунт Айза происходило по сценарию аккреционного складчатого пояса.

Пояс сложен метаморфизованными и деформированными около 1875 млн. лет назад осадками и вулканитами, фельзитовыми и мафитовыми интрузиями, перекрытыми толщей осадков умеренных глубин (кварцевые и полевошпатовые песчаники и известковистые породы), а также субаэральных фельзитовых и мафитовых вулканитов (1.8-1.65 млрд. лет). Толща интродирована гранитами с возрастом 1.74 и 1.66 млрд. лет. Пик метаморфизма вплоть до амфиболитовой фации проходил около 1532 млн. лет назад. Орогенический пояс Маунт Айза представляет собой одну из главных мировых провинций полиметаллической минерализации, приуроченной к метаосадочным породам. Некоторые гигантские стратиформные Pb-Zn-Ag месторождения, включая рудные тела Маунт Айза, возможно, образовались во время или вскоре после осадконакопления. Напротив, мирового уровня месторождения Cu-Au, включая Cu- рудные тела Маунт Айза, группу Cu-Au месторождений площади Старра и недавно открытое Au-Cu месторождение Эрнст Хенри образовались позднее, в связи с поздними стадиями метаморфизма и внедрения гранитных интрузий. Характерно, что в пиритизированных сланцевых, доломитовых и аргиллитовых осадках площади Маунт Айза Pb-Zn-Ag и Cu руды слагают совершенно отдельные рудные тела на месторождениях Хилтон Pb-Zn-Ag с Cu и Cd, Леди Лоретта Pb-Zn-Ag с баритом и медные руды месторождения Маммуф. Здесь же проявлена металлогеническая зона, содержащая крупное U-REE с флюоритом месторождение Мэри Кэтлин (выработанное) и более мелкие урановые месторождения и проявления полиметаллов.

На юге Трансавстралийского металлогенического пояса находится важная в металлогеническом отношении орогеническая структура (пояс Виллияма), содержащая гигантское, связанное с метаосадочными породами Pb-Zn-Ag месторождение Брокен-Хилл. Рудные тела и минерализация на месторождении связаны с пелитовыми и псамопелитовыми

осадками; руды приурочены к псамитам. Степень метаморфизма пород в районе достигает амфиболитовой (силлиманит-андалузитового типа) и до гранулитовой фаций. Известные ранее так называемые "Потоси-гнейсы" (прежде-кислые вулканиты) рассматриваются как первичные незрелые кластические осадки. Амфиболиты представляют собой метаморфизованные основные вулканиты (базальтовые силлы). Вулканические породы палеопротерозойского комплекса Виллиама (1820 ± 60 млн. лет) в поясе Брокен-Хилл представлены мафитовыми, промежуточными и фельзитовыми разновидностями. Мафитовые вулканиты обогащены LREE, обеднены Nb и Ta (James et al., 1987) и произошли из слабо обогащенного N-MORB источника, но фельзитовые породы имеют коровое происхождение (плавление корового материала). Возраст метаосадков и гранито-гнейсов (Sm-Nd модельный -- 2050-2200 млн. лет), метаморфизма и двух первых фаз деформаций 1660 ± 20 млн. лет. Метаосадочная последовательность интерпретируется как отложения трансгрессивного цикла, отлагавшаяся в постепенно углублявшемся бассейне. Pb-Zn минерализация залегает в морских песчаниках, куда позднее проникли металлосодержащие рассолы (т.е. соответствует термину "sedex-type"). К этой же рудоносной структуре приурочена металлогеническая зона с ураново-редкоземельной минерализацией (месторождения Рэдиум Хилл и Крокейрс) и баритом (Викеру).

3.2. Металлогения и тектонические особенности коллизионных структур палеопротерозоя

Рудоносные структуры орогенических поясов, в которых наиболее заметно проявлены поздние коллизионные процессы, характерны как для позднеархейской агглютинации протоконтинентов, так и происходили в палеопротерозое при завершении формирования континентальной коры, основная масса которой и была создана на этом этапе геологической истории Земли. Для такого рода структур характерны следующие признаки: формирование линейных складчато-надвиговых поясов с интенсивно деформированной континентальной корой увеличенной мощности, выведение в связи с этим высокобарических нижнекоровых комплексов в верхние горизонты коры и интенсивная тектонотермальная переработка древней архейской коры. Для них типично также полициклическое проявление процессов регионального метаморфизма различного термодинамического режима и многократное внедрение гранитоидов, габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Эти черты определяют коллизионный характер сочленения континентальных блоков и соответствующий тип орогенических поясов (Беломорский и Лапландско-Колвицкий на Балтийском щите, Пристановой и Центрально-Алданский в Восточной Сибири, Мозамбикский в Ю.Африке и др.). В коллизионных поясах в связи с длительно проявляющимися тектонотермальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества, приводящая к

образованию месторождений слюдоносных и редкометальных пегматитов, редкометальных метасоматитов, высокоглиноземистого сырья (корунд, гранат, sillиманит), и индустриальных минералов, таких как графит, апатит, флогопит, волластонит. Коллизионные орогены обычно не сопровождаются коровым ростом.

Коллизионные орогенические пояса Карело-Кольского региона Балтийского щита. Пояса такого типа локализованы в северо-восточной части Балтийского щита и содержит несколько архейских террейнов: 1) Мурманский блок и блок Иннари, сложенные глубокометаморфизованными гнейсами и гранитоидами, 2) гранулит-гнейсовые комплексы Центрально-Кольского блока и 3) северо-восточная часть Карельского геоблока, которая представляет собой фрагмент архейской гранит-зеленокаменной области. В результате позднеархейской коллизии (Глебовицкий и др., 1996) Кольский (КГГО) и Карельский (КГЗО) геоблоки образовали единый архейский кратон. В пределах этого кратона в палеопротерозое были проявлены интракратонные рифтогенные события, рассмотренные в гл.2, а сами архейские области были значительно переработаны тектоно-термальными процессами (надвиги, многофазные складчатые деформации, региональный метаморфизм гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации) (Миллер, Милькевич, 1995). Кольский и Карельский геоблоки были повторно коллидированы и объединены в единый террейн в период 2,0-1,9 млрд. лет образовав Беломорский коллизионный пояс (БКП).

Тектонические покровы Беломорского пояса смяты в многофазные складки, образующие крупные синформы и антиформы, которые пересекаются линеаментом северо-западного простирания, контролирующим размещение тел друзитов. Формирование этих тел было принято за реперное событие, отделяющее позднеархейскую эпоху развития региона от палеопротерозойской, что и определяет время проявления тектонических покровов Беломорского террейна. Системы палеопротерозойских складок хорошо сохранились, датируются их наложением на тела друзитов и достаточно уверенно идентифицируется на всей территории Беломорского пояса (Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996). Эта ранняя система складок формировалась на фоне высокотемпературного и высокобарического метаморфизма (T около 700°C , давление достигало 11-12 кбар, но обычно составляло 7-8 кбар). Тектонические покровы коллизионного пояса деформированные в несколько этапов и фаз имеют извилистые очертания внутренней структуры, обусловленные телами друзитов, многочисленными купольными структурами, которые протыкают маломощные покровы, выводя на верхний уровень которые протыкают маломощные покровы, выводя на верхний уровень покровы, выводя на верхний уровень породы нижележащего покрова коллизионной структуры (рис. 3-8). К таким образованиям,

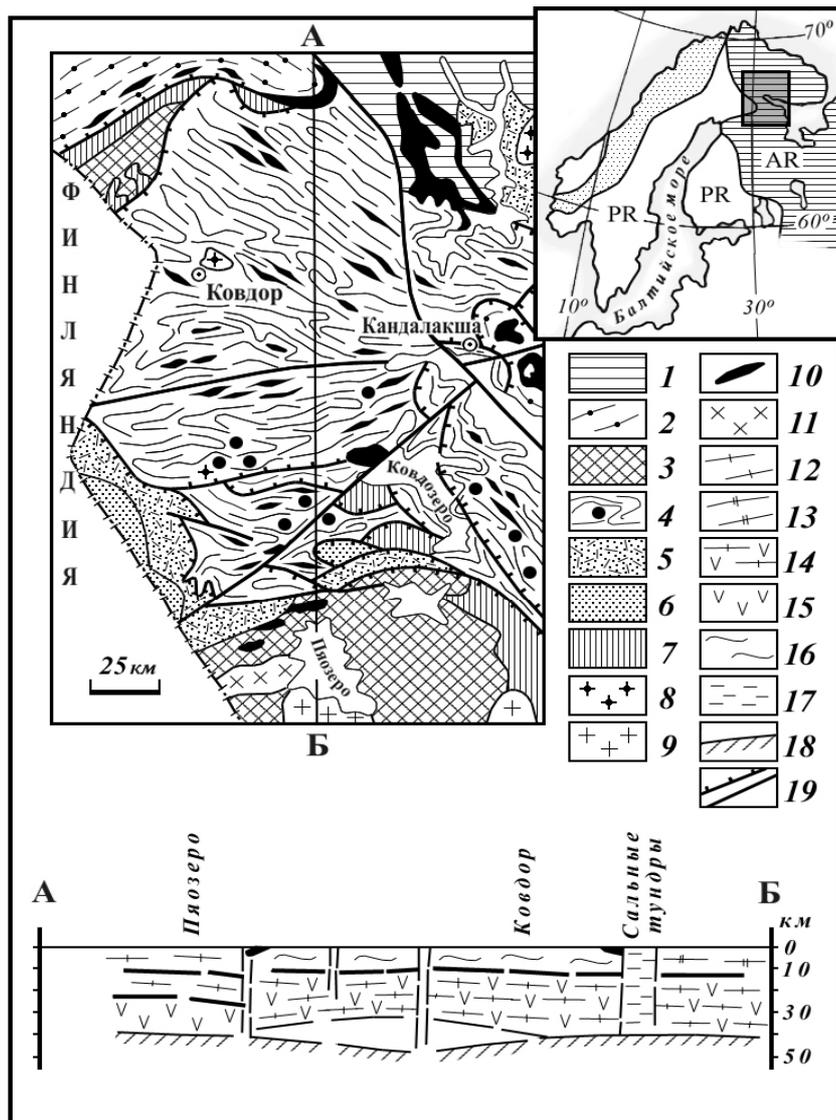


Рис. 3-8. Беломорский коллизионный пояс (северная часть). 1-КГГО, 2-Лапландский гранулитовый пояс, 3-КГЗО, 4-БКП с реликтами гранулитов и чарнокитов (черные кружки). Палеопротерозой, рифтогенные комплексы: 5-сумий-сариолийский, 6-ятулий-людиковийский. 7-архейские зеленокаменные пояса. 8-палеозойские щелочно-ультраосновные интрузии. 9-архейские гранитоиды. 10-палеопротерозойские расслоенные интрузии и друзиты. 11-тоналиты. Внизу геолого-геофизический разрез.

в частности, относится наиболее хорошо изученные Риколатвинские и Чупинские купола, с которыми связаны одноименные поля месторождений мусковитовых пегматитов, типичных для подобного рода структур. Возраст покровов устанавливается по косвенным данным и основывается на оценке возраста слюдяных пегматитов района (1.8 - 1.9 млрд. лет), формирование которых связано с высокobarическим метаморфизмом (Соколов, Салье, 1984), протекавшим преимущественно в режиме кианит-мусковитовой

субфации с параметрами $T = 520-720^{\circ}\text{C}$, $P = 7.0-7.5$ кбар. Пегматиты были внедрены в шарнирные зоны лежащих складок, залегающих среди высокоглиноземистых сланцев в виде пластовых тел от 20 до 200 м длиной и 20-30 м мощности. Содержание мусковита в пегматитах составляло от 8 до 55 кг/м³ и запасы в наиболее крупных месторождениях (Риколатва, Йона, Чуа) составляли около 2.5×10^3 тонн мусковита. В некоторых месторождениях мусковитовая минерализация сопровождается лепидолитом, сподуменом и бериллом и др. редкометальной минерализацией.

Коллизионный Лапландский гранулитовый пояс (КЛГП) возник около 1.9 млрд. лет назад при коллизии Кольской и Карельской архейских плит. Он является одной из важнейших коллизионных структур палеопротерозоя на Балтийском щите и представляет собой часть более крупной полихронной структуры - Беломорско-Лапландского коллизионного пояса (БЛП) - формируя его северо-западный фланг. Он прослеживается с северо-запада на юго-восток из полярных областей Норвегии, через Финскую и Русскую Лапландию. В целом это огромный тектонический покров, сверху и снизу ограниченный надвигами и залегающий на архейском основании в различной степени переработанном палеопротерозойскими тектоно-термальными процессами.

Благодаря детальным геолого-геофизическим исследованиям, проведенным вдоль Европейского геотраверса (Gaal et al., 1989) по профилям Поляр, Костомукша-Печенга-Баренцево море, в настоящее время достаточно хорошо расшифрована структура и состав земной коры в пределах КЛГП. Гранулиты слагают здесь мощный покров, полого погружающийся на северо-восток и прослеженный в этом направлении на расстояние более 80 км. Под ним залегает своеобразная пластина, которая, выходя на дневную поверхность, образует полосу, называемую поясом Танаелв (Tanaelv). На Российской территории она обозначена как Нижнелапландский покров. Он в свою очередь ложится на территории Финляндии на Карашок-Киттельский палеорифтовый пояс (рассмотренный в гл. 2), а на территории России - на беломорский мегакомплекс. На севере Лапландские гранулиты тектонически подстилают блок архейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов и гранито-гнейсов блока Инари (Inari terrain) в Сев. Норвегии и Каскамско-Аллареченский фрагмент Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Вревский, 1989), располагающийся на территории России.

Лапландский гранулитовый покров в северной своей части сложен мигматизированными биотитовыми, биотит-гранатовыми и гранат-кордиеритовыми парагнейсами. По составу они отвечают, главным образом, грауваккам произошедшим из кислых и средних вулканогенных породных источников, реже пелитам. Попытка найти Sm-Nd методом какие-то признаки

архейского вещества в этой части гранулитового пояса не увенчались успехом, из чего сделан вывод, что возраст седиментации не превышал 2.2 млрд. лет (Балаганский, 2002).

Южная (или нижняя) часть Лапландского покрова сложена главным образом ортогнейсами и ортосланцами чарнокит-эндербитовой серии прорванными расслоенными интрузиями габбро-анортозитов. Судя по последним данным, их возраст 2.45 млрд. лет (Balashov et al., 1993). Нижнелапландский покров (или пояс Танаелв) представляет собой выход на поверхность аккреционной призмы, в которой присутствует сложная тектоническая смесь архейских и палеопротерозойских пород. Среди них идентифицируются в различной степени гранитизированные тоналитовые и трондьемитовые гнейсы, метаосадочные биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-ставролит-кианитовые сланцы и амфиболиты (корватундровская свита), метавулканы толеитового, андезитового и риолит-дацитового состава, хорошо коррелируемые с толщами лаппония (сумия) Лапландии и Северной Карелии. С этими породными ансамблями ассоциируют карбонатные породы и линзовидные тела дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, которые могут быть сравнимы с альпинотипными гипербазитами молодых офиолитовых поясов. Изотопный возраст метамагматических гранулитов отвечает времени их внедрения и метаморфизма в 1.9-2.0 млрд. лет и посттектоническое коровое плавление гранитов с возрастом 1,8 млрд. лет (Bernard-Griffits, 1984).

Метаморфизм в Лапландском коллизионном орогене проявлен неоднородно. Оценки термодинамических параметров парагнейсов северной части пояса различными авторами дают сходные результаты. Температура в пике метаморфизма варьирует от 750 до 800°C, давление от 6 до 7 кбар. Исследование реакционных структур в этих гнейсах позволило выявить тренды изохорического охлаждения с переуравновешиванием минеральных ассоциации вплоть до температуры 450 - 500°C и давления около 3-4 кбар. В то же время в южной части КЛГП наблюдается развитие мощной зоны рассланцевания в связи с надвигообразованием, в которой происходит не только перестройка структуры парагнейсов, но полная перекристаллизация метаморфических минеральных ассоциаций с появлением таких высокобарических парагенезисов, как гранат-биотит-силлиманит и гранат-силлиманит-гиперстен в метапелитах, гранат-клинопироксен-ортопироксен в эндербитовых гнейсах, гранат-клинопироксен-ортопироксен (иногда с кианитом) в основных породах. Все они за небольшим исключением являются плагиоклаз- и кварц-содержащими породами. Термо- и барометрия этих пород (Глебовицкий, 1993) дает следующие результаты: температура 750-780°C, давление 8-12 кбар. На эти высокотемпературные и высокобарические ассоциации накладываются более низкотемпературные парагенезисы амфиболитовой фации (650-700°C при давлении 6-7 кбар).

Металлогения Лапландского коллизионного орогена определяется размещением в его пределах месторождений и рудопроявлений сульфидного медно-никелевого, железо-титанового оруденения и графитового проявления (Скалистое). Сульфидная медно-никелевая минерализация представлена мелкими месторождениями вкрапленных и отчасти эпигенетических руд в габбро-норитах (Ловнозерское месторождение) и в породах габбро-лерцолит-вебстеритовой формации (месторождения Застейд-2, Юнгес и ряд рудопроявлений Серпентинового пояса вдоль южного обрамления КЛГП). Кроме того, магматические титаномагнетит-ильменитовые с ванадием рудопроявления связаны с телами габброанортозитов в Сальных Тундрах и Колвицком расслоенном интрузиве.

Коллизионные орогенические структуры палеопротерозоя Алдано-Станового щита Сибирской платформы. В пределах докембрийских щитов Сибирской платформы коллизионные структуры раннего протерозоя представляют собой зоны сочленения различных геологических блоков, такие как на Балтийском щите и на других щитовых структурах континентов. Наиболее типичны зоны сочленения кратонов или гранит-зеленокаменных областей с гранулит-гнейсовыми областями, в тоже время существуют и внутрикратонные коллизионные или шовные зоны, как на Украинском и Анабарском щитах.

В пределах Алданского домена Алдано-Станового щита наиболее заметной и изученной коллизионной структурой палеопротерозойского возраста является зона сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулитовой области (Другова, и др., 1990; 1995). Зона сочленения представляет собой субмеридиональную полосу, заключенную между Амгинским и Темуляутским разломами, шириной более 70 км (рис.3-9). Доминирующее направление структур зоны сочленения связано с простиранием архейских структур, переработанных тектоно-термальными палеопротерозойскими процессами, выраженными во внедрении мафических даек, небольших расслоенных интрузий, повторном гранулитовом метаморфизме повышенного давления и тоналит-эндербитовыми мигматитами. В восточной части зоны среди гранито-гнейсов в аллохтонном залегании находятся тектонические пластины гранулитов иенгрской серии, надвинутые с востока и оторванные от западной части Алданского домена. Коллизионная зона сочленения в отношении физических полей выражена в их мозаичном строении, отличающимся общим повышенным полем силы тяжести и пониженным магнитным полем. Наблюдается чередование полос с минимальными и максимальными полями, которое объясняется сочетанием разломов с многочисленными интрузиями основного и кислого состава, а также наличием чешуйчатых надвигов.

Развитие зоны сочленения как коллизионного орогена протекало в несколько этапов. Для палеопротерозоя отчетливо выделяются три тектонических события: 2.4–2.5 млрд. лет, 2.20–

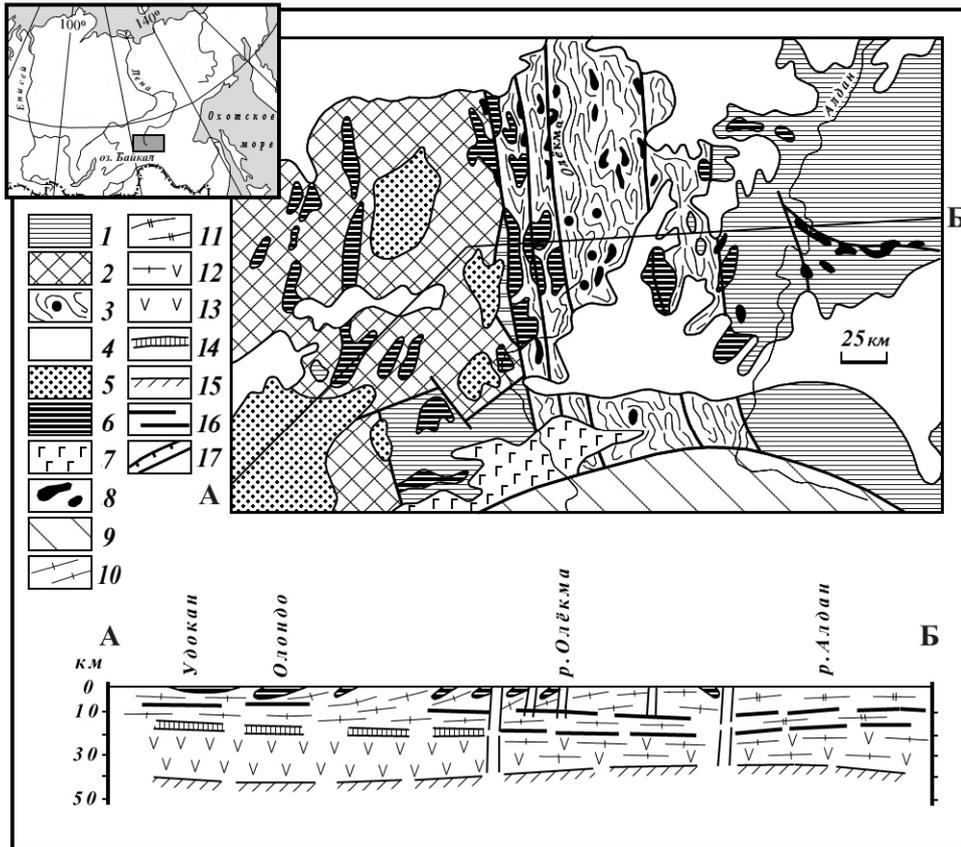


Рис. 3-9. Центральнo-Алданский коллизийный пояс (ЦАКП) в зоне сочленения с Олекминской гранит-зеленокаменной области (ОГЗО) и Алданской гранулит-гнейсовой области (АГГО). 1-АГГО, 2-ОГЗО, 3-ЦАКП с реликтами гранулитов и чарнокитов (черные кружки), 4-осадочный чехол Сибирской платформы и мезозойских впадин, 5-палеопротерозойские отложения Удоканского бассейна и его аналогов. 6- архейские зеленокаменные пояса. 7-анортозиты Каларского массива. 8-мафт-ультрамафитовые интрузии. 9-отложения станового комплекса. Внизу геолого-геофизический профиль по линии АБ: 10-гранито-гнейсы, 11-гранулито-гнейсы, 12-гранулито-гнейсы мафического состава, 13-базитовые породы, 14-зоны пониженных сейсмических скоростей, 15-поверхность Мохо, 16-сейсмические границы, 17-глубинные разломы и надвиги.

2.07 млрд. лет и 1.89-1.85 млрд. лет. С первым из них сопряжено внедрение в области сочленения Олекминского и Центральнo-Алданского террейнов гранитов А-типа. Следующим тектоническим событием было формирование наиболее продуктивных в металлогеническом плане эпикратонных наложенных прогибов. Наиболее крупным из них является Удоканский прогиб, расположенный в южной части Олекминской ГЗО. Терригенные толщи удоканской серии в виде узких, тектонически зажатых разломами, грабенов наблюдаются в зоне сочленения. Третье тектоническое событие сопряжено с главным этапом коллизии двух крупных континентальных террейнов и внедрением синкинематических диапир-плутонов гранито-гнейсов с возрастом около 1.89 млрд. лет и

гранитов, с которыми связано формирование месторождений мусковитовых пегматитов (1.86 млрд. лет).

С этим, наиболее поздним этапом тектонического развития коллизионных орогенов Сибири связано формирование Пристановой коллизионной шовной зоны, представленной поясом преимущественного распространения высокобарических гранулитов. Пристановой пояс протягивается в субширотном направлении от Байкальской складчатой области на западе до Охотского моря на востоке, разделяя Алданский и Становой домены. В пределах пояса выделяется серия тектонических блоков, имеющих резко удлиненное строение и ограниченных с севера протяженными зонами надвигов. В составе этих блоков преобладает ассоциация эндербитов и мафических гранулитов. Каларский, Сутамский и Джугджурский блоки пояса имеют композитное строение, обусловленное тектоническим совмещением пластин нижней коры архейского и палеопротерозойского возрастов (Шемякин и др., 1995; Ковач и др., 1999). Возраст последнего этапа гранулитового метаморфизма — 1980 ± 98 млн. лет (Ризванова и др., 1994). В Каларском блоке пояса локализованы крупные массивы анортозит-мангерит-чарнокитов каларского комплекса, имеющего посткинematическую природу. Пристановой коллизионный ороген представляет собой серию гигантских пластин нижней континентальной коры, “выжатых” в верхнекоровые уровни в ходе палеопротерозойской коллизии, при надвигании Становой микроплиты на Алданскую (Rosen et al., 1994). На поздних стадиях в условиях растяжения континентальной литосферы происходило внедрение крупных интрузий А-гранитов (1.87 млрд. лет; Ларин и др., 2000), мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий (~1.83 млрд. лет) и интрузий К-лампрофиров и лампроитов (1.85 млрд. лет; Неймарк и др., 1984). Движения по ограничивающим этот пояс надвигам возобновились в мезозое, причем вертикальные перемещения достигали 5 км (Dankevich et al., 1969).

Вдоль северной границы Пристанового коллизионного пояса с последним событием палеопротерозойской истории тектонического развития связано формирование ряда разнообразных месторождений, ассоциирующихся с постколлизионными магматическими комплексами. К ним относятся проявления W, Mo, U минерализации, связанные с А-гранитами кодарского комплекса. С расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями чинейского комплекса на западе пояса связаны крупные месторождения Fe-Ti-V руд, а также Cu и платинометаллических руд. С интрузиями К-лампрофиров связано апатитовое месторождение Укдуска, а с анортозит-мангеритами каларского комплекса ассоциируют Zr-REE месторождения (Куранах и Тас-Юрех), а также мелкие месторождения мусковитовых пегматитов, формирование которых связано с высокобарическим метаморфизмом.

Коллизионные орогенические структуры палеопротерозоя Анабарского щита. Анабарский щит представляет собой наиболее северный выступ фундамента Сибирской платформы, входящий в состав ее Ангарско-Анабарско-Алданского гранулит-гнейсового геоблока. Характерной чертой тектонического строения щита является его ярко выраженный блоковый характер (Розен и др., 1986; Турченко, 1988), обусловленный проявлением линейных зон смятия и наложенного высокотемпературного метаморфизма. В пределах щита проявлено пять таких зон, но наиболее мощными и широкими являются Котуйкан-Моонхолинская и Билляхская шовные зоны (рис.3-10). Этими мощными шовными зонами Анабарский щит разделен на три крупных блока. Два из них -- Маганский на западе и Центрально-Анабарский или Далдынский представлены архейской гранулит-гнейсовой областью с модельным возрастом корового материала по Sm-Nd изотопным определениям $T(DM)_{Nd}$ от 2.8 до 3.05 млрд. лет (Rosen, Fedorovsky, 2000), а по циркону из плагиогнейсов U-Pb методом по SHRIMP технологии получены значения возраста 3.32 ± 0.1 млрд. лет (Бибикова и др., 1988). Третий--восточный блок по (Rosen, Fedorovsky, 2000) является частью палеопротерозойского Хапчанского складчатого пояса с модельным коровым возрастом пород $T(DM)_{Nd} = 2.32-2.44$ млрд. лет, на большей площади перекрытого платформенным чехлом.

Шовные зоны обладают характерными чертами глубинных коллизионных структур: 1) протяженностью в сотни км при ширине в несколько десятков км, 2) чешуйчато-надвиговое структурное строение, 3) интенсивное развитие процессов гранитизации и диафорический характер метаморфизма амфиболитовой фации, выраженный в его структурно-приуроченном наложении на реликты архейских вещественных комплексов, 4) проявление глубинного раннепротерозойского магматизма - анортозитов, габбро-норитов, а также гранитоидов и пегматитов, 5) длительный период формирования шовных зон (в два этапа палеопротерозойской истории). Возраст гранулитового метаморфизма датируется периодом 1938-1906 млн. лет по Sm-Nd изохронному методу (Rosen, Fedorovsky, 2000), а возраст гранитизации по U-Pb методу 1.84-1.87 млн. лет.

Коллизионные шовные зоны, как и в других докембрийских регионах, характеризуются специфическими чертами минерогенеза, определяемыми метаморфогенно-метасоматическим и гидротермальным генетическими типами оруденения. Метаморфогенные проявления представлены флогопитовыми, стронций и боросодержащими апокарбонатными метасоматитами, распространенными в южной части Билляхской зоны, а также мусковитовыми и редкометальными пегматитами. В северо-западной части Котуйкан-Моонхолинской зоны в пределах габбро-анортозитовой интрузии локализовано апатит-титан-железорудное месторождение флюидно-магматического генезиса.

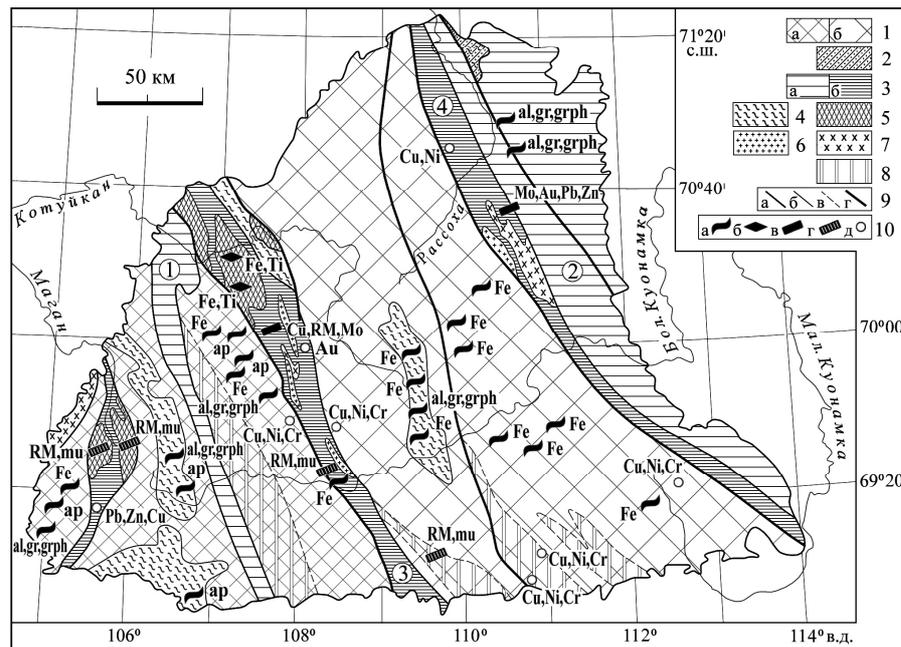


Рис.3-10. Схема геологического строения и размещения полезных ископаемых Анабарского щита. Структурно-тектонические подразделения: 1-а) гранулитогнейсовые комплексы Маганской провинции, б) гранулитогнейсовые комплексы Далдынской провинции. 2 – гранит-зеленокаменный регион, 3- орогенные пояса: а) аккреционные (Хапчанский пояс-2), б) коллизионные пояса (Маганский-1, Котуйканский-3, Билляхский-4). Области и зоны тоналит-трондьмит-гранодиоритового магматизма, 5- массивы анортозитов, габбро-анортозитов; 6- интрузии гранитов, 7- гранодиориты, диориты, 8-области тектоно-термальной переработки. 9- границы: а- между структурно-тектоническими подразделениями, б-литологическими единицами, в- тектоно-термальными зонами, г- разломы и надвиги. Проявления полезных ископаемых: а- стратиформные метаморфогенные Fe-железа, ар-апатита, al, gr, grph-силлиманита, граната, графита; б-магматогенные ильменит-титаномагнетитовые; в- жильные гидротермальные; г- пегматитовые; д- пункты минерализации.

Коллизионные орогенические структуры палеопротерозоя Украинского щита. На Украинском щите интенсивно и полистадийно переработанные шовные (или, возможно, сутурные) зоны характеризуются связью с глубинными разломами и присутствием блоков различных пород, неодинаково развивавшихся в разное время, существованием тел базит-гипербазитов, неравномерным метаморфизмом, а также частыми эпизодами гранитообразования. На Украинском щите имеются две такие шовные зоны Голованевская и Орехово-Павлоградская зоны. Первая из них входит в состав Волыно-Подольской архейской гранит-гнейсовой области и одноименной металлогенической провинции и содержит тоналито- и гранито-гнейсы, участки тектоно-термально переработанных зеленокаменных поясов, превращенных в супракрустальные метаморфические ассоциации, содержащие базит-гипербазитовые тела. Вторая зона выделяется в составе Приазовской

металлогенической провинции, в которой преимущественно развиты архейские и палеопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы. Металлогенические особенности этих тектонических зон тесно связаны с возрастом и первичной рудоносностью переработанных комплексов пород, условиями метаморфизма и интенсивностью метасоматических изменений, наличием основных-ультраосновных пород. На Украинском щите представлены типичные для шовных зон, рассматриваемых в качестве коллизионных поясов (подобно сходным структурам Анабарского щита), месторождения и рудопроявления: железа в железистых кварцитах (месторождения Грушковское, Молдовское, Секретарское), графита, хромита (Липовеньковское месторождение), граната как абразивного сырья - в Голованевской зоне и также графита, железа в железистых кварцитах (месторождения Васиновское, Корсаковское, Куксунгурское, Новоукраинское, Терсянское), высокоглиноземистого сырья - силлиманита (Малотерсянское месторождение) - в Орехово-Павлоградской зоне (Турченко, 2011).

В пределах Канадского щита коллизионные орогенические структуры представлены наиболее ярким и изученным складчато-надвиговым поясом Гренвилл на юго-восточной окраине щита, характеризующим мезо- и неопротерозойские глобальные тектонические события, а также палеопротерозойскими коллизионными поясами проявленными на северо-западе щита вокруг архейского кратона Слейв. Один из этих поясов ограничивает с северо-запада и завершает аккреционное развитие орогена Уопмей, а второй -- Телон - служит тектонической границей указанного кратона и субпровинции Рэй. По материалам П. Хоффмана (Hoffman, 1988) ороген Уопмей представляет собой короткоживущий (1,95-1,84 млрд. лет) аккреционный складчатый пояс, который около 1.8 млрд. лет развивался как коллизионная структура, а в качестве коллизионного шва сохранилась только небольшая складчато-надвиговая структура Хотта, зажата между двумя коллидирующими блоками -- архейской провинцией Слейв вместе с орогеном Уопмей и континентальным блоком Наханьи на северо-западе. Пояс Телон представляет собой коллизионный ороген с возрастом 2,02-1,91 млрд. лет, который образовался в результате коллизии кратона Слейв и архейской субпровинции Рэй, входящей в состав провинции Черчилл. Формирование пояса Телон происходило вдоль сбросо-надвиговой шовной зоны, составляющей внутреннюю часть сложного магматического пояса, который является частично доколлизионным и частично постколлизионным анатектическим поясом.

Коллизионные орогенические пояса, как типичные шовные структуры протерозоя, характерны также для докембрия материков Южного полушария. Так, например, в Юго-Западной Австралии существуют, по крайней мере, четыре коллизионных орогенических пояса, но лишь два из них - пояса Каприкорн и Гаскойн (см. рис.3-6) являются

палеопротерозойскими, сформированными в период 1.8-1.6 млрд. лет. Остальные пояса - Олбани-Фрезер и Паттерсон были образованы в мезо- и неопротерозое. Коллизионные орогены Каприкорн и Гаскойн были образованы при коллизии кратонов Пилбара и Йлгарн в виде узких линейных структур зажатых между ними. В северной части этой сложной структуры, вблизи кратона Пилбара, в составе орогена Каприкорн выделяются наиболее древние базальты и метапесчаники, образующие основу складчато-надвигового пояса. В южной части структуры в составе пояса Гаскойн развита погружающаяся к югу сутура с гранитными батолитами возраста 1,8-1,6 млрд. лет. В центре этой зоны выдвинут архейский фундамент с залегающим на нем палеопротерозойским осадочным покровом, являющимся продолжением отложений бассейна Наберру. В поясе Гаскойн присутствуют также мигматиты и гранито-гнейсы, слагающие выступ архейского основания. Заметное единственное месторождение в этом поясе, связанное с коллизионными процессами - Ta-Nb-Li-Be месторождение Иннитхарра, представленное колумбит- и берилл-содержащими пегматитами. В поясе Каприкорн к метаосадочным породам доколлизионного этапа развития приурочено Au-Cu месторождение Тефлер, залегающее в переслаивающихся пиритоносных кварцевых песчаниках и сланцах.

3.3. Палеопротерозойские орогенические пояса – глобальные рудоносные структуры наиболее раннего проявления металлогении типичной для плейт-тектонического развития.

На позднем этапе палеопротерозойского развития континентальной коры (2.0-1.65 млрд. лет) крупные области стабилизированной коры (архейские кратоны) в тектоническом отношении стали вести себя подобно современным континентальным плитам, но гораздо меньшего размера, и были обрамлены линейно-дуговыми орогеническими поясами с достаточно хорошо выраженным стилем проявления плитной тектоники. Палеопротерозойские серии вулканогенных пород в этих поясах оказались близкими по своим геохимическим характеристикам к различным современным вулканическим ассоциациям, отражающим тектонические обстановки островных дуг, заостроводужных бассейнов, окраинно-континентальных морей и складчато-надвиговых систем, сопровождаемых внедрением гранитоидов и региональным метаморфизмом. Такого рода тектонические обстановки нашли свое отражение и в формировании металлогенического облика орогенических поясов палеопротерозоя, примеры которых были рассмотрены выше.

Мафические породные ассоциации вулканических серий изредка включают в свой состав пикритовые толеиты и иногда содержат коматииты, которые практически отсутствуют в фанерозойских орогенических поясах, что может свидетельствовать о некоторых значительных изменениях в характере вулканизма со времени палеопротерозоя. Коматииты палеопротерозоя, ассоциирующие с толеитами, как и последние, обогащены

LREE или же деплетированы, находясь даже в составе одних и тех же формаций (например, на Балтийском щите). Состав элементов примесей в них может не отвечать первичным магмам, так как они были эруптированы при очень высоких температурах и могли ассимилировать любые типы окружающих пород. Палеопротерозойские коматииты в целом менее магнезиальны (MgO 16-20%) по сравнению с архейскими аналогами (MgO >20%). Содержание MgO в таких лавах связано с термодинамическими параметрами их мантийного выплавления, а уменьшение объема выплавок коматиитов и содержания в них MgO (от архейских вулканитов к палеопротерозойским), связаны с уменьшением теплового бюджета мантии с течением времени (Gaal, Gorbatschev, 1987). Низкомагнезиальные коматииты по данным этих авторов могли быть образованы путем плавления литосферы при давлении более 50 кб., когда глубинные мантийные плюмы поднимались в литосферу, производя одновременно значительные объемы толеитов, характерных для вулканогенных ассоциаций аккреционных орогенических поясов. Таким образом, присутствие коматиитов может отражать существенный характер плюмтектонической активности в раннем протерозое, приводящей в дальнейшем к проявлению плейт-тектоники типичной для рассматриваемого этапа палеопротерозоя.

Подкорковая мантийная активизация, связанная с глубинными процессами, происходившими на границе ядро-нижняя мантия при эволюции Земли от архея к протерозою, приводила к формированию окраинно-континентальных и внутриконтинентальных рифтов, которые были предшественниками дальнейшего циклического развития орогенических поясов. Для таких коровых провинций характерно начальное растяжение и утонение земной коры, связанное с подъемом мантийных плюмов. Пластичное растяжение нижней коры, вызванное подкоровыми термальными аномалиями, первоначально локализовалось под рифтами, затем площадь его расширялась и охватывала значительные части нижней коры. Дальнейшее развитие процесса приводило к взламыванию субкоровой литосферы и внедрению мантийного материала вдоль ослабленной границы с верхнекоровым литосферным слоем, его раскалыванию и проявлению толеитового интрузивного и экструзивного магматизма в седиментационных бассейнах или в формирующихся островных дугах. Эти процессы приводили к формированию палеопротерозойских аккреционных орогенических структур с ювенильной корой, либо энсиалических орогенических структур на древней коре. Последующее горизонтальное сжатие, связанное с охлаждением глубинной литосферы в результате поглощения части континентальной коры, увеличением коровой мощности и спадом мантийного плюма, приводит к коллизионному развитию орогена. Это развитие сопровождается внедрением К-гранитоидов, деформациями, надвигообразованием и региональным метаморфизмом,

которые характерны для складчатых орогенических поясов. Максимальное развитие таких процессов, наблюдаемое в глубинных эрозионных срезах, характеризует линейные шовные зоны коллизионных орогенических поясов.

Рассмотренный сценарий развития орогенических поясов объединяет плюм- и плиттктонический характер формирования орогенических структур палеопротерозоя и их металлогенический облик как глобальных рудоносных структур, выраженный в четко проявленной тектонической и металлогенической зональности, особенно характерной для Балтийского щита, что было рассмотрено в начальной части этой главы. Большая часть рассмотренных в главе колчеданных (Cu-Zn), колчеданно-полиметаллических (Cu-Zn-Pb) с Au и Ag, равно как и жильных Au-рудных месторождений, залегающих в палеопротерозойских аккреционных поясах возраста 2.0-1.8 млрд. лет, связана с метаморфизованными аналогами мафитовых и фельзитовых вулканогенных пород, характерных для палеотектонических обстановок островных дуг или заостроводужных рифтов и офиолитов. Реже колчеданно-полиметаллические месторождения осадочно-вулканогенного генезиса залегают в метаморфизованных терригенно-карбонатных породах, иногда с примесью вулканогенного материала, которые были сформированы в обстановках заостроводужных или окраинно-континентальных бассейнов палеопротерозоя, но более типичны для позднего протерозоя. Вмещающие породы в таких месторождениях накапливались медленно и, соответственно, период минерализации длился миллионы лет и лишь завершался периодом быстрого рудообразования во время деформаций, метаморфизма или воздействия поздних интрузий, превращая первичное стратиформное оруденение в месторождения типа стратабаунд. В вулканогенных породах вышеупомянутых тектонических обстановок периоды рудоотложения и рудообразования практически были совмещены и длились короткие промежутки лет, когда были образованы и стратиформные и стратабаундовые колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Одновременно с ними в мафит-ультрамафитовых интрузиях островных дуг формировались Cu-Ni месторождения (типа Коталахти, Хитура в Свекофеннской провинции) и несколько позднее тоналит-гранодиоритовые интрузии, несущие магматические Cu-Mo-Au месторождения медно-порфирирового типа.

События, связанные с созиданием континентальной коры в аккреционных орогенических поясах и их дальнейшей эволюцией, выраженной в коллизионных процессах и формировании единой архей-палеопротерозойской континентальной коры, послужившей основой для образования континентов, происходили на позднем этапе палеопротерозоя на протяжении 600-400 млн. лет (от 2.2 - 2.0 до 1.65-1.6 млрд. лет). Такая последовательность оказывается весьма сходной с циклической тектонической эволюцией (цикл Вилсона)

длительностью 400-600 млн. лет, которой соответствует последовательное формирование различных типов стратиформного и стратабаундового сульфидного оруденения (рис.3-11).

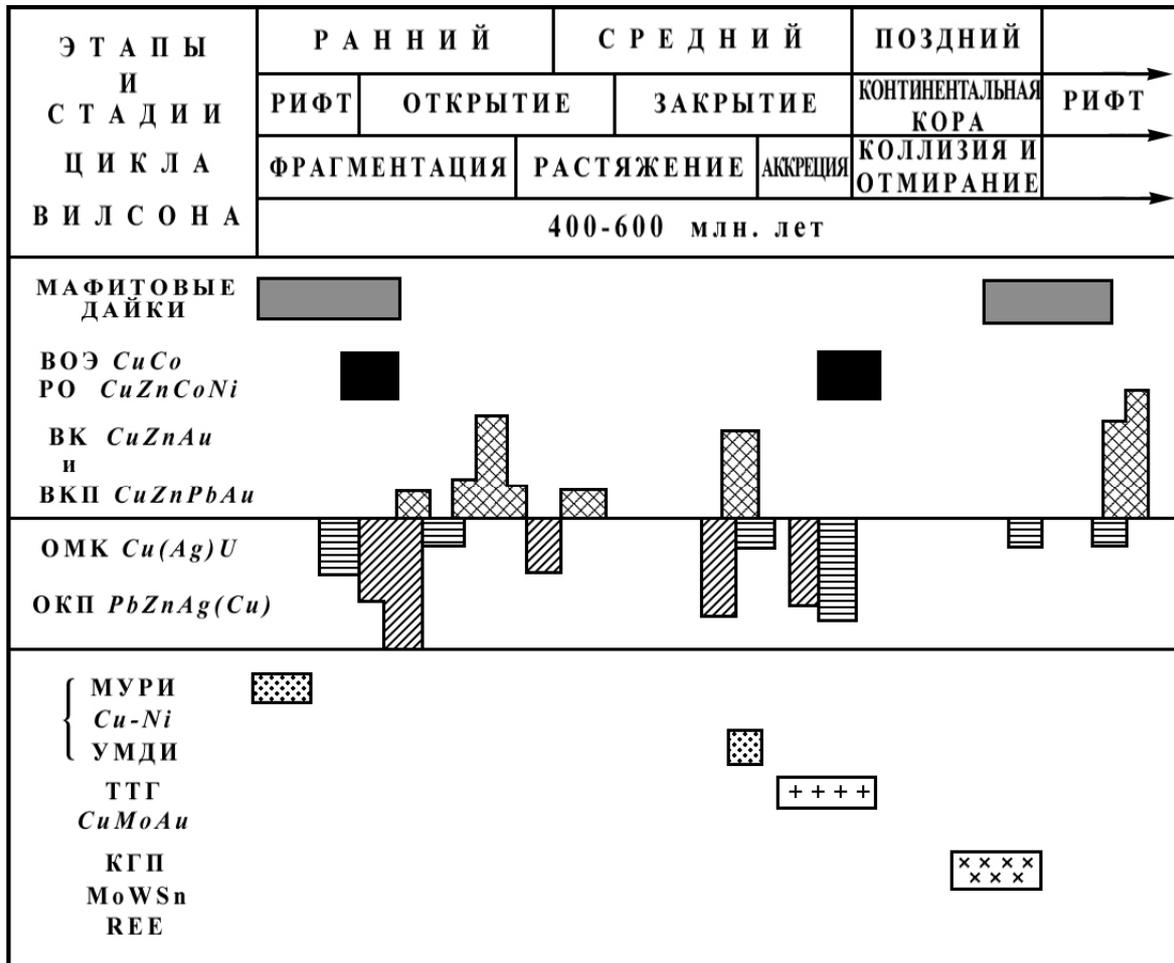


Рис. 3-11. Распределение рудных месторождений в орогенических поясах палеопротозоя в соответствии с этапами и стадиями тектонического цикла Вилсона. По Titley, 1993 и изменениями автора. Рудные тектонотипы: 1) Стратиформные и стратабаундовые (ВОЭ – вулканогенно-осадочные эксгальационные, РО – рудоносные офиолиты, ВК – вулканогенные колчеданные, ВКП – вулканогенные колчеданно-полиметаллические, ОМК – обломочные медноколчеданные и медно-урановые, ОКП – обломочные карбонатно-полиметаллические). 2) Магматические (МУРИ – мафит-ультрамафитовые расслоенных интрузий, УМДИ – ультрамафит-мафитовые дифференцированных интрузий, ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовых интрузий порфировый, КГП – калиевых гранитов поздне- и посторогенных интрузий гидротермально-метасоматический тип).

На рис. 3-11 показана тектоническая эволюция цикла Вилсона, которая начинается с окраинно- или внутри-континентального рифтогенеза и последующего раскрытия бассейнов с формированием ювенильного корового материала (океанической коры) или не достигающих этой стадии (неполный тектонический цикл), соответствующих фрагментации и растяжению древней коры. Затем следует стадия закрытия бассейнов, формирования новой континентальной коры, ее аккреции (наращивания и приращения к древней коре) и,

наконец, стадия отмирания, выраженная в проявлении внутриорогенных коллизионных процессов или коллизии кратонических блоков. Соответственно такому циклическому развитию на этом же рис. отображено этапное формирование тектонотипов сульфиднорудных месторождений, характерных для раннедокембрийских тектонических провинций.

Наиболее характерные черты этапов тектонического цикла отражены в литологических ассоциациях, большая часть которых была также рассмотрена К. Конди (Condie, 1982) в качестве типовых для соответствующих палеотектонических обстановок циклического развития. Металлогеническая эволюция раннепротерозойского этапа периода 2.0-1.65 млрд. лет в рамках циклического развития особенно характерна для Свекофеннской провинции Балтийского щита. Впервые она отмечена при рассмотрении этапности формирования метаморфогенного сульфидного оруденения на Балтийском щите (Турченко, 1978), а затем в работах по металлогении, связанной с тектонической эволюцией щита (Gaal, 1990; Turchenko, 1992, Минц, Турченко, 1999). На рис. 3-10 стиль развития Свекофеннской орогенической провинции по циклу Вилсона отражен в последовательном поэтапном формировании месторождений:

1.Ранний этап - рифтинг, фрагментация и коровое растяжение 2.0-1.95 млрд. лет. Вулканоогенно-осадочные эксгалиационные месторождения (м.) окраинно-континентальной рифтогенной части Ладожско-Ботнического пояса, примерами которых могут быть - медноколчеданное с золотом м. Хаммаслахти на ю-в пояса в Финляндии, Cu-Au м. Биджовагге на с-з пояса в Швеции и Pb-Zn-Cu м. Виханти в Финляндии, а также Cu-Zn-Co-Ni м. Оутокумпу и Вуонас рудоносных офиолитов в средней части пояса.

2.Средний этап - формирование океанических (1.95-1.87 млрд. лет) и континентальных вулканических дуг и заостроводужных бассейнов (1.93-1.87 млрд. лет), коровое растяжение и аккреция, формирование ювенильной и новой континентальной коры. Колчеданные Cu-Zn-Co (месторождение Пюхясалми в Финляндии) и колчеданно-полиметаллические Fe-Mn-Cu и Pb-Zn-Cu с Au и Ag месторождения (рудные районы - Бергслаген, Шеллефтео в Швеции и Ориярви в Финляндии). Синорогенные (1.89-1.87 млрд. лет) мафит-ультрамафитовые интрузии с Cu-Ni м. Коталахти, Хитура и др. в Финляндии, а также тоналит-трондьемигранодиоритовые интрузии центрального батолита Финляндии с порфирирового типа месторождения Cu-Au-Mo (Копса, Талберг, Хавери, Илоярви).

3.Поздний этап - коллизионные процессы формирования континентальной коры, закрытия и отмирания бассейнов аккумуляции, внедрение позднеорогенных гранитоидов S и I типов (1.85-1.78 млрд. лет) и K-гранитов посторогенных, с которыми связаны Mo, W, Sn, REE месторождения различных генетических типов.

Свекофенский орогенический и металлогенический цикл по времени совпадает с аналогичным развитием пояса Волластон в Трансгудзонской орогенической структуре и орогене Уопмей Канадского щита. Они эволюционировали в период 2.1-1.8 млрд. лет, когда в менее отчетливой тектонической зональности, но с ярко выраженной стадией формирования примитивных островных вулканических дуг, были проявлены вулканогенно-осадочные эксгалиационные, колчеданные и колчеданно-полиметаллические более значительные по запасам крупные месторождения Cu, Zn, Pb, Au раннего и среднего этапов тектонического цикла. В пределах Индийского щита в палеопротерозойских орогенических поясах, рассматриваемого периода, более отчетливо выражен ранний рифтогенный этап цикла, с которым связано формирование обломочных аркозовых и карбонатных литологических ассоциаций и соответственно обломочных (clastic hosted) месторождений Cu-U, Cu пояса Сингбхум и Pb-Zn-Ag пояса Завар и Раджпур. Сходная ситуация характерна и для рудоносных палеопротерозойских поясов Австралии, в которых крупнейшие Pb-Zn-Ag стратиформные и в последующем развитии стратабаундовые месторождения приурочены к карбонатным литологическим ассоциациям раннего (рифтового) этапа тектонического цикла, сходного с фанерозойским циклом Вилсона.

Заключение.

Фундаментальной основой исследований региональной металлогении докембрия и, в частности, областей распространения палеопротерозойских тектонических структур, является современная металлогеническая картография, основанная на применении ГИС-технологий и дистанционных методов, обобщающая данные тектонической эволюции и рудообразования, а также способствующая проведению экспрессной оценки минерально-сырьевых ресурсов и научного прогнозирования рудных районов. Одно из приоритетных направлений в современной концепции региональных геологических и металлогенических исследований — создание единой геоинформационной системы. К 90-ому году практически завершилось построение карт геологического содержания на бумажной основе и возникла задача создания современного поколения карт на качественно новом уровне связанном, прежде всего с внедрением компьютерных технологий. Увеличение информационной насыщенности комплектов карт, разработка их новой нормативно-методической базы и возрастание потока информационных материалов потребовало коренной перестройки методов составления карт и в частности металлогенических карт. Методологической основой создания таких технологий является системный анализ многоуровневой и разнородной геологической и металлогенической информации. Компьютерная технология принадлежит к новому поколению автоматизированных систем и сочетает в себе черты геоинформационной и экспертной системы. В оболочке ГИС-системы реализованы оригинальные эвристические методы выделения, разделения и упорядочения геологических объектов. В основу такой технологии было положено представление геологического пространства как совокупности событийных историко-геологических тел, соотнесенных с общей шкалой геологического времени в виде крупных тектонических структур, достаточно четко обособляющихся в пространственном, возрастном, вещественно-генетическом и металлогеническом отношениях. Такие историко-геологические тела были выделены в качестве главных рудоносных структур, для которых были решены такие методологические проблемы, как: типизация, систематика и ранжирование, их классификация и корреляция, районирование территорий с разными типами геологического строения, разработка принципов, правил и методов генерализации геолого-картографических объектов при изменении масштабов металлогенических карт, упорядочение терминов и понятий из разных областей знаний, используемых в геологической картографии.

Для докембрийских регионов были выделены главные типы рудоносных тектонических структур (Рундквист, Турченко, 1990), обладающие специфическим стилем оруденения, которые и рассматриваются нами в качестве структурно-металлогенических единиц,

определяющих особенности металлогении каждой выделяемой докембрийской рудоносной тектонической структуры:

1. Гранулит-гнейсовые архейские области, для которых характерны в основном нерудные месторождения - графит, керамическое и абразивное сырье (корунд, гранат), волластонит, драгоценные и поделочные камни.

2. Гранит-зеленокаменные архейские области, для зеленокаменных поясов которых являются типичными медно-никелевые и золото кварцевые месторождения, также как месторождения железистых кварцитов, медно-цинк-колчеданные месторождения и редкометальные пегматиты.

3. Складчатые пояса преимущественно протерозойского и в особенности раннепротерозойского возраста аккреционного и коллизионного типов, которые обладают разнообразной металлогенией, связанной с проявлением различных тектонических обстановок. Для них характерны стратиформные Cu-Pb-Zn и Cu-Ni-Co-Zn месторождения, Cu-Au-порфировые месторождения, также как и крупные месторождения Au в черносланцевых формациях и редкометальные месторождения в гранитоидах.

4. Внутриконтинентальные палеопротерозойские, реже позднепротерозойские рифты, для которых характерны месторождения Cu-Ni, Cr, Ti-Fe-V и Pt-Pd в расслоенных интрузиях, железистых кварцитов и Au в вулканогенно-осадочных комплексах.

5. Анорогенные вулканоплутонические пояса и массивы (А-типа граниты и кислые вулканы) преимущественно мезо- и неопротерозойского возраста с типичным оруденением - редкометальные пегматиты и метасоматиты, Sn-W-Be и Mo месторождения.

6. Интракратонные бассейны амагматичные или с проявленным магматизмом с типичными месторождениями Cu-песчаников, Au-U-V в формациях черных сланцев, Fe, Cu и U с Au в месторождениях типа несогласия.

7. Позднедокембрийские кратонические структуры: чехлы платформ, вмещающие Mn, Pb-Zn оруденение; перикратонные бассейны с месторождениями сидерита и магнезита; авлакогены, вмещающие месторождения Cu, Pb и Zn в карбонатных породах.

8. Области тектоно-термальной переработки или реювенации, наложенные на более ранние тектонические структуры, для которых типично Au, редкометальное, Sn-W, W-Mo, Be, Nb-Ta и REE оруденение, также как и слюдоносные и редкометальные пегматиты.

Созданные на этой региональной тектонической основе цифровые металлогенические карты докембрийских областей обладают большими преимуществами перед их бумажными аналогами. Применение компьютерных технологий при создании подобных карт позволяет учитывать появление новых геологических, изотопных и геохронологических данных и оперативно вносить необходимые изменения и дополнения, обеспечивая таким образом

динамичность цифровой карты. Появляется возможность количественного моделирования с использованием пространственных связей объектов и их металлогенических характеристик и создания предпосылок для количественной оценки минерально-сырьевого потенциала выбранного района.

Впервые новое поколение региональных металлогенических карт на примере докембрийских регионов было создано в виде Атласа карт металлогенической зональности докембрия Мира, разработанных в качестве Международного проекта Комиссии по геологической карте Мира при ЮНЕСКО в ИГГД РАН (Генеральный координатор – академик РАН Д.В.Рундквист). Для всех этих регионов была проведена систематизация данных по докембрийским месторождениям и фанерозойским месторождениям, залегающим в пределах докембрийских структур, а также создана база металлогенических данных по трем формализованным уровням: металлогеническим провинциям, металлогеническим зонам и минеральным месторождениям. Эти данные через систему управления базой данных связаны с Атласом карт, дигитизированных с использованием современной ГИС-технологии в пакете компьютерной программы ARC INFO. При этом векторная редакция становится доступной для всех компонентов и соответственно топологические преобразования цифровых слоев могут быть использованы на стадиях подготовки и редактирования картографической продукции. ГИС-система представляет векторные, растровые и атрибутивные данные, к которым присоединяются отдельные компоненты легенды геологического и металлогенического содержания. Такая технология позволяет создать действенную информативно-поисковую систему. Более того, это реализует возможность организовать числовые карты в иерархической системе с интеграцией картографической и фактографической информации. Каждый отдельный объект числовой карты может быть трансформирован в более крупный или мелкий масштаб. Установленные связи зафиксированы в виде файла специального формата и становятся структурным элементом геоинформсистемы. Возвращение от экспертизы карты более крупного масштаба реализуется точно в точку, из которой был выполнен запрос для следующей карты. За счет такой технологии каждая, созданная таким способом, отдельная цифровая карта может быть обработана как индивидуальный объект. Кроме того, каждый такой картографически выраженный объект сопровождается пространственно-временной моделью тектоно-металлогенической эволюции (металлогенограммой), объединяющей провинции, зоны и месторождения с рудоносными тектоническими структурами. Эти структуры, благодаря применению ГИС-технологии, можно рассматривать последовательно, выделяя определенные элементы структурно-металлогенических единиц, отражающих особенности металлогении каждой выделяемой докембрийской рудоносной тектонической структуры.

Представление результатов структурно-геологических и металлогенических исследований докембрийских рудоносных тектонических структур в форме металлогенических карт в электронной форме, связанных с базой данных для минеральных месторождений, металлогенических провинций и зон, наряду с представлением пространственно-временных моделей тектоно-металлогенической эволюции конкретных докембрийских провинций, как раз и является качественно новым методологическим подходом в изучении металлогении докембрия.

Детальный анализ структурно-формационных связей раннедокембрийских комплексов, их изотопно-геохимических особенностей и характер связанных с ними месторождений в рудоносных тектонических структурах показывает возможность применимости понятий тектоники плит начиная с палеопротерозоя, и эти понятия позволяют провести целенаправленный металлогенический анализ на геодинамической основе для раннего докембрия. Особое значение для понимания металлогенической эволюции раннедокембрийских регионов имеет концепция прослеживания последовательности формирования наложенных структур на древнее коровое основание -- будь то орогенические пояса с древним основанием или же континентальные рифты, которые связаны в своем развитии с плюм-тектоническими явлениями, начавшимися еще в раннем докембрии. Этому пониманию служит широкое применение изотопно-геохимических и геохронологических методов изучения рудоносных структур и месторождений.

Наряду с установленной высокой продуктивностью гранит-зеленокаменных областей – главных рудоносных геоструктур архея существенное металлогеническое значение имеют эпикратонные структуры: палеопротерозойские рифты и бассейны. Особая роль принадлежит реовенации древних структур, как в докембрийское время, так и в фанерозое при ее развитии на раннедокембрийских структурах. Это особенно существенно для анализа размещения и появления крупных и уникальных месторождений платиноидов, золота, редких и цветных металлов с привлечением изотопно-геохимических методов изучения вещества.

Установлены существенные различия в металлогении орогенических поясов раннего докембрия с древней и ювенильной корой, причем для последних особенно характерна металлогеническая зональность, определяемая распространенностью и положением реликтов островодужных поясов, заостроводужных бассейнов и других геодинамических особенностей. Эффективность металлогенических исследований с применением ГИС-технологий и компьютерной картографии связана также с совершенствованием современных методов прогнозирования. С помощью новых методических приемов (использования специализированных экспертных систем, материалов дистанционного зондирования,

которые позволяют получать качественно новую информацию) существенно расширяются возможности геолого-прогнозных исследований за счет комплексного анализа аэрокосмической информации, обрабатываемых методами компьютерных технологий совместно с геологическими, геофизическими и геохимическими данными. Совместная компьютерная обработка этих данных позволяет выявить пространственные закономерности размещения оруденения и напрямую связать с ним прогнозно-поисковые признаки. Прогнозно-металлогеническая экспертная система (ЭС) поддерживает функции накопления комплекса прогнозных признаков в картографическом банке данных и позволяет разработать прогнозные модели определенных металлогенической единиц, таких, как например, рудные районы, зоны или узлы. При этом используется набор прогнозных признаков, подготовка которых направлена на определенные геолого-промышленные типы оруденения и соответствующие им геодинамические обстановки. Внедрение в геологическое прогнозирование технологий экспертных систем позволяет предотвратить ошибки прогноза, обусловленные неоднозначностью геологической информации об объекте прогнозирования, а также сложностью одновременного учета и достоверной интерпретации многих критериев. ЭС обладают также рядом преимуществ по сравнению со статистическими методами прогноза, которые, являясь формальными, не могут учитывать содержательных представлений геолога об исследуемом объекте. Общая цель применения ЭС в геолого-прогнозных исследованиях – обобщить с помощью компьютерных программ неоднозначные, нечеткие, неструктурированные знания, которыми оперирует эксперт-геолог, решая прогнозные задачи.

Совмещение компьютерных металлогенических карт с прогнозированием на основе применения современных методов системного анализа геологических и дистанционных материалов позволяет на фундаментальной научной основе провести целенаправленную оценку минерально-сырьевых ресурсов регионов. Это может способствовать выявлению мест локализации крупных и уникальных месторождений, которые достаточно широко распространены в докембрийских провинциях и особенно в палеопротерозойских разнообразных по стилю тектонических структурах.

Литература

- Аксенов Е.М., 1998. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Дисс. доктора геол.-мин. наук в виде научн. докл. СПб.: ИГГД. РАН.
- Балаганский В.В., 2002. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. уч. степ. дгмн. СПб, 32 с.
- Балашов Ю.А., 1996. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. Петрология, т. 1, N 4, с. 3-25.
- Балашов Ю.А., Федотов Ж.А., Скуфьин П.К., 1993. Rb-Sr датирование нижней вулканической толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров). Геохимия. № 12, с. 1769-1774.
- Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Галимзянова Р.М., Левкович Н.В., 1999. Архейский возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры (Кольский полуостров). ДАН, т. 369, № 6, с. 806-808.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И., 1993. Коровая структура Европы и некоторые построения для ее эволюции. В книге: Литосфера Центральной и Восточной Европы. Киев, с. 10-35.
- Бережная Н.Г., Бибилова В.Е., Сочава А.Б. и др., 1988. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. ДАН СССР. Т.302. N.5. С.1209-1212.
- Бибилова Е.В., Другова Г.М., Кирнозова Т.И., 1984. Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса. ДАН СССР. Т.274. N.2 С.446-448.
- Бибилова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М., 1988. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита. В книге: Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. Наука. С. 122-133.
- Билибин Ю.А., 1955. Металлогенические эпохи и металлогенические провинции. М., Госгеолтехиздат, 88 с.
- Билибина Т.В., Казанский В.И., Кратц К.О., 1976. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия. Геология рудных месторождений N4, с. 3-10.
- Билибина Т.В., Казанский В.И., Лаверов Н.П., 1984. Основные типы рудоносных структур докембрия. Металлогения раннего докембрия СССР. Л. Наука, с.14-32.
- Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии. Геология рудных месторождений, 1991, N6, с. 3-14.
- Богданов Ю.В., Бурьянов Е.З., Кутырев Э.И., 1973. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973. 312с.
- Борукаев Ч.Б., 1985. Структуры докембрия и тектоника плит. Новосибирск, 190с.

- Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбейской Е.Р., 1995. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Панаярви-Ципрингская структура). Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 3. N 4. С.16-30.
- Булах А.Г., Золотарев А.А., 1983. Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород (Алданский щит). Советская геология. N.6. С. 96-101.
- Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н., 2000. Геодинамическая модель формирования позднеархейско-раннепротерозойских структур Воронежского массива. Геотектоника, N4, с. 14-24.
- Ваганов П.А., Турченко С.И., Турченко А.С., Боде П., Ван Меертен Т. Лохов К.И., 2000. Геохимические особенности платиноносных пород расслоенного горизонта габброноритового массива Панских Тундр (Кольский полуостров). Вестник С.-Петербургского Университета, сер.7, вып. 1, с. 23-36.
- Вревский А.Б., 1989. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере Балтийского щита). Л., Наука, 143 с.
- Вревский А.Б., 1991. Петрологические проблемы сульфидного никелевого оруденения в раннем докембрии северо-восточной части Балтийского щита. Геология рудных месторождений, N 1, с.23-32.
- Вревский А.Б., 2000. Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. С.-Петербург.
- Галдин Н.Е., Егоркин А.В., Коновалов В.Е., Эренбург М.С., 1991. Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской скважины СГ-3 по данным детальных работ МОВЗ-ГСЗ и материалам бурения. Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука. С.159-175.
- Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Турченко С.И., 1976. Новые данные о геохронологии сульфидного оруденения Печенги. В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л., Наука, с. 217-224.
- Глаголев А.А. Русинов В.Л., Плюснина Л.П., Тронева В.А., 1987. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова). Изв. АН СССР, сер. геол., N1, с.29-45.
- Глебовицкий В.А., 1993. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита. Региональная геология и металлогения. №1, с.7-24.

- Глебовицкий В.А., Турченко С.И., 1970. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. В книге: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, с.275-287.
- Глебовицкий В.А., Шемякин В.М., 1996. Расчленение и корреляция раннего докембрия. Региональная геология и металлогения, №5, с. 25-36.
- Глебовицкий В.А., Шемякин В.М., Вревский А.Б., 1994. Фундаментальные проблемы геологии докембрия. Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. М., АО "Геоинформмарк", 50 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., 1996. Структура и метаморфизм Бедоморско-Лапландской коллизионной зоны. Геотектоника, № 1. с. 3-15.
- Горбачев Н.С., Налдретт А., Бругманн Г., Ходоревская Л.И., Азир М., 1994. Экспериментальное изучение распределения платиноидов и золота между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом при $T = 1100-1350^{\circ}\text{C}$, $P = 5$ кбар. Геохимия. №3, с. 28-41.
- Горбунов Г.И., 1968. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М. Недра, 352 с.
- Горбунов Г.И., Папунен Х. (ред.), 1985. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л. Наука. 329 с.
- Грачев А.Ф., 1977. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 246 с.
- Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Захаров А.А., 1989. Ассоциация минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Лукуллайсваара, северная Карелия. ДАН СССР, т. 36, № 2, с. 430-434.
- Дагелайский В.Б., 1988. Украинский щит. В кн: Докембрийская геология СССР, Л. "Наука", с. 114-142.
- Добрынина М.И., 1992. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты, с.71-78.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л., 1994. Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. В книге: Платинометальные месторождения Мира. Т. 1. М. Геоинформмарк. 279 с.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. и др., 1999. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. В книге: Платина России, т. III, М. Геоинформмарк, с. 9-22..
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А., 2000. Платинометальные месторождения России. СПб, Наука, 755 с.

- Докучаева В.С., Припачкин В.А. 1993. О флюидном режиме формирования платино-палладиевого оруденения в расслоенных интрузивах Кольского региона. Доклады РАН. N 5, с. 68-75.
- Другова Г.М., Турченко С.И., Шустова Л.Е., 1990. Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрия на примере Балтийского и Алданского щитов. Геотектоника, N 4, с.17-23.
- Другова Г.М., Турченко С.И., Верхало-Узкий В.Н., 1995. Особенности эволюции зон сочленения гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных областей (на примере Балтийского и Алданского щитов). Региональная геология и металлогения. № 4, с. 29-37.
- Дук В.Л., 1977. Структурный анализ метаморфических комплексов. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона. Структурная эволюция метаморфических комплексов (под ред. А.Н.Неелова). Л.: Наука. С.27-47.
- Евстигнеева Т.Л., 1980. Природные и синтетические компоненты в системе Pd-Sn-Cu. Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. С. 31-38.
- Елисеев Н.А. и др., 1961. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Л., Наука, 320 с.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н., 1964. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л. 208 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т., 1983. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л. Наука. 106 с.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А., 1982. Имандра-Варзугская зона карелид. Л. Наука. 280 с.
- Зак С.И., Макаров В.Н., Кочнев-Первухов А.А., 1982. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. Л., Недра, 112 с.
- Казанский В.И., 1982. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации. Рудоносные структуры докембрия. М., с. 7-66.
- Кац М.Б., 1980. Соотношения раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры. В книге: Ранняя история Земли. М. Мир, с. 160-169.
- Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., 1996а. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон). Докл. РАН. Т.347. С.236-238.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др., 1996б. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгской серии Алданского щита. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.4. N3, с.3-10.

- Ковач В.П., Котов А.П., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю., 1999. Возрастные границы формирования высокометаморфических супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.7. №1. 3-17.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., 2000. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные. Петрология, т. 8, N 4, с.394-408.
- Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И., 1998. Факторы контроля золотометального оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов. Отечественная геология, № 3, с. 55-64.
- Костюченко С.Л., Солодилов Д.И., 1997. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюлл. МОИП, отд. геофизики. Т.72. Вып. 5. С. 6-17.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., 1995. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам. Петрология, т. 1, N1, с. 97-108.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., 1995. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам. Петрология, т.3. № 3, с. 99-110.
- Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., 1999. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов. Докл. АН, т. 336, N6, с. 809-812.
- Красный Л.И., 1980. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.:Недра. 159с.
- Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. 1979. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука. 172 с.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. 1978. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л. Наука. 232 с.
- Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. 1981. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л., Наука, 164 с.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., 1986. Геохимия глубинных пород. М. Наука. 262 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., 2000. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов (Восточная Сибирь): геодинамические следствия. Петрология. Т. 8, №3. С.267-279.

- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др., 2002. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): К проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи. Докл. АН, т. 338, N 6, с. 807-811.
- Литвиненко И.В., 1984. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита. Докл. 27 сессии МГК. Геофизика. Т.8, С. 9-20.
- Лохов К.И., 1990. Распределение летучих в породах верхней мантии и древней континентальной коры. Автореф. канд. дисс. Л. 22 с.
- Малевский А.Ю., Юшко-Захарова О.Ю., Дубякина Л.С., 1987. Минералы ряда Pt₃Sn-Pd₃Sn. Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. Вып. 105, с. 27-35.
- Маракушев А.А., 1995. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование. Платина России. Т.2, кн.2.
- Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б., 1996. Экспериментальное исследование фазового распределения платины и палладия при железо-сульфидно-силикатном расслаивании расплавов. Докл. АН. Т.346, №2.
- Мейер Ч., 1984. Процессы рудообразования в геологической истории. Генезис рудных месторождений. Т. 1, с. 13-71. М. «Мир», т. 87.
- Мележик В.А., Предовский А.А., 1982. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л., Наука, 208 с.
- Мельников Е.К., Петров Ю.В., Рябухин В.Т., 1993. Онежский рудный район с уран-золото-платинометальными месторождениями. Разведка и охрана недр, N 8, с. 31-34.
- Милановский Е.Е., 1976. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 215 с.
- Милановский Е.Е., 1983. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез на древних платформах. М., Недра, 280 с.
- Милановский Е.Е., 1999. Рифтогенез, геотектоническая цикличность и пульсации Земли. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Материалы международной конференции. Петрозаводск, с. 97-98.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., 1995. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Геотектоника, № 6, с. 23-38.
- Минц М.В., Турченко С.И., 1999. Эволюционные ряды палеогеодинамических обстановок при формировании рудоносных структур Кольско-Карельской области. В книге: Металлогения геодинамических обстановок раннего докембрия. Гл. 6, с. 171-198.
- Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.П., 1971. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра. 237с.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л., 1994. Кольская платиноносная провинция. Платина России. Т.4, с. 14-28.

- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. 1997. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении. Вестник С.-Петербургского Университета. Сер.7, вып.3, с. 3-15.
- Михайлов Д.А., 1986. Критерии рудоносности метасоматитов докембрия. Л.: Наука, 112с.
- Московченко Н.И., 1988. Джугджуро-Становая складчатая область. Раздел III. В книге: Докембрийская геология СССР, с. 282-301.
- Московченко Н.И., Турченко С.И., 1975. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л. "Наука", 137 с.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В., 1998. Крупнейшая структурная асимметрия Земли. Геотектоника, №5, с.3-18.
- Негруца В.З., 1984. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра. 185 с.
- Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П., 1984. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района. ДАН СССР. Т.279. N3. С.713-717.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Горховский Б.М., 1992. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита). ДАН. Т.323. N.6. С.1152-1156.
- Овчинников Л.Н., 1990. Прикладная геохимия. 385 с.
- Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., 1987. Флюидная миграция платины при магматическом сульфидообразовании. Геология рудных месторождений. №1. с.3-18.
- Орсоев Д.А., Конников Э.Г., Глотов А.И., Кислов Е.В., 1977. Нижний расслоенный горизонт Федорово-Панского габброидного массива (Кольский п-ов): строение, состав, характер распределения флюидной фазы. Геология и геофизика. Т.38, N11. с. 35-48.
- Пейве А.В., Синицин В.М., 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол. N 4, с. 28-52.
- Перцов А.В., Гальперов Г.В., Антипов В.С., Турченко С.И., 1999. Космоструктурные критерии локализации рудных гигантов. Отечественная геология, N 6, с. 17-21.
- Петров Б.В., Супруненко Е.И., 1994. Блочное деление и глубинная структура Восточно-Европейского кратона. Геологический журнал, N 2, с. 16-22.
- Платина России. Т.2, кн.2. Под ред. В.П.Орлова. М., 1995. 355 с.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж. А., Сапин В.И., 1995. Исследование растворимости платины в водно-хлоридных растворах в присутствии различных буферных систем. Платина России. Т.2, кн.1. М., 1995. с. 238-247.
- Пушкарев Ю.Д., 1990. Мегациклы в эволюции коро-мантийных систем. Л. Наука, 230 с.

- Пушкарев Ю.Д., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., 1985. В книге: Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. С. 72-88.
- Пушаровский Ю.М., 1995. Парадигмы в геологии. Природа. № 1. С. 33-42.
- Рамберг И.Б., Нейман Э.Р., 1981. Континентальные рифты. М.: Мир, 435 с.
- Ризванова Н.Г., Левченков О.А., Богомолов В.С., 1994. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей. Геохимия. N7. С.1076-1087.
- Розен О.М., Вишневыский А.Н., Глуховский М.З, Турченко С.И., 1986. Строение земной коры Анабарского щита. М., Наука, 199 с.
- Рундквист Д.В., Турченко С.И., 1990. Тектонические структуры докембрия Сибирской платформы и их рудоносность. В книге: Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, с. 7-20.
- Рундквист Д.В., Митрофанов Ф.П. (Ред.), 1988. Докембрийская геология СССР. Л. Наука, 440 с.
- Рундквист Д.В., Турченко С.И., Дагелайский В.Б., Колычев Е.А., Ларин А.М., 1997. Металлогения и тектоника Сев. Евразии: Атлас карт металлогенической зональности (металлотекты и ГИС-технология - новый методологический подход). Докембрий Сев. Евразии, с. 91-92. С. Петербург.
- Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., 1999. Металлогения Карелии. Петрозаводск. 259 с.
- Савицкий А.В., Афанасьева Е.Е., Титов В.К., 1995. Перспективы обнаружения промышленных платинометалльных стратиформных месторождений в черных сланцах Онежской впадины. В кн.: Платина России, т. 2, кн. 2, с. 23-26.
- Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И., 1995. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия). Геология рудных месторождений, N5, с. 403-416.
- Салоп Л.И., 1982. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 344с.
- Седых Ю.Н., Ступак В.М., Изоитко В.М., Никитичев А.П., Топоровский А.И., 2000. Федорово-Панское малосульфидное месторождение - крупнейший объект производства платиновых металлов. М. Геонформмарк, 76 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., 1991. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., N4, с. 3-16.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Беккер Ю.Р., Бибилова Е.И., Дук В.Л., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Шульдинер В.И., 1992. Общая стратиграфическая шкала докембрия территории СССР. Отечественная геология, N10, с. 37-42.

- Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Яковлева С.З., 1989. 3,5 млрд. лет - древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита. ДАН СССР, т. 308, N 4, с. 942-945.
- Смолькин В.Ф., 1997. Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, северо-восток Балтийского щита. Петрология, т.5, № 4, с.349-411.
- Смолькин В.Ф., 1992. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб. Наука. 272 с.
- Смолькин В.Ф. Митрофанов Ф.П., Аведисян Г.П., 1995. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 235 с.
- Смолькин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А., 1996. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров). Стратиграфия. Геологическая корреляция, N1, с. 82-100.
- Соколов Ю.М., Салье М.Е., 1984. Палингенно-метасоматические семейства пегматитовых формаций. Гл. VII, п.1, в книге: Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л. Наука, с. 170-177.
- Сорохтин А.О., Ушаков А.А., 1993 Природа тектонической активности Земли. В книге: Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т.12. 308 с.
- Сочава А.В., 1986. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 144 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С., 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука. 288 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л., 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л. Наука. 168 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М., 1988. Континентальная кора ее состав и эволюция. М. «Мир», 380 с.
- Тектоника фундамента древних платформ, 1973. М., 148с.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И., 2000. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины. Руды и металлы, N5, 2000, с.10-25.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В., 1970. Докембрийская геохронология материков. М., 432 с.
- Турченко С.И., 1978. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука. 178 с.
- Турченко С.И., 1981. Сульфидно-никелевое рудообразование в метаморфических поясах. В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., с. 119-129.

- Турченко С.И., 1983. Метаморфизм и минерализация углеродистой формации докембрия. В кн.: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. ПГО Севморгеология, с. 87-92.
- Турченко С.И., 1986. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных медно-никелевых месторождений. В книге: Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев, с. 124-137.
- Турченко С.И., 1987. Докаледонский этап тектонического развития арх. Шпицберген как фундамента древней платформы. В книге: Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л. Наука, с.222-231
- Турченко С.И., 1988. Анабарский щит. Докембрий Сибирской платформы. В книге: Докембрийская геология СССР. Л. Наука, с. 207-222.
- Турченко С.И., 2000. Малосульфидное платинометальное оруденение северо-запада Российской Федерации: тектонические и геохимические особенности новой минерально-сырьевой базы. В книге: Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века, т.2, с. 207-208.
- Турченко С. И., Вострокнутов Е. П., Брусничкина Н. А., Шубина М. А., 2004. Компьютерное прогнозирование платинометальных рудных районов в углеродсодержащих комплексах. В книге: Платина России. Т. 5. ООО Геоинформарк, М. с. 327-334.
- Турченко С.И., Буйко А.К., Семенов В.С., 1992. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северокарельского пояса и его металлогеническая специализация. Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Т.1, с.92-99.
- Турченко С.И., Антипов В.С., Вострокнутов Е.П., Гальперов Г.В., Перцов А.В., 1997. Дистанционные и геологические свидетельства протерозойского рифта и размещения золоторудного оруденения в восточной части Балтийского щита. Исследования Земли из космоса. N3, с. 3-17.
- Турченко С.И., А.Б. Вревский, В.Б. Дагелайский. Металлогения докембрия Индии. Геология рудных месторождений. 2009. т.51. № 4. с. 355-368.
- Уиндли Б. (ред.), 1980. Ранняя история Земли. М. Наука, 620 с.
- Хаин В.Е., 1985. Проблемы тектоники раннего докембрия. Изв. ВУЗ. Геология и разведка. № 12, с. 3-20.
- Хаин В.Е., 1995. От тектоники плит к глобальной геодинамике. Природа. № 1. С.42-51.
- Хаин В.Е., Божко Н.А., 1988. Историческая геотектоника. Докембрий. М., Недра, 322 с.
- Федоровский В.С., 1985. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200с.

- Федотов Ж.А., 1985. Эволюция раннепротерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты, 119 с.
- Филиппов Н.С., Голубев А.И., Иваников В.В., Турченко С.И., 1999. Платинометальное оруденение в истории геологического развития восточной части Балтийского щита. Вестник С.-Петербургского Университета, сер. 7, вып. 1, с. 3-15.
- Чернышев Н.М., 1971. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 311 с.
- Чернышев Н.М., 1994. Перспективы платиноносности Воронежского кристаллического массива. В книге: Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М. Наука, с.242-257.
- Чечеткин В.С., Федотова В.М., Трубачев А.И., 1984 Сравнительная характеристика месторождений медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны. Удокан (природные ресурсы, их освоение). Новосибирск: Наука, С.88-96.
- Шаров Н.В., Виноградов А.Н., Галдин Н.Е. и др., 1997. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты. 226 с.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., 1998. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях Карело-Кольского региона. Геология рудных месторождений, № 5, с. 419-439.
- Шемякин В.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., 1995. Этапы формирования континентальной коры Сутамского блока Алданской гранулит-гнейсовой области. Тезисы докл. Совещания "Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохимическое обоснование". С-Пб. ИГГД РАН, с.27.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З., 2000. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области. Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 8, № 8, с. 20-33.
- Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др., 1993. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб. Недра, 244 с.
- Щербак Н.П., 1991. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита и ее корреляция с общесоюзной и международной шкалой докембрия. Геологический журнал, No 4, с. 3-9.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкая Е.Н., 1989. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев, Наукова Думка, 144 с.
- Яцкевич Б.А., Глухоедов Н.В., Филько А.С., 1994. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России. В кн.: Платина России, Т. II, с. 227-248.
- Abzalov M. Z., Both R. A., 1997. The Pechenga Ni-Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope composition. Mineralogy and Petrology, v. 61, p. 119-143.

- Abouchami W, Boher M., Michard A, Albarede F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* V.95, B11, p. 17605-17629.
- Alapieti T.T, Filen, B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F. and Voitsekhovskiy S.M., 1990. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield. *Mineralogy and Petrology*, 42, pp. 1-22.
- Amelin Yu.A., Heaman L. M., Semenov V. S., 1995. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res.* V. 75. P. 31-46.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. 1993., Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian Res.* V. 64. P. 197-205.
- Barnes S.J, Campbell I.H., 1988. Role of late magmatic fluids in Merensky-type platinum deposits: A discussion. *Geology*. Vol.16. P. 53-68.
- Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., 1999. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusion of the Kola Province. *Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust"*, p. 10-12.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B., 1984. Isotope data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) of mafic granulites from Finnish Lapland. *Precambrian Res.*, v. 23, p. 325-348.
- Blake T.S., Groves D.I., 1987. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology*, v.15, p. 229-232.
- Bowring S.A., Huijs T., 1995. The Earth's early evolution. *Sciences*, v.269, p. 1535-1540.
- Burke K., Dewey J.F., 1973. Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, v. 81, p. 406-433.
- Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J., 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide deposits in the Bushveld and Stillwater Complexes. *J. Petrol.* Vol.24. P. 187-201.
- Chadwick J., 1992. Russia's Pechenganikel. *Mining Mag.*, N 5, p. 270-274
- Claesson S., 1987. Nd isotope data on 1.9-1.2 Ga old basic rocks and metasediments from the Bothnia Basin, central Sweden. *Precambrian Res.* V. 35, p. 115-126.
- Condie K.C., 1982. Early and middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. *Am.J. Sci.*, v. 282, p.341-357.
- Condie K.C. (Ed.), 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. N.Y., 476 p.
- Condie K.C. (Ed.), 1992. *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, 538 p.
- Corfu F., Andrews A.J., 1986. A U-Pb age for mineralised Nipissing Diabase, Gowganda, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 23, pp. 107-109.

- Coveney R.M., Chen N., 1991. NI-Mo-PGE-Au rich ores in Chinese black shales and speculation on possible analogues on the United States. *Mineral. Deposita*, v.26, N 2, p. 83-88.
- Crow C., Condie K.C., 1990. Geochemistry and origin of Early Proterozoic volcanic rocks from the Transvaal and Soutpansberg successions, South Africa. *Precambrian Res.* V. 42, p. 19-37.
- Dankevich I.V., Pavlov Y.A., Parfenov L.M., 1969. The deep-seated structure of the southern border of the Aldan Shield in the area of the Chul'man basin. *Geotectonics.* V. 4. P. 258-263.
- Davidson C.J., Large R.R., 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineral. Deposita.* v. 29, p. 208-223.
- Dazhong S., Wexing H., Min T., 1990. Origin of late Archean and Early Proterozoic rocks and associated mineral deposits from the Zhongitao Mountains, east-central China. *Precambrian Res.* V. 47, p. 287-306.
- DeMatties T.A., 1994. Early Proterozoic volcanogenic massive sulphide deposits in Wisconsin: an overview. *Econ.Geol.*, v. 89, p. 1122-1151.
- Etheridge M.A., Rutland R.W.R., Wyborn L.A.I., 1987. Orogenesis and tectonic processes in the early to middle Proterozoic of northern Australia. In: *Proterozoic Lithospheric Evolution.* Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., v. 17, p. 131-147.
- Farrow C.E.G., Watkinson D.H., 1992. Alteration and the role of fluids in Ni, Cu and platinum group element deposition, Sudbery Igneous Complex Contact, Onaping-Levack area, Ontario. *Mineralogy and Petrology.* Vol. 46. p. 252-268.
- Frietsch R. and Perdhal J.A., 1989. Geochemical features of Early Proterozoic volcanites in the Aitik sulfide ore and some other sulfide and iron ores in Norbotten, Northern Sweden. *Research Report*, Lulea University of Technology. 58 p.
- Gaal G., 1990. Tectonic style of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, v. 46, p. 83-114.
- Gaal G., Gorbatshev R., 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, V. 35, p.15-52.
- Gaal G., Sundblad K., 1990. Metallogeny of gold in the Fennoscandian Shield. *Mineralium Deposita*, v.25, N2, p.104-114.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R., 1989. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the Baltic Shield. *Tectonophysics*, v.162, p. 1-25.
- Gale G. H., 1983. Proterozoic exhalative massive sulphide deposits. *Geol. Soc. of America . Memoir* 161, p. 191-215.
- Garrison J. R., 1981. Coal Creek serpentinite, Llano Uplift, Texas: A fragment of an incomplete Precambrian ophiolite. *Geology.* V. 9, p.225-230.

- Glebovitsky V.A., Drugova G.M., 1993. Tectonothermal evolution of the western Aldan shield, Siberia. *Precambrian Res.* V.62. P.493-506.
- Green J.C., 1992. Proterozoic rifts. In: *Proterozoic crustal evolution* (K.C. Condie, ed.), p. 97-150.
- Hanski E.J., Smolkin V.F., 1989. Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, v. 45, p. 63-85.
- Helmstaedt H.H., Scott D.J., 1992. The Proterozoic ophiolite problem. In: *Proterozoic Crustal evolution*. K.E. Condie (ed.). Elsevier, 1992, p. 55-97.
- Hoatson D.M., Sproule R.A., Lambert D.D., 1997. Are there Voisey's Bay-type Ni-Cu-Co sulphide deposits in the East Kimberley of Western Australia? *AGSO Newsletter*, 27, p. 17-19.
- Honkamo M., 1987. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic volcanic rocks in northern Ostrobothnia, Finland. *Geol. Soc. Spec. Papers*, v. 35, p.59-68.
- Hoffman P.F., 1985. Is the Camp Smith belt (Northern Quebec) a klippe? *Canad. J. Earth Sci.*, v. 22, p. 136-1369.
- Hoffman P.F., 1988. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 16, p. 543-603.
- Hoffman P.F., 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, v.17, p. 135-138.
- Hoffman P.F., Bowring S.A., 1984. Short-lived 1.9 Ga continental margin and its destruction, Wopmay orogen, northwest Canada. *Geology*, v. 12, p. 68-72.
- Huhma H., 1986. Sm-Nd, U-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.*, v. 337, p. 1-48.
- Huhma H., Cliff R., Pertunen V., Sakko M., 1990. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 104, 369-379.
- Huhtelin T.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J., 1990. The Paasivaara PGE reef in the Penikat layered intrusion, northern Finland. *Mineralogy and Petrology*. Vol. 42. p. 53-69.
- James H.L., 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time. In: *Iron formations: Facts and problems*. *Developments in Precambrian geology*, v. 6, Elsevier, Amsterdam, p. 471-490.
- James S.D., Pearce J.A., Oliver R.A., 1987. The geochemistry of the Lower Proterozoic Willyama Complex volcanics, Broken Hill Block, New South Wales. *Geol. Soc. Special Publ.*, v. 33, p. 395-408.
- Juve G., Stroeth L.R., Vetrin V.R., Nilsson L.R., 1995. Mineral deposits of the international 1:250000 map-sheet Kirkenes. *Norges Geologiske Undersøkelse. Spec. Publ. 7. Geology of the eastern Finmark - western Kola Peninsula region*, p. 375-378.

- Kahkonen Y., 1987. Geochemistry and tectonomagmatic affinities of the metavolcanic rocks of the Early Proterozoic Tampere Shist Belt, Southern Finland. *Precambrian Res.* V.35, p. 295-312.
- Kinloch E.D., 1982. Regional trends in the platinum-group minerals; of the Critical Zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Econ.Geol.* Vol. 77, N 6.
- Kontinen A., 1987. The Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland - an Early Proterozoic ophiolite. *Precambrian Res.* V.35, p. 313-341.
- Krapez B., 1993. Sequence stratigraphy of the Archaean supracrustal belts of the Pilbara Block, Western Australia. *Precambrian Res.*, v.60, p.1-45.
- Kroner A., 1981. Precambrian Plate Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, v.8, p. 435.
- Kruger F.J., Duane M.J., Whitelaw H.T., 1999. The c. 2Ga Kheis tectonism in Southern Africa and associated MVT. *Mineral Deposits: Process to Processing*. Rotterdam. p. 1263-1266.
- Kullerud G., 1963. Thermal stability of pentlandite. *Canadian Mineralogist*. Vol.7., p. 432-444.
- Kumazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics. *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1994. V.100. № 1. P. 81-102.
- Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh., 1997. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological and Nd-Sr-Pb isotopic data. *An. Acad. Bras. Ci.* V.69. N3. P.296-312.
- Larue I.K., Sloss L.L., 1987. Early Proterozoic sedimentary basins of the Lake Superior region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 51, pt. 11, p. 1836-1874.
- Lewry J.F., Stauffer M.r. (Editors), 1990. The Early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America: Lithotectonic Correlation and evolution. *Geol Assoc. Can. Spec. Pap.*, v. 37, 505 p.
- McClay K.R., Campbell I.H., 1976. The structure and shape of the Jemberlina intrusion. *Geol. Magazine*, 113, pp. 129-139.
- McCourt S. The crustal architecture of the Kaapvaal crustal block, South Africa, between 3.5 and 2.0 Ga: a synopsis. *Mineral. Deposita*. 1995, v. 30, p. 89-97.
- McKenzie D., Bickle M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol*, v. 29, N 2, p. 625-679.
- Mean J.K., Rogers J.J.W., Fullager P.D., 1992. Lead isotopic composition of the western Dharwar Craton: Southern India evidence for distinct Middle Archaean terranes in a Late Archaean craton. *Geochim. Cosmochim Acta*, v.56, p. 2455-2470.
- Melezhik V. A., Hudson-Edwards K.A., Green A.H., Grinenko L.N., 1994. Pechenga area - part 2: nickel-copper deposits and related rocks. *Trans. Min. Metall. Sec. B*, v. 103, p. B146-B161.
- Melezhik V.A., Sturt B.A., 1994. 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*. V.36. P.205-241.

- Miller A.R., Turchenko S.I., 1995 Comparative Precambrian tectonics and metallogeny of the Churchill Province, Canadian Shield and Karelia Province, Baltic Shield. *Abstr. MAEGS 9*, St-Petersburg, p. 69-70.
- Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A., Balagansky V.V., 1991. New geochronological data on lower Precambrian complexes of the Kola Peninsula. Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelian-Kola region. *Apatity*, p. 12-16.
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., 1999. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusion of Kola province. *Mineral Deposits: Processes to Processing*. P. 58-67. Balkema, Rotterdam.
- Moorbath S., Windley B. (eds.), 1981. The origin and evolution of the Earth's continental crust. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A301, N 1461, p.185-487.
- Myers J.S., 1995. The generation and assembly of an Archaean supercontinent: evidence from the Yilgarn Craton, Western Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, v.95, p.143-154.
- Nelson D.O., Morrison D.A., Phinney W.C., 1990. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada/ *Can. J. Earth Sci.*, 27, pp.767-783.
- Nutman A.P., Gavrikova S.N., Chernyshev I.V., 1991. Late Archaean crust formation and Mid-Proterozoic reworking in the Stanovik block of the Aldan Shield, USSR. *Geol. Dept. Univ. Extension. University of W. Australia. Publ. 22*. P.89-97.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P., 1992. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic. *Precambrian Res.* V.54. P.195-210.
- Ohnenstetter M., 1992. Platinum group element enrichment in the upper mantle peridotites of the Monte Maggioro ophiolitic Massif (Corsica, France): Mineralogical evidence for ore-fluid metasomatism. *Mineralogy and Petrology*. Vol. 46.
- Pankaa H.S., Vanhanen E.J., 1992. Early Proterozoic Au-Co-U mineralization in the Kuusamo district. Northeastern Finland. *Precambrian Res.*, v. 58, N 1-4, p.387-400.
- Park R.G., 1997. Early Precambrian plate-tectonics. *South Afr. J. Geol.*, v. 100, 23-35.
- Park A.F., Bowes D.R., Halden N.M. and Koistinen T.J., 1984. Tectonic evolution at an Early Proterozoic continental margin: the Svecokareliides of eastern Finland. *J. Geodyn.*, v.1, p. 359-386.
- Patchett P.J., Arndt N.T., 1986. Nd isotopes and tectonics of 1.9-1.7 Ga crustal genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 78, p. 329-338.
- Patchett J., Kouvo O., 1986. Origin of continental crust 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon age in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, p. 1-12.

- Patchett J., Todt W. and Gorbatshev R., 1987. Origin of continental crust of 1.9 - 1.7 Ga age: Nd-isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden. *Precambrian Res.*, v.35, p.145-160.
- Pearce J.A., Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.19, p. 290-300.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Barket T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.36, p. 121-132.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson L.A., Sobolev N.V., 1995. Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics. *Nature*, v.374, p. 711-713.
- Pei Rongfu, Xiong Qunyao, Wu Liangchu, 1997. Tectonic and evolution of Precambrian metallogenic province in China. *Proc. 30th Int Geol. Congr. V.9*. p.15-30.
- Peltonen P., Koistinen A., Huhma H., 1996. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland. *J. Petrology*, v. 37, N6, p. 1359-1383.
- Percival J.A., Stern R.A., Skulski T., Card K.D., Mortensen J.K., Begin N.J., 1994. Minto block, Superior Province: missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, v.22, p. 839-842.
- Pharaoh T.C., Brewer T.S., 1990. Spatial and temporal diversity of the Early proterozoic volcanic sequence comparison between the Baltic and Laurentian Shields. *Precambrian Res.* V.47, p. 169-189.
- Pharaoh T.C., Pearce J.A., 1984. Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Res.* V.10, p. 283-309.
- Pharaoh T.C., Warren A., Walsh N.J., 1987. Early Proterozoic metavolcanic suites of northernmost part of the Baltic Shield. *Geol. Soc. Spec. Publ.* V. 33, p. 41-58.
- Pushkarev Yu.D., 1999. The nature of super-large ore deposits: A crust-mantle interaction within a mantle. *Mineral Deposits: Process to Processing*. Eds. Stanley et al. Balkema, Rotterdam, p. 1345-1348.
- Rapp P.R., Watson T.B., Viller C.F. Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondjemites and tonalities. *Precambrian Res.* 1991. Vol.51, pp.373-381.
- Reid D.I., Welke H.J., Erlank A.J., Moyes A., 1987. The Orange River Group: a major Proterozoic calcalkaline volcanic belt in the western Namaqu Province, southern Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, v. 33, p. 289-309.
- Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W., 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature*, v.310, p.198-202.
- Roscoe S.M., Card K.D., 1992. Early Proterozoic tectonic and metallogeny of the Lake Huron region of the Canadian Shield. *Precambrian Res.*, v.58, p. 99-120.

- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D., 1994. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. Archean crustal evolution (edit. K.C.Condie). Elsevier. Amsterdam-Lausanna-NewYork-Oxford-Shannon-Tokyo. P.411-459.
- Rozen O.M., Fedorovsky V.S., 2000. Origin of collisional granites and granite -gneiss domes. In Geodynamic and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology. M. 2000. P. 13-30.
- Sarkar A.N., 1982. Precambrian tectonic evolution of Eastern India: a model of converging microplates. Tectonophysics. V. 86. P. 363-397.
- Sims P.K., Card K.D., Lumberg S.B., 1990. Evolution of Early Proterozoic basins of the Great Lake Region. Geol. Survey of Canada. Vol. 81-10, p. 379-397.
- Shaw D.M., 1973. Interpretation geochemique des elements en traces dans les roches cristallines. Paris, 237 p.
- Smith T.E., 1992. Volcanic rocks of Early Proterozoic greenstone belts. In; Proterozoic crustal evolution. (Ed. Condie K.C.). Elsevier. P.7-54.
- Southwick D.L., Halls H.C., 1987. Compositional characteristics of the Kenora-Kabetogama dyke swarm (Early Proterozoic), Minnesota and Ontario. Can. J. Earth Sci., 24, p. 2197-2205.
- Stumpfel E.F., Tarkian M., 1977. Platinum genesis: new mineralogical evidence. Econ. Geol. Vol. 71, N 7. P. 435-447.
- Sutton J., Windley B.F. (eds.), 1973. A discussion on the evolution of the Precambrian crust. Phil. Trans. Royal Soc. London, A273, N 1235, p. 315-581.
- Syme E.S., Bailes A.H., 1993. Stratigraphic and tectonic setting of Early Proterozoic volcanogenic massive sulfide deposits, Flin Flon, Manitoba. Econ. Geol., v. 88, p. 566-589.
- Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A. et al., 1982. Crustal evolution of Southern Africa. Springer-Verlag, N.Y., 523 pp.
- Taylor S.R., 1964. Abundance of chemical elements in continental crust: a new tables. Geochem. et Cosmochem. Acta, v. 28, N 8, p. 1273-1285.
- Taylor S.R., 1987. Geochemical and petrological significance of the Archaean-Proterozoic boundary. Geol. Soc. Spec. Publication. N 33, 3-8.
- Titley S.R., 1993. Relationship of stratabound ores with tectonic cycles of the Phanerozoic and Proterozoic. Precambrian Res., v. 61, p. 295-322.
- Turchenko A.S., Bogomolov E.S. 1997. Sm-Nd isotope dates of anorthosite-hosted rhythmic horizons in the Pansky Tundra layered intrusion, NW Russia. Mineral Deposits: Research and exploration where do they meet? Proc. of 4th Biennial SGA Meeting, Turku, Finland. P. 129-134.
- Turchenko A.S., Bogomolov E.S., Turchenko S.I., 1998. Petrologic and Isotope Geochemical Features of PGE -bearing Horizons in the Pansky Tundra layered Intrusion (2.5 Ga),

- Fennoscandian Shield, Russia. International Platinum (Eds. N.P.Laverov & V.V.Distler), Theophrastus Publications. St.-Petersburg-Athens, p. 71-78.
- Turchenko S.I., 1992. Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* V. 58, p. 121-141.
- Turchenko S.I., 1995. The Archaean-Early Proterozoic boundary at basement of the East European craton: continental growth, tectonic and metallogenic style changes. Abstr. Supplement European Union of Geosciences. Strasbourg. April, 1995. *Terra Nova*, v.7, p.103.
- Turchenko S.I., 1999. Wollastonite of Russia and CIS countries: Short inventory and application aspect. *Industrial Minerals: Deposits and new Developments in Fennoscandia. Proc. of International Conference. Petrozavodsk.* P.46-48.
- Turchenko S.I., Dagelaysky V.B., Chesalov L.E., Mitrakova O.V., 1997. Precambrian metallogeny and tectonics of Northern Eurasia: Atlas of metallogenic zoning (metallotects and GIS-technology - a new methodological approach). Abstr. *Geological cartography and geoinformation systems for land and environmental planning in European Regions. Barselona, Spain*, pp. 87-91.
- Turchenko S. I., Semenov V.S., Amelin Yu.V., 1991. Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and types of the Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralization. *New ore types in Northern Fennoscandia. Geol. Foren. Stockholm Forh.*, 113, p. 70-72.
- Turchenko S.I., Felitsin S.B., 1997. Enrichment of Co in sedimentary organic matter: a first step of Co-bearing sediment hosted stratiform sulphide deposits. In: *Mineral Deposits: Research and Exploration. Where do they meet? Balkema, Rotterdam*, p. 123-124
- Vivallo W., Claesson L., 1987. Intra-arc rifting and massive sulphide mineralization in an early Proterozoic volcanic arc. *Geol. Soc. London, Spec. Publ. V. 33*, p. 69-80.
- Vogel D.C., James R.S., Keays R.R. et al., 1997. PGE-Cu-Ni mineralization and potential of the Agnew intrusion, Ontario, Canada. 4th Biennial SGA Meeting, Turku, Finland, p. 513-516.
- Vogel D.C., Vuallo J.I., Alapieti T.T., James R.S., 1998. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparisons between ca. 2500-2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields. *Precambrian. Res.*, v., 92, N 2, p. 89-116.
- Walraven F., Armstrong R.A., Kruger F.J., 1990. A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapvaal craton, the Bushveld Complex and the Vredeford structure. *Tectonophysics*, v. 171, p. 23-48.
- Ward P., 1987. Early Proterozoic deposition and deformation at the Karelian craton margin in southeastern Finland. *Precambrian Res.* V. 35, P.71-93.
- Weaver B.L., Tarney J., 1981. The Scouire dyke suite: petrogenesis an geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib Mineral. Petrol.*, 78, pp. 175-188.

- Wilson J.T., 1989. The origin of continents and Precambrian history. Royal Soc. Canada Trans., v. 43, ser.3, sec. 4, p. 157-185.
- Wilson A.H., Prendergast M.D., 1989. The Great Dyke of Zimbabwe. In: Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume. London, pp. 1-20.
- Wilson M.R., Hamilton P.J., Fallick A.E., Aftalion M. and Michard A., 1985. Granites and Early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics. Earth Planet. Sci. Lett., 72: 376-388.
- Windley B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: Proterozoic crustal evolution. P. 419-446. Condie K.S.(Ed.).Elsevier.
- Wyborn L.A.I., Page R.W., Parker A.J., 1987. Geochemical and geochronological signatures in Australian Proterozoic igneous rocks. Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites. Geol. Soc. Spec. Publ., V. 33, p. 377-394.
- Yao Y., Robb L.J., 2000. Gold mineralization in paleoproterozoic granitoids at Obuasi, Ashanti region, Ghana. South African Journ. of Geology. V.103, p. 255-278.
- Yong G.M., 1983. Tectono-sedimentary history of Early Proterozoic rocks of the northern Great Lake region. Geol. Soc. Am. Mem., 160, p. 15-32.
- Zwaan K.B., 1995. Geology of the West Tromse basement complex, northern Norway with emphasis on the Senja shear belt. NGU Bulletin. № 427. P.33-36.