

**МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОНД РСФСР**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ
ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ
ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Москва 1978

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОНД РСФСР

553, 3

ТРУДЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ
ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ
ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

2472



Москва 1978

Научный редактор — В. З. Негруца
Редактор — Н. А. Чернобай

В книге приводятся результаты формационного анализа докембрийских образований, рассматривается история геологического развития восточной части Балтийского щита от архея до современных дней. Охарактеризована металлогеническая специализация беломорского, лопского, карельского и рифейского комплексов, формационных рядов и формаций, показана роль разных этапов, в т. ч. протерозойских, палеозойских и мезокайнозойских активизаций и эпох пенепленизации в рудогении щита. Наиболее детально описаны осадочно-вулканогенные в различной степени метаморфизованные формации. Рассмотрены общие вопросы размещения рудных месторождений в докембрийских осадочных породах и дана схема их генетической классификации. Показана важная роль экзогенеза и тектоно-магматической активизации в минерагенической специализации щита.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. Д. Беляев (гл. редактор), *Е. К. Джанчури*, *В. Ф. Жабрев*, *А. И. Кацков*, *Л. И. Кириченко*, *В. З. Негруца* (зам. гл. редактора), *В. В. Проскуряков* (зам. гл. редактора), *В. С. Саванин*, *А. П. Саломон*, *Е. Л. Тушевский*, *Н. А. Чернобай* (ученый секретарь редколлегии).

ВВЕДЕНИЕ

Основу детального прогнозирования и направления поисковых работ составляют прямые признаки наличия руды и благоприятные поисковые, в первую очередь минералого-геохимические и геофизические критерии. Общегеологические факторы, являющиеся определяющими при региональных прогнозных построениях, на стадии детального прогноза, нередко учитываются лишь в качестве дополнительных косвенных данных. Между тем в условиях слабой обнаженности и сравнительно высокой степени изученности территории, какой является восточная часть Балтийского щита, организация поисковых работ по прямым признакам наличия полезного ископаемого становится все более тяжелым и малоэффективным делом.

Высокие перспективы территории связаны в первую очередь с обширными, сильно задернованными, заболоченными и покрытыми озерами участками, недоступными для оценки без применения глубинных методов поисков; на долю таких практически неизученных участков по оценкам разных специалистов приходится от 50 до 93% суммарной площади территории. Не менее важными являются глубинные горизонты, перспективные для поисков месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Первоочередной интерес в этом плане представляют рудные узлы, рудные поля и глубокие горизонты месторождений. Реализация этих перспектив требует коренного изменения практики прогнозирования, с выходом на выделение по косвенным данным не только площади, перспективной под поиски, но и конкретных рудоконтролирующих структур в пределах этих площадей и определения путей и методики их достоверной оценки. Поскольку рудность геологической структуры является результатом истории ее развития, постольку уровень знания геологической истории предопределяет достоверность прогноза, качество и эффективность методики оценки перспективности того или иного участка в связи с возможностью обнаружения полезных ископаемых.

Восточная часть Балтийского щита характеризуется исключительно сложным строением. В первой половине геологическо-

го развития территории до 1600 млн. лет тому назад, здесь имело место не менее трех полных тектоно-магматических мегациклов, включающих экзогенез, в его полном и фашиально изменчивом проявлении, складчатость, интрузивный магматизм, региональный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации, пенеппенизацию и кратонизацию; последующие 1600 млн. лет определяют дальнейшее усложнение структуры и минерогении кратонизированной области, вследствие постоянной, непрекращающейся до сих пор, борьбы между эндогенными процессами, которые проявляются на глубинах до первых тысяч метров от дневной поверхности и гипергенными преобразованиями, проникающими на первые десятки, реже сотни метров ниже дневной поверхности. Постоянная денудация способствовала направленному углублению положения зоны гипергенеза, а воздымание выводу к дневной поверхности все более глубинных участков земной коры, последнее приводило с одной стороны к наложению низкотемпературных гидротермальных изменений на образования глубинных зон сиаля, с другой к участию эндогенных образований глубинных фаций в питании области экзогенной аккумуляции. Знание и учет характера и интенсивности проявления этих процессов в каждый конкретный отрезок времени и каждой конкретной структуре щита — непременное условие эффективности и качества поисковых работ.

Несмотря на сравнительно высокую степень изученности, многие вопросы геологического развития и металлогении восточной части Балтийского щита остаются невыясненными. Практически не изученным оказалось большинство аспектов тектоно-магматических активизаций на щите, хотя вследствие этих процессов образовался ряд важнейших месторождений, в том числе в массивах центрального типа; в начальной стадии изучения находятся проблемы экзогенного рудообразования на территории щита; тем не менее, чрезвычайно важная роль экзогенеза в металлогенической специализации щита очевидна. Успехи, достигнутые в области изучения литологии и палеовулканизма ятулия и лопия, а также мезокайнозойских кор выветривания Кольского полуострова и отчасти рыхлых четвертичных отложений, свидетельствуют о весьма больших перспективах планомерных исследований в этом направлении. Более полно изучены эндогенные процессы рудопроявлений на территории, но и здесь неясных и практически неразработанных проблем много. В частности остаются неразработанными вопросы связи магматизма, метаморфизма, метасоматоза и тектонической структуры в эволюции мегаблоков с их металлогенической специализацией; очень существенным, но совершенно неизученным является вопрос об эрозийном срезе разных блоков, особенно о его изменении в течение разных эпох пенеппенизации, начиная с архея.

В настоящем сборнике сведены некоторые результаты первой попытки анализа истории геологического развития щита, от наиболее древнего архейского этапа до наших дней. При этом главное внимание уделено исследованию экзогенных образований, позволяющих наиболее полно проследить в едином ключе ход развития территории в докембрии и фанерозое, что представляется оправданным еще и потому, что эндогенным образованиям, в том числе в их эволюционном развитии, посвящена достаточно большая литература. Описание базируется на формационном анализе, выполненном с близких методологических позиций. Не все этапы геологической истории щита освещены с необходимой полнотой, поскольку и их отношение к современной металлогенической специализации территории неодинаково. Наиболее подробно изложен материал по карельскому комплексу, рассматриваемому как перспективный на выявление ряда принципиально новых для региона видов полезных ископаемых, в том числе крупных стратиформных месторождений типа меденосных песчаников, кварцевых конгломератов, черных сланцев, метаморфизованных фосфоритов и др. При этом для сравнения и получения более полной картины привлекаются данные по другим регионам Русской платформы, в частности Кривому Рогу и КМА. Неравноценность материала по разным комплексам предопределяется, главным образом, неодинаковой степенью их изученности.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Геологическая история Балтийского щита насчитывает более 3500 млн. лет [15, 7]. За это время щит испытал тектоно-магматическое и гипергенное преобразование, суммарный эффект которого и определяет его современное строение и металлогенические черты. В схематизированном виде намечается эволюция тектонического режима магматизма и осадконакопления от пермобильного прогеосинклинального, на начальном этапе развития сиаля, до состояния тектонически сравнительно пассивного кратона в течение последних 1600 млн. лет [3]. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что на всем протяжении области щита практически не прекращала испытывать на себе термальное воздействие глубинных процессов, а гидротермальное преобразование пород верхней зоны сиалической коры не прекращалось вплоть до мезозоя включительно. Имеются данные, указывающие на то, что на глубинах порядка семи километров температура воды достигает 150°. Следовательно, потенциальная возможность гидротермального рудообразования на соответствующих глубинах сохраняется до сих пор. Мощная непрерывная эрозия, начавшаяся в отдельных зонах уже в архее и продолжающаяся до наших дней, обусловленная общим пульсационным подъемом территории, способствовала выводу на дневную поверхность все более глубоких частей коры. Причем разные тектонические блоки отличались различной интенсивностью подъема и эрозии. Поэтому их вывод выше геотермической изограды, при которой возможна миграция рудного вещества и его концентрация в соответствующих благоприятных структурах, происходил в разное время, начиная с протерозоя и кончая четвертичным периодом. Соответственно, в доступной для современного изучения и практического освоения верхней части земной коры рудная минерализация потенциально может иметь разный возраст в разных блоках. Устанавливаются по меньшей мере 6 металлогенических эпох, соответствующих шести геотектоническим циклам развития территории — беломорскому, лопскому, карельскому, рифейскому, раннепалеозойскому и позднепалеозойскому. Роль мезокайнозойского текто-

генеза в металлогении щита до последнего времени недооценивалась. Накопилось много данных, свидетельствующих о постгерцинской гидротермальной минерализации в период мезокайнозоя, практическая значимость которого еще окончательно не выяснена. С мезокайнозойским этапом связано формирование ряда крупных экзогенных месторождений в корях выветривания.

Металлогения щита определяется двумя генетическими группами рудной минерализации — эндогенной и экзогенной. Эндогенная группа объединяет магматогенную, метаморфогенную, гидротермальную и метасоматическую минерализации. В экзогенную группу входят месторождения и проявления первично остаточного (кор выветривания), осадочного (седиментогенного), осадочно-вулканогенного и инфильтрационного происхождения (рис. 1). Все эти типы минерализации устанавливаются, начиная с беломорского и кончая мезокайнозойским циклами тектогенеза. Как эндогенное, так и экзогенное оруденение трех ранних мегациклов в той или иной степени регионально метаморфизовано; минерализация беломорского цикла подверглась метаморфизму трижды, лопская — дважды, карельская — метаморфизована в один цикл. Причем интенсивность метаморфизма в региональном плане последовательно уменьшалась во времени от цикла к циклу. С беломорским мегациклом связано широкое проявление ультраметаморфизма, приведшее к региональной гранитизации. В период лопского и карельского циклов метаморфизм проявлялся неравномерно в разных зонах и менялся от зеленосланцевой фацции до амфиболитовой, а в отдельных локальных зонах, возможно, до гранулитовой. Метаморфизм обуславливал перераспределение рудного вещества, приводил к осложнению морфологии ранее возникших рудных концентраций, возникновению новых, увеличению контрастности руд, а в отдельных случаях и к их разубоживанию. Соответственно, чем древнее рудная залежь, тем сложнее ее генетическая природа и многообразнее ее морфология.

Главными рудо локализирующими структурами на всем протяжении геологической истории щита были зоны глубинных разломов, разделявших территорию на блоки разной тектонической активности и с различной мощностью палеокоры. С зонами глубинных разломов, как правило, совпадают границы фациально-палеогеографических зон и зон метаморфизма. Как зоны повышенной проницаемости они являются главными поясами основных-ультраосновных рудоматеринских интрузий. Поэтому именно с ними совпадают зоны, где сочетались благоприятные рудообразующие факторы как для экзогенного, так и для эндогенного рудонакопления. Им соответствуют современные металлогенические зоны Балтийского щита.

Для наиболее раннего беломорского мегацикла до 3500 млн. лет геологической истории восточной части Балтий-

ского щита устанавливается три мегаблока, сочленявшихся возможно, по зонам глубинных разломов — Кольский, Беломорский и Карельский (рис. 2а).

Кольский и Карельский мегаблоки сложены магматогенными образованиями плагиогранит-диоритового ряда, Беломорский — сильно мигматизированным комплексом вулканогенно-осадочных пород. Последние пронизаны многочисленными интрузиями основных-ультраосновных пород, объединяющимися в друзитовый комплекс. Осевой зоне этой области соответствует гранулитовый пояс Кольского полуострова, окончательное становление которого очевидно произошло только в карельский мегацикл. Соответственно Беломорский блок определяется как основная область осадконакопления, возможно, с океаническим типом коры: Кольский и Карельский мегаблоки — как области относительного поднятия с субконтинентальным типом палеокоры, испытавшие интенсивное гранитообразование. Краевые части Беломорской области осадконакопления и вулканизма возможно отличались повышенным железонакоплением, которое явилось источником формирования полигенных железорудных месторождений Оленегорского типа. Металлогения во внутренней зоне этой области определялась бедной колчеданной минерализацией — источником формирования в последующие геологические циклы рудопроявлений типа фальбанд.

Лопский мегацикл 3500—2700 млн. лет проявился после длительного периода тектонического покоя, следовавшего за эпохой складчатости и метаморфизма беломорского мегацикла (Богданов и др. 1973, Негруца и др. 1973). В консолидированной гетерогенной коре возникла новая система глубинных разломов субмеридионального простирания в пределах Карельского блока и субширотная в зоне сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков (рис. 2б). Вдоль этих зон оформлялись линейные структуры шовного типа, характеризовавшиеся интенсивным вулканизмом и осадконакоплением эвгеосинклинального типа. По составу излившихся пород и характеру связанного с ними оруденения, устанавливаются два типа таких прогибов — преимущественного развития вулканогенных пород основного состава с медно-колчеданным оруденением и преимущественного развития вулканитов среднего и кислого состава с залежами железистых кварцитов. Беломорский мегаблок в этот период характеризовался таласократонным тектоническим режимом. В его периферийных частях, в морских условиях за счет размыва кор выветривания накапливались мощные толщи высокоглиноземистых пелитовых пород, давших по размерам месторождения глинозема типа кианитовых сланцев Кейвской и Хизоварской зон. Во внутренних частях этой области накапливались глинистые отложения, метаморфизованные в кианит-ставролитовые сланцы. К шовным прогибам и зонам сочленения Бело-

морского мегаблока с Карельским и Кольским мегаблоками приурочивались интрузии основных-ультраосновных магм с бедным медно-никелевым оруденением. Блоки, разделявшие шовные прогибы, являлись ареной мощного гранитообразования и калиевого метасоматоза с редкометальной металлогенической специализацией, наиболее интенсивных в частях блоков, непосредственно прилегающих к шовным прогибам (рис. 2б).

После завершения лопского мегацикла восточная часть территории щита длительное время представляла собой тектонически устойчивую область, в пределах которой происходило интенсивное химическое выветривание и формирование мощных залежей элювия коры выветривания [9]. Выветривание протекало в условиях атмосферы, недонасыщенной кислородом. В результате, в пределах суши происходило полное разложение алюмосиликатов и высвобождение из них рассеянных рудогенных элементов. Это обуславливало формирование мощного элювия, который, в зависимости от субстрата, местами был обогащен устойчивыми к выветриванию минералами: цирконом, касситеритом и др., способными к легкому вымыванию из коры и их переносу, в том числе со взвесями и в виде растворов. Все это благоприятствовало седиментогенному рудному образованию в период карельского мегацикла. В благоприятных структурах часть остаточной коры выветривания была законсервирована под образованиями карельского комплекса и может явиться объектом для поисков рудных месторождений остаточного типа [10].

Карельский мегацикл знаменовался расколом территории на четыре мегаблока и заложением вдоль их границ протяженных линейных тектоно-вулканических прогибов с чертами континентальных рифтов (рис. 3).

В пределах блоков развилась система разломов северо-восточного и субмеридионального простирания, перпендикулярная к границам блоков. В начальный этап мегацикла в пределах зон на границах блоков происходил интенсивный вулканизм и накопление мощных толщ основных и кислых вулканогенных пород с четкой специализацией на медь (рис. 3а), с этим этапом связано формирование образований типа трубок взрыва. Второй этап карельского мегацикла фиксируется широкой трансгрессией, которая к концу периода охватила большую часть территории. В пределах Карельского мегаблока в этот период происходило формирование мощных толщ кварцевых конгломератов с оруденением и кварцитов, специализированных на медь; по обрамлению массива и в его наиболее погруженных частях накапливались мощные толщи карбонатных пород с горизонтами карбонатных фосфоритов, гематитовых руд и магнезитов и толщи черных сланцев, первично обогащенных медью, полиметаллами, ванадием, кобальтом (рис. б, в). Осадконакопление периодически прерывалось вулканизмом, приведшим к нако-

плению медьсодержащих вулканогенных пород и формированию кремнистых осадков [12]. С последним параксизмом вулканизма связаны внедрения вдоль зон глубинных разломов никеленосных интрузий Печенгско-Имандраварзугской и Куоло-Выгозерской зон и титаномагнетитовых интрузий в Онежской структуре [4]. Вулканизм проявился в четыре фазы, каждая со слабо выраженным гомодромным направлением дифференциации магмы, при общей антидромной тенденции вулканизма в целом.

Вторая половина карельского мегацикла знаменуется общей инверсией, заложением в пределах Свеко-Ладожского блока флишевого прогиба, интенсивной складчатостью, интрузиями гранитов с редкометальной тенденцией оруденения и формированием перспективной на медь молассоидной формации (рис. 3 г, д). С гранитообразованием этого периода, вероятно, связано формирование беломорской слюдоносной провинции. Завершается карельский мегацикл эпикарельской тектоно-магматической активизацией, фиксируемой внедрением крупных массивов гранитов-рапакиви и их возможных аналогов ара-гранитов, специализированных на цветные и редкие металлы.

Рифейский мегацикл (1650—620 млн. лет) характеризовался континентальным стоянием большей части территории и платформенным режимом тектогенеза (рис. 4а). Наиболее подвижные в карельский мегацикл осевые тектонические зоны Беломорского и Свеко-Ладожского мегаблоков отмечаются системами разломов, вдоль которых закладываются протягивающиеся с платформы рифейские седиментационные авлакогены. По осевым разломам структур в рифее местами проникают магматические расплавы, фиксирующиеся в виде покровов диабазов и трубок взрыва. Отмечаются зоны гидротермальной минерализации, обусловившей формирование жильных месторождений аметиста и флюорита в рифейских песчаниках, а также и свинцово-цинковой минерализации в породах фундамента в бортовых частях авлакогенов. В крайней северной части территории в рифейское время была заложена гиперборейская геосинклинальная область, протягивающаяся из Норвегии к юго-востоку через п-ов Канин на Тиман и соединяющаяся с Уральской рифейской геосинклиналию. Внешняя зона этой геосинклинали, охватывающая п-ов Средний, остров Кильдин и северо-восточное побережье Кольского полуострова характеризуется накоплением мощных толщ терригенных отложений с погребенными россыпями циркона и титановых минералов и пластовыми залежами бедных фосфоритов, а также признаками медной минерализации. Она отмечается поясом долеритовых даек и широкой полосой гидротермальной переработки пород фундамента, с которой связаны жильные проявления свинца и цинка.

Ранне- и позднепалеозойские мегациклы проявились в пределах щита в виде широких зон активизации, отмечаемых ще-

лочно-ультраосновными и щелочными интрузиями центрального типа, поясами щелочных даек, заложением протяженных грабен с терригеннокарбонатным осадконакоплением и мощным магматизмом (рис. 4б). С этапами палеозойской активизации связано формирование месторождений апатит-нефелина, а также залежей магнетитовых руд и редкометальная минерализация [6].

В период мезокайнозоя на рассматриваемой территории происходило мощное выветривание и эрозия [13, 1]. С процессами выветривания связано формирование крупных месторождений вермикулита и франколитовых руд на массивах центрального типа, а также месторождений каолинитовых глин. Имеются предпосылки обнаружения силикатного никеля, связанного с корами выветривания на ультрабазитах и габбро, и возможно бокситов в пределах склонов щита, а также россыпных месторождений. Устанавливаются признаки активизации некоторых зон ранее возникших разломов и заложение новой системы расколов, фиксируемой расланцеванием и низкотемпературной гидротермальной минерализацией, в том числе по образованиям позднепалеозойского цикла (рис. 4в).

Данные сейсмического зондирования, термометрии и анализ локализации эпицентров землетрясений указывают на то, что наиболее подвижные зоны протерозоя, в частности Кандалакшская зона, остаются тектонически достаточно активными и в настоящее время.

Таким образом, современные металлогенические черты рассматриваемой территории оформились в результате многократного проявления эндогенных и экзогенных процессов рудообразования в связи 7 мегациклами тектонического развития территории. Соответственно намечаются 7 металлогенических эпох, каждая со своей специализацией. Наиболее продуктивными, согласно имеющимся данным, являются лопская, карельская, раннепалеозойская и позднепалеозойская металлогенические эпохи, в период которых и оформились основные металлогенические зоны Балтийского щита. [3, 2].

На территории щита имеются признаки структур типа астроблем. К таковым, по мнению ряда исследований [8] относится, в частности, котловина оз. Большого Янис-ярви в южной Карелии. Их изучение может представить практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. Изд-во «Наука», 1966.

2. Беляев К. Д. Металлогения восточной части Балтийского щита. В кн.: «Корреляция докембрия», М., 1975.

3. Билибина Т. В., и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. В кн.: «Металлогения докембрия», Ленинград, 1975.

4. *Богачев А. Н.* и др. Научные основы прогнозирования сульфидных медно-никелевых месторождений в Карелии. В кн.: «Металлогения докембрия», Ленинград, 1975.
5. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г.* Высокомагнезиальный вулканизм докембрия юго-восточной части Балтийского щита. В кн.: «Вулканизм докембрия». Петрозаводск, 1976.
6. *Кухаренко А. А.* и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, т. LXXII, вып. 2. Л., Недра, 1971.
7. *Лобач-Жученко С. Л.* и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Изд-во «Наука», Ленинград, отд., Л., 1972.
8. *Масайтис В. Л.* Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Изд-во «Недра» Ленингр. отделение, Л., 1973.
9. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Проблемы геологии докембрийских кор выветривания и их минералогия. В кн.: «Докембрийские коры выветривания», Москва, 1975а.
10. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Роль литогенеза в металлогении карелид и их формационных аналогов. В кн.: «Металлогения докембрия», Л. 1975б.
11. *Негруца В. З.*, Геохимия литогенеза метатерригенных пород карельского комплекса в связи с металлогенической специализацией докембрийских кварцевых конгломератов. «Литология и осадочная геология докембрия». М. 1973.
12. *Светов А. П.* Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита. В кн.: «Вулканизм докембрия», Петрозаводск, 1976.
13. *Сидоренко А. В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М., 1958.
14. *Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочн. и осадочн.-метаморф. пород. «Наука», 1970.
15. *Салон Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Изд-во «Недра». Ленингр. отделение, Л. 1973.

*М. А. Корсакова
В. Н. Корсаков*

БЕЛОМОРСКИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО СЛЮДОНОСНОСТИ

Породы беломорского прогеосинклинального структурно-формационного комплекса пользуются максимальным распространением в пределах Беломорского блока, где они слагают более 90% его площади; в Карельской и Кольской складчатых областях ими сложены разновеликие блоки фундамента, общая площадь которых составляет порядка 50% от площади этих областей.

Беломорский комплекс является древнейшим на щите (архейским) и включает специфические и неповторимые в истории земли формации, образованные в результате сложного взаимодействия процессов осадконакопления, вулканизма, метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма. Выделяются пять формаций, называемых по преобладающей метаморфической парагенетической ассоциации пород: биотитовых и амфиболовых гнейсов, амфиболито-гнейсовая, слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов, пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов и джеспилитовая амфиболито-гнейсовая.

Первичная природа метаморфических пород, входящих в перечисленные формации, в большинстве случаев не может быть достоверно восстановлена, поскольку первичные признаки исходных пород существенно видоизменены. Большинство исследователей придерживается мнения об их осадочном генезисе, однако доказательства преимущественно осадочного происхождения рассматриваемых архейских метаморфических пород, не всегда достаточно убедительны. Предположение о соответствии метаморфической полосчатости первичной слоистости чаще всего не подкрепляется необходимым фактическим материалом, а указания на соответствие бластокатакластических структур реликтовым псаммитовым структурам [9, 2, 12] во многих случаях оказались ошибочными.

Комплекс геолого-петрографических и геохимических данных позволяет считать более вероятным преимущественное развитие в архее слабо дифференцированных вулканогенных формаций основного состава. Об этом свидетельствует наличие многочисленных реликтов амфиболитов в составе нижних толщ беломорской и кольской серии (рис. 1), преобладание в соста-

ве большинства остальных толщ амфиболитов и пироксенсодержащих кристаллических сланцев, в которых иногда отмечаются реликтовые офитовые и габбровые структуры. Петрохимическое изучение этих пород свидетельствует о их соответствии эффузивам среднего и основного состава и их туфам [2, 7].

Все архейские метаморфические формации, за исключением, вероятно, формации слюдяных и высокоглиноземистых



Рис. 1. Реликты амфиболитов в нижней (керетьской) толще беломорской серии (гнейсовая формация). Восточное побережье Белого моря, дер. Кереть.

гнейсов, включают в том или ином объеме первично коровые образования фундамента, представленные гнейсо-гранитами, гнейсо-диоритами и мигматитами. В настоящее время отсутствуют однозначные геологические и геофизические критерии, позволяющие достоверно в каждом конкретном случае провести отделение образований фундамента от суперкрупных толщ беломорского комплекса. Это связано с их совместной неоднократной переработкой в процессе складчатости и метаморфизма, приведших к выравниванию состава, текстурно-структурных, петрофизических и петрохимических особенностей слагающих их пород.

Структурный план рассматриваемых суперкрупных образований характеризуется наличием широких изометричных,

а также куполовидных и брахиформных складок, группирующихся в системы сопряженных линейных структур общей северо-западной или субмеридиональной ориентировки. Эти региональные структуры осложнены многочисленными наложенными складчатыми формами различного простирания [3, 18, 14, 15].

Характеристика выделенных формаций приведена в таблице 1.

В составе беломорского структурно-формационного комплекса широко представлены формации сложного магматогенно-ультраметаморфогенного генезиса. Субстратом для них являлись как суперкрупные породы, так и первично-коровые образования. При этом в одних случаях, преобразование субстрата ограничивалось перекристаллизацией с умеренным приносом вещества (собственно беломорские габбро-диорит-чарнокитовая и мигматит-плагиигранитовая формации). В других случаях имели место интенсивные процессы гранитизации, включая палингенез и реоморфизм. Особенно интенсивно эти процессы развивались на рубеже лопского и карельского мегациклов (2700—2800 млн. лет). Они привели к образованию полигенных формаций: чарнокит-диорит-гранитовой и мигматит-плагиигранит-гранитовой.

К беломорскому мегациклу относится первое появление на шите габбро-диабазовой формации, являющейся сквозной, с некоторыми вариациями, зависящими от конкретной геологической обстановки, сопровождающей всю сложную длительную историю развития региона. На границе беломорского и лопского мегациклов происходило формирование специфической друзитовой формации, локализуемой в пределах Беломорского блока. Характеристика интрузивных и ультраметаморфогенных формаций приведена в таблице 2.

Анализ составленных в Тематической комплексной экспедиции СЗТГУ с участием ВСЕГЕИ геолого-формационной и металлогенической карт региона показал, что беломорские образования, развитые на разных блоках (в разных структурно-формационных зонах) отличаются количественным и качественным набором формаций, их стратиграфическими соотношениями, степенью и характером метаморфизма пород, структурным планом и металлогенической специализацией. Группы формаций, развитые в пределах одной структурно-формационной зоны, объединяются в формационный ряд. Выделяется пять латеральных формационных рядов: беломорский, кольский, лапландский, карельский и ладожский. Их характеристика приведена в таблице 3, а области развития показаны на рис. 2.

Стратиграфическая последовательность выделенных формационных единиц в пределах одной зоны, а также возрастная корреляция однотипных формаций из разных зон, в ряде слу-

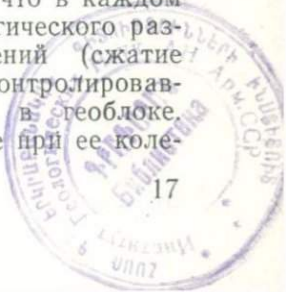
чаев является условной, поскольку первичные взаимоотношения формации часто затушеваны интенсивными и неоднократными тектоническими движениями.

Комплексный анализ всех известных характеристик формаций и формационных рядов беломорского комплекса в совокупности с материалами региональных геофизических исследований (гравиметрических, аэромагнитных, сейсмических) позволил нам подойти к выяснению некоторых закономерностей развития региона, предопределивших металлогеническую специализацию указанных выше формационных рядов. Рассматриваются лишь некоторые аспекты проблемы локализации мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов, не претендующие на полноту охвата всей совокупности вопросов, связанных с пегматитами. Проблема образования в этих толщах железистых кварцитов не обсуждается, поскольку она достаточно полно освещена в печати [6, 4].

На рис. 3 приводится один из составленных нами гравиметрических профилей, пересекающих Карело-Кольский регион и Финляндию с юго-запада на северо-восток по линии: западная граница Финляндии — озера Куйто — восточный берег Белого моря — северный берег Белого моря — Кейвы. Сплошной линией показана региональная составляющая поля силы тяжести Δg (в условном уровне). По ее минимальным значениям проведена осредненная кривая Δg , (пунктирная линия), имеющая волновой характер, с двумя максимумами и двумя минимумами. Представляется, что эта волнообразная кривая, фиксирующая распределение «плотных» и «легких» пород, отражает характер колебательных движений земной коры и подкорового вещества, т. е. геоволны.

Архейские структурно-формационные зоны занимают различное положение на рассматриваемой волнообразной кривой Δg : Беломорскому блоку соответствует центральная часть регионального гравиметрического максимума, Центрально-Кольскому и Центрально-Карельскому блокам — гравиметрические минимумы, а Западно-Карельский блок располагается на склоне пологого максимума. Очевидно, что интенсивность напряжения и его знак (сжатие или растяжение) для каждого определенного участка земной коры будут зависеть от его положения относительно наиболее поднятой или наиболее опущенной точки геоволны.

Поскольку амплитуда геоволны постепенно во времени от периода к периоду затухает, а знак ее периодически меняется на противоположный [1, 16, 5], логично считать, что в каждом конкретном геоблоке в различные периоды геологического развития существовал преобладающий тип напряжений (сжатие или растяжение) определенной интенсивности, контролировавший все геологические процессы, происходившие в геоблоке. Следствием различных напряжений в земной коре при ее коле-



Характеристика формационных рядов беломор

№ п/п	Формационные ряды	Структурно-формационные зоны	Метаморфические формации				
			Объем формации на современном эрозионном срезе (в %)				
			Биотитовых и амфиболовых гнейсов	Амфиболито-гнейсовая	Пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов	Джеспилитовая амфиболито-гнейсовая	Слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов
1	Беломорский	Беломорский блок	20	40	20	—	20
2	Кольский	Центрально-Кольский блок	5	20	—	60	15
3	Лапландский	Лапландский блок	—	—	70	—	30
4	Карельский	Западно-Карельский и Центрально-Карельский блоки	60	—	40	—	—
5	Ладожский	Вуоксинский блок	—	—	20	—	30

Примечание. за 100% принимается объем всех формаций, входящих в формационный ряд.

ского структурно-формационного комплекса

Метаморфизмы	Структурный план	Характерные интрузивные и ультраметаморфогенные формации	Металлогеническая специализация
Амфиболитовая фация кианит-силлиманитовой фациальной серии, региональный ультраметаморфизм	Сочетание брахиформных, куполовидных структур с линейными	Друзитовая, диорит-чарнокит-гранитовая	Керамические, слюдяные и слюдяно-редкометалльные пегматиты; высокоглиноземистое сырье — кианит
Гранулитовая фация, региональные диафторез амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, ультраметаморфизм (чарнокитизация, мигматизация)	Линейные складчатые формы	Габбро-диорит-чарнокитовая, мигматит-плагиогранитовая	Слюдяно-редкометалльные пегматиты; железистые кварциты
Гранулитовая фация андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий, региональный и локальный диафторез амфиболитовой фации	Узкие линейные складки при ограниченном развитии изометрических структурных форм	Локально мигматит-гранитовая	Признаки титано-ванадиевой, ванадиево-титаномагнетитовой, марганцево-железистой, графитовой минерализации
Гранулитовая и амфиболитовая фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, региональный диафторез амфиболитовой фации, региональный ультраметаморфизм (чарнокитизация, мигматизация)	Крупные изометрические анти- и синформы	Мигматит-плагиогранитовая, диорит-чарнокит-гранитовая, мигматит-плагиогранит-гранитовая	—
Гранулитовая фация андалузит-силлиманитовой фациальной серии, региональный диафторез амфиболитовой фации, региональный ультраметаморфизм (чарнокитизация, мигматизация)	Изометрические анти- и синформы	Диорит-чарнокит-гранитовая, мигматит-плагиогранит-гранитовая	—

бательных движениях и возникающих при этом существенно изменяющихся условиях температуры и давления, будет различная степень метаморфического изменения пород. Как известно [13, 10, 11, 17] главным фактором, определяющим металлогеническую специализацию пегматитовой провинции, является тип метаморфизма данного метаморфического пояса. Характер проявления процессов метаморфизма определяется $P-T$ условиями, контролирующими развитие ультраметаморфизма, магматизма и метасоматических явлений, с которыми генетически связаны гранитные пегматиты докембрия всех типов [11].

Работами многих исследователей было установлено, что образование мусковитовых пегматитов связано с метаморфическими поясами дистенсиллиманитовой фациальной серии. При этом пегматиты с высококачественной слюдой формируются в узком интервале T° и p , соответствующих $600-650^{\circ}$ и $6-8$ кбар — кианит-мусковитовая субфация.

Редкометалльные пегматиты приурочены к метаморфическим поясам андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а мусковит-редкометалльные пегматиты локализуются в зонах сочленения дистен-силлиманитовых и андалузит-силлиманитовых поясов.

В Карело-Кольском регионе выделяются: Чупино-Лоухская и Енская зоны мусковитовых пегматитов, Кольско-Ромозерская, Стрельнинская и Аллакуртти-Слюдяноборская зоны мусковит-редкометалльных пегматитов. Их положение в региональной геоструктуре показано на рис. 1.

Сопоставив положение Чупино-Лоухской зоны мусковитовых пегматитов и Аллакуртти-Слюдяноборской зоны мусковит-редкометалльных пегматитов в геоструктуре Беломорского блока с их положением на волнообразной осредненной кривой Δg , можно сделать следующие выводы:

1. Чупино-Лоухская зона располагается в непосредственной близости от осевой плоскости Беломорского блока и на некотором удалении от самой высокой части геоволны. Именно в этой зоне, соответствующей области развития высокоглиноземистых гнейсов, существовали наиболее благоприятные условия для формирования пегматитов с высококачественной слюдой.

2. Аллакуртти-Слюдяноборская зона расположена на значительном удалении ($50-60$ км) от осевой части региональной геоструктуры и соответственно на перегибе осредненной кривой Δg . $P-T^{\circ}$ условия метаморфизма отвечали здесь кианит-ставролитовой субфации ($T^{\circ}=525-575^{\circ}$ и $p=4-5$ кбар).

Анализ имеющихся, но не приводимых в статье гравиметрических профилей, показывает, что остальные известные в регионе пегматитовые зоны, приуроченные к породам беломорского комплекса (Енская, Стрельнинская, Кольско-Ромозер-

ская) занимают на волнообразных кривых различные участки их перегибов: Кольско-Ромозерская и Стрельнинская — ближе к минимуму, а Енская — ближе к максимуму, но дальше от него, чем Чупино-Лоухская.

Известно, что Кольско-Ромозерская и Стрельнинская зоны характеризуются слюдяно-редкометальной специализацией и соответствуют метаморфическим поясам андалузит-силлиманитового типа (Кольско-Ромозерская) или неопределенного давления дистен-силлиманитовой фациальной серии (Стрельнинская) [11]. По-видимому, ожидать в этих зонах находок пегматитов, аналогичных Чупино-Лоухским, не следует.

Енская зона от Чупино-Лоухской отличается несколько более низкими условиями давления — ставролитовые субфации [11] и, хотя качество мусковита здесь высокое.

Таким образом, намечены общие закономерности локализации пегматитовых зон различной металлогенической специализации в определенных частях региональных геоструктур и соответственно их связь с глубинной структурой земной коры.

Анализ средне- и крупномасштабной гравиметрической съемки в совокупности с геологическими данными позволил выявить закономерности локализации кустов и полей мусковитовых пегматитов (промышленных месторождений) в пределах Чупино-Лоухской зоны.

Было установлено [8], что все известные слюдяные месторождения тяготеют к периферии отрицательных локальных аномалий Δg . Последние вызваны значительной концентрацией в их пределах тел анатектит-гранитов, либо выходящих на дневную поверхность (месторождение Тедино), либо залегающих на некоторой глубине (месторождение Плотина).

Тела анатектит-гранитов концентрируются в замках антиклинальных складок третьего-четвертого порядка, т. е. в участках разрядки напряжений, приводящей к снижению температуры плавления глиноземистых пород. Возникающий расплав, обогащенный кварц-полевошпатовым материалом более чем на 30%, приобретает способность к перемещению, интродуцируя во вмещающие породы (в область пониженного давления).

Резюмируя все вышесказанное можно сделать следующий вывод: металлогеническая специализация беломорского структурно-формационного комплекса Карело-Кольского региона на слюдяные и слюдяно-редкометальные пегматиты является следствием тех специфических геолого-тектонических процессов, определяющихся амплитудой геоволны и соответственно интенсивностью напряжений, которые неоднократно захватывали древнейшие структурно-формационные зоны в ранние периоды их развития (архей — ранний протерозой). Именно в эти периоды развития региона и только в определенных сравнительно узких локальных зонах создавались такие РТ усло-

вия, которые приводили к формированию формации слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов дистен-силлиманитовой или андалузит-силлиманитовой фациальных серий и соответственно к формированию мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд. «Наука», М., 1966, 121 с.
2. Богданов Ю. Б. Стратиграфия и формации нижнего докембрия Восточной Карелии. Автор диссерт., Л., 1974, 19 с.
3. Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., 1974, 111 с.
4. Горяинов П. М. О расширении металлогенического значения нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций Кольского п-ова. В кн.: «Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова». Мат-лы АН СССР, 1972, Апатиты, вып. 3, с. 86—88.
5. Гроздилов А. Л. Гармонический анализ колебательных движений земной коры. Проблемы геологии полярных областей земли. Изд. «Наука», Л., 1974, с. 47—54.
6. Жданов В. В., Малкова Г. П. Происхождение железистых кварцитов зон базификации. Изд. «Наука», Л., 1973, 19 с.
7. Ивлиев А. И. Геология метаморфических комплексов Лапландского гранулитового пояса (Сальные тундры, Кольский полуостров). Автор. диссерт., М., 23 с.
8. Корсаков В. Н., Вербицкий Р. И., Малов Н. Д. Прогноз слюдоносных пегматитов по гравиметрическим данным. Разв. и охрана недр № 1, 1974, с. 18—21.
9. Жукушкин А. П. Гнейсовый комплекс района Верхне-Пулонгского озера Северной Карелии. Автор. диссерт., Л., 1973, 21 с.
10. Родионов Г. Г. Основные особенности генезиса пегматитов.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 63—72.
11. Салье М. С., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. «Наука», 1976, 188 с.
12. Сидоренко А. В., Лулева О. И., Немова Г. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1182—1185.
13. Соколов Ю. М. и др. Минерагеническая модель, пегматитообразования в докембрии. В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 21—24.
14. Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). Геотектоника, 1972, 15, с. 42—52.
15. Сыстра Ю. И. Структура и тектоническое развитие района Каменные озера — Пиземское озеро — побережье Белого моря (Западное Беломорье). Автор. диссерт., М., 1975, 24 с.
16. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973, 510 с.
17. Щипцов В. В. Закономерности образования и размещения пегматитов Западного Беломорья. Автор. диссерт., М., 1977, 22 с.
18. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5—59.

Ю. В. Эльтеков
Л. В. Калафати

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗА СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮГО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Предлагаемая статья является кратким изложением результатов работы, проведенной в СЗТГУ в 1964—1972 гг. группой, в которую помимо авторов статьи входили Г. С. Выхристюк, Л. К. Дмитриева, В. К. Назарко и др.

Сведения о геологическом строении района.

Енский слюдоносный район расположен на юго-западе Кольского полуострова и занимает примерно 1/3 часть Беломорской пегматитовой провинции, общая площадь которой определяется в 25—30 тыс. кв. км.

Более 80% территории района слагают парагнейсы и их мигматиты, относимые к беломорской серии (комплексу) докембрия и к фундаменту беломорид [2]. Подчиненное значение имеют амфиболиты неясного генезиса, интрузивные породы основного и ультраосновного состава, а также граниты и гранодиориты, по-видимому, анатектического происхождения.

Комплекс гнейсов и амфиболитов на большей части территории метаморфизован в условиях амфиболитовой фации кианит-альмандиновой субфации метаморфизма.

Среди парагнейсов выделяется около 60 разновидностей, которые по сумме признаков (содержание породообразующих минералов, их свойства, набор аксессуарных минералов и т. п.) объединены в литолого-петрографические группы. Три группы занимают резко преобладающее положение: 1) биотитовые, обычно кианит- и гранатсодержащие гнейсы (так называемые «продуктивные» породы), 2) лейкократовые биотитовые гнейсы и 3) амфиболо-биотитовые и амфиболовые гнейсы.

Гнейсовый комплекс беломорской серии имеет общую мощность до 9 км и расчленяется по литологическому составу на 8 свит*. Выделенные свиты образованы закономерными сочетаниями пластов, сложенных перечисленными группами пород, и характеризуются определенными, относительно постоянными, количественными соотношениями этих групп (рис. 1).

Три из выделенных свит (енская, кайтатундровская, рико-

* Стратиграфическое расчленение беломорского гнейсового комплекса и названия свит на юго-западе Кольского полуострова предложены и описаны Л. В. Калафати в 1951—1955 гг. [3].

латвинская) представлены преимущественно разновидностями кианит- и гранатсодержащих биотитовых гнейсов и являются продуктивными на мусковитовые пегматиты. Остальные свиты (норинская, кандская, кассинская, хетоламбинская и сейтинская) сложены лейкократовыми биотитовыми и амфиболсодержащими гнейсами с редкими прослоями «продуктивных» пород.

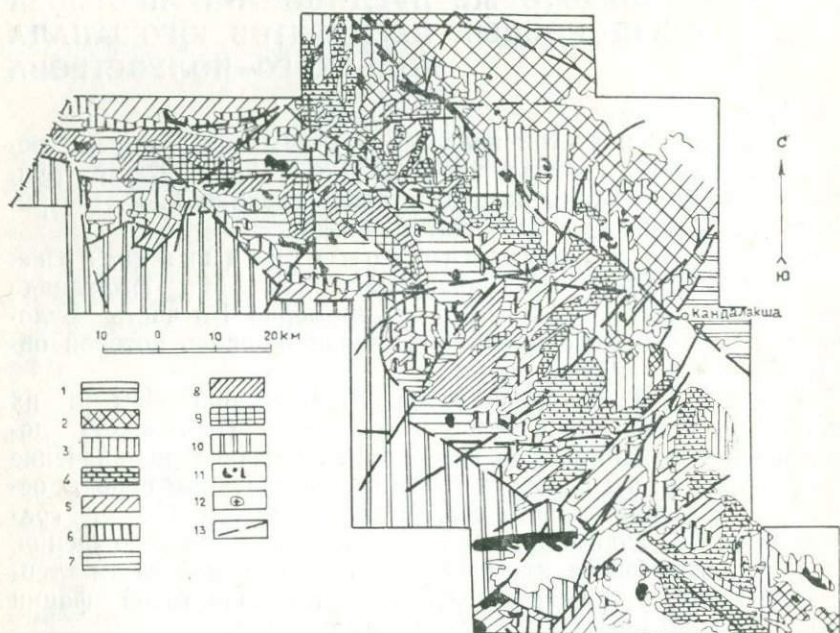


Рис. 1. Схема геологического строения беломорского комплекса юго-запада Кольского полуострова

1 — гранулитовый комплекс протерозоя. Беломорская серия: 2 — сейтинская свита, 3 — хетоламбинская свита, 4 — риколатвинская свита, 5 — кассинская свита, 6 — кайтатундровская свита, 7 — канадская свита, 8 — енская свита, 9 — норинская свита. 10 — фундамент беломорид, 11 — интрузии основных и ультраосновных пород и амфиболиты неясного генезиса. 12 — интрузии кислого состава. 13 — линии тектонических нарушений.

Содержание «продуктивных» пород в разрезе свит (от древних к молодым) характеризуется следующими цифрами: норинская — 0% — 11% в среднем 2%, енская — 80% — 100% в среднем 90%, кандская — 3% — 12% в среднем 4%, кайтатундровская — 45% — 100% в среднем 85%, кассинская — 2% — 23% в среднем 13%, риколатвинская — 65% — 93% в среднем 85%, хетоламбинская 0% — 8% в среднем около 1%, сейтинская — 0% — 14% в среднем 5%.

Характерной чертой строения района является его отчетливо выраженный блоковый характер (рис. 2). Выделяются четыре блока первого порядка: Енский, Неблогорский, Ковдинский

и Юго-Западный. Первые три сложены различными свитами беломорской серии, четвертый — Юго-западный — комплексом гранито-гнейсов, относимых к фундаменту беломорид. Кроме вещественного состава блоки первого порядка различаются направлением главных складчатых структур (параллельно

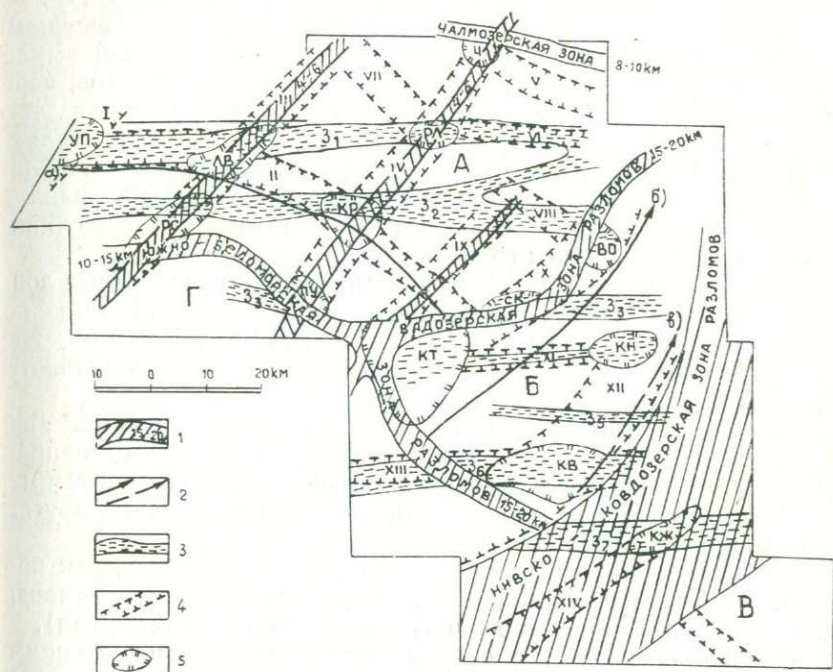


Рис. 2. Схема тектоники и пегматитоносности енского района

Тектонические блоки первого порядка: А — Енский, Б — Неблогорский, В — Ковдинский, Г — Юго-западный.

1. Главнейшие зоны глубинных разломов и предполагаемая глубина их заложения.
2. Оси складчатых структур первого порядка: а) Енского антиклинария, б) Вадозерской антиклинали, в) Нивской синклинали.
3. Зоны смятия: З₁ — Куроптинская, З₂ — Ристиварская, З₃ — Пайвуайвская, З₄ — Кандогубская, З₅ — Няозерская, З₆ — Няозерская, З₇ — Кнежегубская.
4. Границы пегматитовых зон: I — Ульмапальякская, II — Енская, III — Лейвойвинская, IV — Риколатвинская, V — Пиренгская, VI — Куроптинская, VII — Кюме-северная, VIII — Кюме-южная, IX — Дальняя, X — Вадозерская, XI — Кандогубская, XII — Неблогорская, XIII — Няозерская, XIV — Зеленоборская.
5. Рудные узлы: VII — Ульмапальякский, ЛВ — Лейвойвинский, РС — Ристиварский, ПУ — Пайвуайвский, КР — Келес-Рубиловый, РЛ — Риколатвинский, Ч — Чалмозерский, КТ — Кайтатундровский, ВО — Вадозерский, КВ — Кудозерско-Вайголовский, КН — Кандагубский, КЖ — Княжегубский.

длинной оси блока), насыщенностью основными породами, интенсивностью и характером гравитационного и магнитного полей и т. п. Глубина заложения разломов, разделяющих блоки первого порядка, по данным гравиметрии, составляет 15—20 км, а для Нивско-Ковдозерской зоны разломов — не менее 40 км.

В связи с отчетливым блоковым строением, складчатую структуру следует рассматривать, по-видимому, не в объеме всего района, а лишь в объеме отдельных блоков.

Второй характерной чертой района являются «сквозные» тектонические зоны*, т. е. зоны, пересекающие блоки с различным характером и направлением складчатых структур. На поверхности они выражаются зонами смятия, цепочками «структурных аномалий» (т. е. складками увеличенной амплитуды или измененного направления, подворотами пластов, перегибами шарниров и т. п.) или сближенными разломами того же направления. По геофизическим данным, они представляют собой зоны нарушения корреляции аномалий гравитационного и магнитного поля, а судя по картам трансформаций гравитационного поля, их можно отнести к разломам средней глубины, заложеным в пределах гранитного слоя.

Характерными сквозными зонами являются широтные зоны смятия, пересекающие границы блоков первого и второго порядка с разным направлением складок, причем в самих зонах смятия субширотная ориентировка складок сохраняется (рис. 1, 2).

Наиболее протяженными сквозными зонами являются Лейвойвинская и Риколатвинская зоны северо-восточного направления. Обе зоны прослеживаются на расстояние 100—150 км и выходят за пределы Енского блока, в область складок другого типа и направления.

Зоны разломов различных направлений являются, как правило, долгоживущими. Причем, древнейшие этапы активизации являются заведомо дорудными (допегматитовыми), а позднейшие — связаны с современными рельефообразующими движениями.

Классификация пегматитов района. В соответствии с задачами данной работы при классификации пегматитов особое внимание уделялось выполнению двух условий: 1) отнесение жилы к определенному типу должно быть основано на легко наблюдаемых признаках, зафиксированных для значительной части цветных объектов; 2) типы жил, выделенные по этим признакам, должны существенно различаться по своей промышленной ценности.

Предлагаемая классификация основана на структурных и текстурных особенностях жил. Для обозначения структур и текстур применяются термины, принятые Г. Г. Родионовым [6], со следующими изменениями и дополнениями: столбчатая структура — структура приконтактных зон пегматитовых жил, характеризующаяся удлинненными кристаллами полевых шпатов, ориентированными перпендикулярно зальбанду [5]; гибридная

* В. С. Кравцов и И. Н. Томсон употребляют этот термин для зон и областей, которые на порядок и выше и крупнее рассматриваемых [11].

структура, как синоним унаследованно-полосчатой; подразделение апографической структуры на петельчатую, пятнистую и неяснографическую [10].

При построении классификации в качестве исходных были приняты следующие предпосылки:

1. Образование пегматитов может происходить как метасоматическим, так и инъекционным путем при кристаллизации из расплава [4].

2. Значительная часть промышленных концентраций мусковита генетически связана с пегматитом пегматоидной структуры.

3. Мусковит кварц-мусковитового комплекса образуется путем гидролиза полевых шпатов любых структурных разновидностей.

4. Зональные пегматиты формируются в спокойной тектонической обстановке. Активизация тектонической деятельности может привести к удалению части газовой фазы, падению давления и формированию участковых и участково-зональных тел [4, 6].

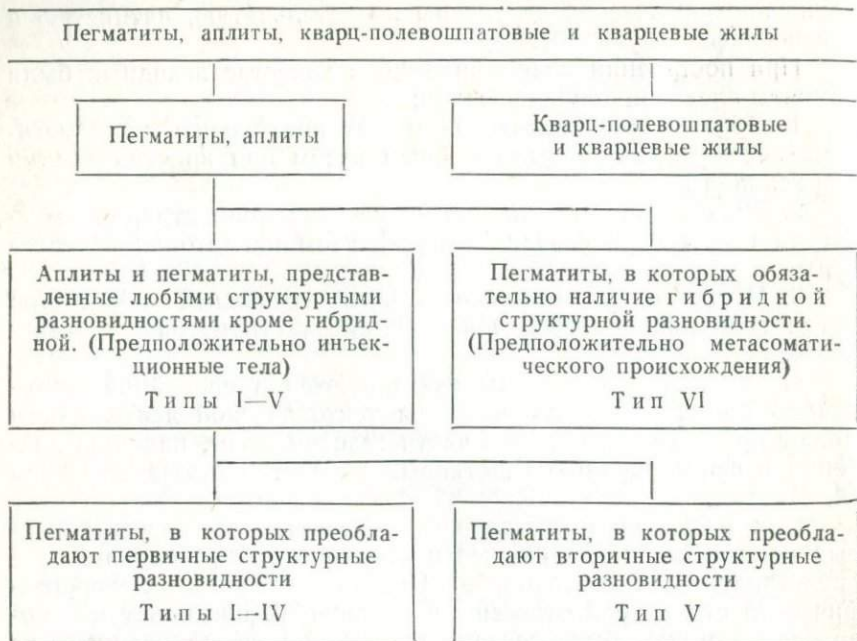
При разделении структурных разновидностей инъекционных пегматитов на первичные и вторичные за основу приняты представления Г. Г. Родионова [6], но пегматиты с неяснографической структурой отнесены к первичным, поскольку их образование может быть связано с прямой кристаллизацией из расплава [4].

Схема классификации приведена в таблице 1.

Под кварц-полевошпатовыми жилами подразумеваются тела, сложенные кварцем с отдельными кристаллами полевых шпатов и участками или маломощными зонами пегматита. Чисто кварцевые жилы отнесены к тому же разряду условно, так как при детальном изучении во многих из этих жил обнаруживаются кристаллы полевых шпатов.

Дальнейшее разделение типов I—IV произведено по сочетанию структурных и текстурных особенностей. Таблица этих типов развернута по двум координатным осям: по вертикали располагаются различные сочетания первичных структурных разновидностей пегматита, по горизонтали — текстурные особенности тел (таблица 2).

Таким образом, группировка жил произведена по легко наблюдаемым объективным признакам, а генетические представления использованы лишь для того, чтобы из множества признаков отобрать наиболее существенные и расположить их в определенном порядке. Если при этом объем разряда, выделенного по одному из наблюдаемых признаков («жилы с гибридными разновидностями пегматита»), не совпадал с разрядом, который следовало бы выделить на основе генетических представлений («жилы метасоматического происхождения»), то предпочтение отдавалось ясно наблюдаемому признаку (нали-



чие или отсутствие гибридного пегматита). Такая жесткая граница является единственной гарантией от субъективной оценки типа жилы при массовом анализе старых описаний и кадастров.

После анализа фактического материала выяснилось, что классификационными признаками обладают около 2500 жил, причем в каждый разряд попадает от 70 до 400 жил, т. е. количество вполне достаточное для достоверных выводов (за исключением подтипа IV—Б, в котором известно всего две жилы).

Типы жил значительно различаются по своей промышленной ценности. Для иллюстрации этого положения составлены таблицы 3 и 4, в которых показана распространенность промышленно-слюдоносных жил в каждом из выделенных разрядов. Учтены только жилы, расположенные в пределах продуктивных свит. Общее число таких жил 1850. За 100% принято количество жил в каждом разряде.

Видно, что наиболее важными в промышленном отношении являются подтипы: II—А, II—Б и IV—А и типы: V и VI. Оценка подтипа IV—Б не ясна из-за малого числа наблюдений.

Различия типов жил по прочим признакам, в основных чертах, сводятся к следующему:

1. Типы I, II отличаются от типов III, IV по форме тел. Отношение длины к мощности уменьшается от 61 у типов I, II

до 35 у типов III, IV. Можно сделать вывод, что тела I, II типа выполняют более протяженные и узкие трещины, чем тела типов III, IV, что, вероятно, свидетельствует об их образовании в более жесткой консолидированной толще, т. е. при прочих равных условиях дальше от источника пегматитообразующего материала.

2. Основные различия между типами I, III и типами II, IV более многообразны. Тела I, III типа маломощны (средняя мощность 1—2 м), часто не дифференцированы по составу и структуре, представлены более мелкозернистыми разновидностями, значительно реже содержат крупный мусковит, почти не дают промышленных мусковитоносных объектов. По-видимому, некоторые жилы I, III типа являются самостоятельными телами небольшого размера, а остальные — гребневыми или килевыми частями крупных жил. Поэтому резкое преобладание жил I, III типа на каком-либо участке может свидетельствовать о том, что здесь вскрыты самые верхние или наоборот корневые части жильного поля.

3. Различия между типами жил, выделенными по их тектурным особенностям, легче всего объясняются из предположения о зависимости текстуры тел от тектонических условий их формирования. В ряду типов А—Б—В—Г увеличивается доля жил, залегающих в непродуктивных породах (соответственно 37%—55%—57%—84% от всех жил данного типа), доля согласных жил (47%—57%—62%—68%), жил с расплывчатыми контактами (15%—26%—31%—39%) и жил, у которых состав полевых шпатов качественно совпадает с составом их во вмещающих породах.

Эти, казалось бы, разнородные сведения можно интерпретировать следующим образом: непродуктивные породы (амфиболсодержащие и лейкократовые биотитовые гнейсы) обладают большей хрупкостью по сравнению с продуктивными — поэтому жилы, формирующиеся в непродуктивных породах, при прочих равных условиях больше подвержены механическим воздействиям при тектонических напряжениях; направление, параллельное сланцеватости, является ослабленным направлением в гнейсах — поэтому согласные жилы также более подвержены механическим воздействиям; внутрирудная тектоническая активность способствует обмену вещества жилы и вмещающих пород, сближению их составов и уменьшению четкости контактов.

Таким образом, приведенные факты не противоречат предположению о нарастании тектонической активности в ряду типов А—Б—В—Г.

4. Характер слюдоносности в этом ряду типов изменяется следующим образом: уменьшается частота жил с «пегматидным» мусковитом и кварц-мусковитовым комплексом (соответственно 56%—47%—12%—25% и 63%—62%—45%—47%

Возможное теоретическое истолкование классификации:		Тектонические условия формирования пегматитовых тел				
		Спокойная тектоническая обстановка	тектоническая активность проявляется на ранних этапах формирования пегматитового тела	тектоническая активность проявляется на поздних этапах формирования пегматитового тела	тектоническая активность проявляется на всем протяжении формирования пегматитового тела	
Фактические основания классификации:		Первичные текстуры пегматитовых тел				
		зональная текстура	Участковая зональная текстура	участковая текстура	участковая текстура	
Набор первичных структурных разновидностей		Тип жил	А	Б	В	Г
Только 1-й набор. Структурные разновидности, не несущие первичного промышленного ослюденения (аплитовая, ортопегматитовая, столбчатая, графическая, неяснографическая). Имеется одна или несколько разновидностей		I	Подтип I—А. Недифференцированные, реже — зональные и участково-зональные тела.	Подтип I—Б. Зоны развиты преимущественно в осевой части пегматитовых тел	Подтип I—В. Зоны развиты преимущественно в боковых частях пегматитовых тел	Подтип I—Г. Структурные разновидности 1-го набора слагают только участки (зон не образуют)
1-й набор (см. выше) и 2-й набор. Потенциально промышленно-слудоносные структурные разновидности (пегматоидная и блоковая) и мономинеральные блоки или зоны кварца. Имеются структурные разновидности как первого (одна или несколько разновидностей), так и второго набора (одна или несколько)		II	Подтип II—А. Зоны образованы структурными разновидностями 1-го и 2-го наборов (по крайней мере две зоны, из которых одна образована разновидностью 1-го набора, а другая — разновидностью 2-го набора)	Подтип II—Б. Зоны образованы структурными разновидностями 1-го набора (по крайней мере, одна из структурных разновидностей 2-го набора образует зону); структурные разновидности 1-го набора слагают только участки	Подтип II—В. Зоны образованы структурными разновидностями 1-го набора (по крайней мере, одна из структурных разновидностей 1-го набора образует зону); структурные разновидности 2-го набора зон не образуют	Подтип II—Г. Структурные разновидности 1-го и 2-го набора слагают только участки (зон не образуют)
Только 2-й набор (См. выше) Одна разновидность (исключая мономинеральные блоки и зоны кварца)		III	Тип III. Недифференцированное тело (все тело сложено одной из структурных разновидностей 2-го набора)			
Имеется одна или несколько разновидностей		IV	Подтип IV—А. Структурные разновидности 2-го набора слагают две (или более) зоны. Одна из зон сложена самой мелкозернистой разновидностью 2-го набора (из имеющихся в жиле) вторая — любой другой разновидностью 2-го набора	Подтип IV—Б. Структурные разновидности 2-го набора слагают одну (или более) зону. Самая мелкозернистая разновидность 2-го набора (из имеющихся в жиле) слагает участки, любая другая (другие) разновидности 2-го набора слагают зону (зоны)	Подтип IV—В. Структурные разновидности 2-го набора слагают одну зону. Самая мелкозернистая разновидность 2-го набора (из имеющихся в жиле) слагает зону, любая другая разновидность 2-го набора слагает только участки	Подтип IV—Г. Структурные разновидности 2-го набора слагают только участки (зон не образуют)

Частость промышленно-слюдоносных жил

Типы жил	А	Б	В	Г	Все типы А—Г
I	0%			0%	0%
II	16%	32%	2%	10%	18%
III					2%
IV	26%	50%	17%	24%	23%
Типы II и IV	23%	32%	10%	16%	
V					5%
IV					5%

Таблица 4

Частость крупных промышленно-слюдоносных жил

Типы жил	А	Б	В	Г	Все типы А—Г
I	0%			0%	0%
II	2%	8%	0%	0%	4%
III					0%
IV	11%	0%	0%	0%	6%
Типы II и IV	8%	7%	0%	0%	
V					0,5%
VI					2%

от числа жил каждого типа, залегающих в продуктивных породах); резко уменьшается частость жил, в которых кварц-мусковитовый комплекс распространен широко (13%—8%—5%—0%), и частость жил с высоким (больше 50 кг/м³) содержанием мусковита (9%—10%—0%—3%); уменьшается частость промышленных, особенно крупных промышленных жил (соответственно 23%—32%—10%—16% и 8%—7%—0%—0%). Видно, что наиболее резкие изменения происходят на границе типов Б и В. Таким образом, вместе с увеличением внутрирудной тектонической активности на последних этапах формирования жил, резко (в среднем в 2—3 раза) ухудшаются условия промышленного мусковитообразования в них.

Проведенный анализ изменения признаков в ряду типов I—IV и А—Г показывает, что преимущественная приуроченность промышленно-слюдоносных жил к определенным типам (таблицы 3 и 4) находит генетическое истолкование, которое не противоречит имеющемуся фактическому материалу и тем самым увеличивает общую достоверность выводов.

Образование жил того или иного типа в значительной степени связано с тектоническим режимом определенной зоны, можно предполагать, что доля жил разных типов в пределах

этой зоны будет величиной, относительно устойчивой, пригодной для оценки и прогноза.

Принципы оценки слюдоносности района.

Оценка района в целом основана на оценке жильных полей, расположенных в его пределах, а для оценки полей удобно применить две следующие характеристики: концентрацию пегматитовых жил и степень их слюдоносности (т. е. частоту промышленно-слюдоносных жил). Факторы, которые контролируют эти характеристики не совпадают полностью. Концентрация жил определяется внутри района главным образом структурным фактором (особенностями дорудной тектоники), а степень слюдоносности жил — литолого-стратиграфическим фактором и структурно-текстурными особенностями жил (т. е. особенностями внутрирудной тектоники).

Степень слюдоносности зависит также от условий метаморфизма. В целом для района они оцениваются как благоприятные (распространены породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации кианит-альмандиновой субфации метаморфизма), но вопрос не изучен еще в такой степени, чтобы использовать этот фактор для оценки отдельных жильных полей.

Закономерности размещения пегматитовых жил в исследованном районе замаскированы его неравномерной обнаженностью и изученностью. Чтобы снять влияние этих факторов, число жил было отнесено к единице площади и к числу изученных обнажений. Участки повышенной концентрации жил на единицу площади выделены как жильные поля, а участки повышенной концентрации жил по отношению к числу изученных обнажений (при недостаточной концентрации на единицу площади) выделены как предполагаемые жильные поля.

Чтобы учесть все возможные поля, нижняя граница концентрации жил в пределах поля была принята относительно низкой: 10 жил и более на 6 км^2 — для установленного жильного поля (6 км^2 — элементарная ячейка подсчета, равная кратной части использовавшихся топографических планшетов), от 3 до 10 жил на 6 км^2 при условии, что 10% и более исследованных обнажений представлено жилами, — для предполагаемого жильного поля.

Дальнейшее выяснение пространственной локализации пегматитов свелось к анализу расположения полей. Оказалось, что большинство из них приурочено к долгоживущим (часто, «сквозным») тектоническим зонам.

Можно выделить два следующих случая:

1. Поля, расположенные в пределах одной и той же зоны северо-западного или северо-восточного простирания имеют определенную специализацию по типу жил или составу полевых шпатов в жилах. Возникает предположение, что один из этапов активизации этих зон совпадал с пегматитообразованием.

ем и что сами зоны были при этом активны и подводили пегматитообразующий материал с определенной более или менее постоянной для данной зоны глубины.

2. Поля, расположенные в широтных зонах, как привило, не имеют специализации по типу жил и составу полевых шпатов в них. Поэтому можно полагать, что широтные зоны не являлись активными рудоподводящими каналами. Но так как концентрация жил и полей вдоль них все же наблюдается, то остается допустить, что в зонах существовали условия, благоприятные для возникновения ловушек — жильных полостей.

Наиболее крупные поля или группы полей (рудные узлы) располагаются на пересечении рудоподводящих разломов северо-восточного направления с широтными зонами смятия. Таковы рудные узлы: Лейвойвинский, Риколатвинский, Келес-Рубиновый, жильное поле Наблогора и др. — практически, в этот перечень входят почти все наиболее крупные концентрации жил (рис. 2).

Эта эмпирическая закономерность вполне объяснима и не входит в противоречие с теоретическими представлениями о перемещении и отложении пегматитообразующего материала.

Так, в слоистой анизотропной среде необходимо имеются ослабленные направления. По представлениям Ю. Е. Рыцка, для образования жильной полости наиболее благоприятен такой случай, когда плоскость концентрации напряжений в зоне разлома совпадает с этим ослабленным направлением [4]. Возможно, что в ряде случаев для образования полостей благоприятно совпадение ослабленного направления в породах с направлением приразломных трещин отрыва. Так или иначе наиболее благоприятные условия для образования трещин, возникают лишь при определенном взаимном расположении разлома и пересекаемых им пластов.

В тех случаях, когда разлом пересекает толщу спокойно залегающих пород, располагаясь под одним и тем же углом к ослабленному направлению, число и мощность трещин в зоне разлома будут относительно постоянны. Проницаемость пород в зоне будет сохраняться постоянной на большом протяжении.

Если же разлом пересекает складку или зону складок, угол между разломом и ослабленным направлением в породах постоянно меняется, на разных участках возникает различное число трещин отрыва, и проницаемость пород в зоне разлома также резко меняется.

Участки резкого падения проницаемости можно рассматривать как своего рода экраны и ожидать около них повышенной концентрации пегматитовых жил.

Условия, благоприятные для мусковитообразования в жилах контролируются целым рядом факторов, главнейшим из которых является литолого-стратиграфический.

«Продуктивными» породами в исследованном районе явля-

ются плагно-гнейсы, содержащие биотит в количестве 15—25% и большей частью содержащие кианит и гранат. Доля этих пород в разрезе и определяет степень «продуктивности» свит. В Енском районе все известные промышленно слюдоносные жилы залегают в трех свитах: енской, кайтотундровской и риколатвинской, причем в таких участках, где доля продуктивных пород составляет 70% разреза и более.

Причины «продуктивности» указанных пород объясняются по-разному, но эмпирически эта закономерность установлена вполне надежно и сомнений не вызывает.

Мощность продуктивных свит является одним из факторов, определяющих длину пути, проходимого пегматитообразующим расплавом или раствором в пределах продуктивных пород. Но решающее влияние на длину этого пути, по-видимому, оказывает не столько истинная мощность свит, сколько объем, выполненный продуктивными породами ко времени образования пегматитовых жил, т. е. мощность свит в раздувах, в замках. Она — эта мощность колеблется в широких пределах: от 0,3 до 3,0 км и более.

Фактором, увеличивающим путь пегматитообразующего материала внутри продуктивной толщи, является совпадение залегания рудоподводящего разлома и продуктивной толщи, т. е. в общем случае — совпадение их простираний и крутое падение толщи.

Несомненным благоприятным признаком является распространение жил таких типов, которые характеризуются широким развитием крупнокристаллических структурных разновидностей и зональным строением центральных частей тел (см. выше). Эти особенности жил связаны с целой группой факторов, в которых существенная роль, по-видимому, принадлежит внутривулканической тектонике.

При определении промышленных перспектив жильных полей учтено влияние всех главных рудоуправляющих факторов.

В первую очередь отобраны участки (узлы, жильные поля), где высокая концентрация пегматитовых жил установлена или предполагается в связи с благоприятными тектоническими условиями. Далее из числа выбранных участков исключены те, которые расположены вне продуктивных свит или в сплошных полях теневого мигматитов и гранитов.

Оставшиеся поля оценены по сумме следующих факторов: состав и мощность продуктивной свиты, степень мигматизации вмещающих пород*, расстояние от крупных пострудных разломов, распространенность тех или иных типов жил.

* В. А. Бабошин [1] считает, что связь между степенью мигматизации и слюдоносностью пегматитов неоднозначна и зависит от генеза мигматитов (артериты, анатектонидные и неанатектонидные вениты). С теоретической позицией автора можно согласиться, но практическая проверка и применение его выводов в настоящее время затруднены недостатком материалов, позволяющих определить генезис мигматитов в пределах большей части жильных полей Енского района.

Влияние последнего фактора можно оценить количественно. Частость промышленно-слюдоносных жил (таблицы 3 и 4) является приближенной оценкой вероятности встречи этих жил среди вновь найденных жил данного типа. Зная долю жил каждого типа в пределах жильного поля, можно по формуле полной вероятности [8] приближенно определить вероятность встречи промышленно-слюдоносной жилы среди пегматитовых жил данного поля.

Влияние остальных факторов на данном уровне изученности материала, поддается только качественной оценке. Чтобы определить их суммарное влияние и дать оценку жильных полей по одному общему показателю, использована система баллов (табл. 5).

Таблица 5

№№ пп	Оцениваемый признак	Оценка в баллах		
		+1	0	-1
1	Содержание пород группы (А+Б) в разрезе продуктивной свиты	более 75%	60—75%	менее 60%
2	Видимая мощность продуктивной свиты	более 3 км	1—3 км	менее 1 км
3	Предполагаемое распространение продуктивных пород на глубину, по данным гравиметровой съемки	распространены значительно	вопрос не ясен	
4	Совпадение залегания продуктивной свиты и рудоподводящего разлома*	совпадает	не совпадает	
5	Степень мигматизации вмещающих пород	средняя	слабая	сильная
6	Расстояние от главного шва крупного послерудного разлома		0,5 км и более	менее 0,5 км
7	Вероятность встречи промышленно-слюдоносной жилы**	6% и более	3—5%	менее 3%
8	Вероятность встречи крупной (запасы свыше 500 т) промышленно-слюдоносной жилы**	2% и более	1—2%	менее 1%

* Признак учитывается в том случае, если видимая мощность продуктивной толщи меньше 1 км, а вопрос о распространении на глубину не ясен.

** Вероятность определена только по относительной распространенности жил разных типов, без учета влияния прочих факторов.

Степень влияния каждого отдельного фактора определена «из опыта геологических работ», а система баллов подобрана таким образом, чтобы эксплуатируемые месторождения мусковита получили оценку +5.

Описанный выше способ оценки был применен в Енском слюдоносном районе и позволил дать конкретные рекомендации очередности и характера поисковых работ на выделенных жильных полях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабошин В. А.* Мигматиты и литолого-петрографический контроль слюдоносных пегматитов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 166, 1973, с. 5—40.
2. *Горлов Н. В.* Структура беломорид. М., «Наука», 1967, 110 с.
3. *Калафати Л. В.* Закономерности распределения пегматитов Юго-Запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. В кн. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М. изд-во АН СССР, вып. 2, 1960, с. 38—57.
4. *Никаноров А. С., Рыцк Ю. Е.* и др. Закономерности размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. ВСЕГЕИ. Л., 1971, 167 с.
5. *Никаноров А. С.* О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 18—25.
6. *Родионов Г. Г.* Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., Госгеолтехиздат. 1959, 84 с.
7. *Родионов Г. Г., Роненсон Б. М.* Оценка месторождений при поисках и разведке. Слюда. ВИМС, изд-во «Недра», 1972, 216 с.
8. *Рыжов П. А., Гудков В. М.* Применение математической статистики при разведке недр. Изд-во «Недра», М., 1966, 235 с.
9. *Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С.* и др. Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, т. 187, изд-во «Недра», 1972, 335 с.
10. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд-во «Недра», 1969, 264 с.

Ю. Б. Богданов
А. С. Войнов

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ЛОПСКОГО КОМПЛЕКСА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Многочисленные исследования по металлогении докембрия показали, что существует определенная связь между геологическими формациями, эндогенной и экзогенной минерализацией. Размещение самих формаций во многом зависит от особенностей тектонического строения и, в частности, глубинного строения областей развития докембрия. Это хорошо видно и на примере изучения лопских формаций Кольско-Карельского региона.

К лопским образованиям на территории восточной части Балтийского щита авторами отнесены породы с возрастом древнее 2600—2800 млн. лет и залегающие выше образований беломорского комплекса и кольской серии [5]. В Карелии к ним относятся породы лопского отдела [15], за исключением кукаозерской свиты и сортавальской серии, на Кольском полуострове — тундровой серии, свит Порос, Корва-тундра, червуртской и выхчуртской свит кейвской серии. К лопскому комплексу авторами также отнесены верхние части разреза беломорского комплекса и кольской серии, представленные образованиями чупинской, енской, кандской, кайтатундровской, волшпахкской свит и синхронных им пород верхней части разреза гранулитового комплекса Лапландии, Кандалакшских и Колвицких тундр («кислые гранулиты» и гнейсы).

По геологическим и геофизическим данным территория восточной части Балтийского щита расчленяется на Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский мегаблоки [30]. Более детальный анализ глубинного строения территории позволил выделить в качестве самостоятельного типа структур зоны ограничения блоков, приуроченные к глубинным разломам. К их числу относятся Печенгско-Варзугская зона, ограничивающая Беломорский и Кольский мегаблоки, и Восточно-Карельская, разделяющая Беломорский и Карельский мегаблоки [7, 20]. Мегаблоки в ряде случаев разделяются на блоковые структуры более высокого порядка. Так, в пределах Кольского мегаблока обособляются Центрально-Кольский и Кейвский блоки, в Беломорском — Лапландский, Кандалакшский и др. Наиболее сложным строением характеризуется Карельский ме-

габл. Краевая его часть представляет собой сочетание относительно мелких блоков, разделенных зонами глубинных разломов. В пределах этих зон, как правило, развиты породы лопского отдела. Центральная часть Карельского мегаблока выделяется в самостоятельный крупный Западно-Карельский блок [20, 26] (рис. 1).

Формационный анализ лопских образований Кольско-Карельского региона вызывает определенные трудности не только из-за неясности вопросов стратиграфии и строения разрезов, но и в связи с тем, что они являются полиметаморфическими, испытавшими изменения в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Учитывая сказанное и исходя из определения, данного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, в формации выделяются наблюдаемые парагенетические ассоциации метаморфических горных пород. Для выявления аналогий с формациями неогей, для которых известны тектонические условия возникновения и металлогеническая специализация, была проведена реконструкция первичного состава метаморфических пород по данным геохимии и петрохимии по методике, разработанной А. А. Предовским [22] и авторами [6]. При этом учитывались также данные изучения текстур и структур и результаты микроскопического исследования пород. На основе анализа строения формаций, первичного состава метасадков и вулканитов устанавливались вероятные аналоги среди формаций неогей. Таким образом, в работе использовано наименование как метаморфических, так и реконструированных формаций. Ассоциации формаций, последовательно возникавших в течение лопского цикла в сходной тектонической обстановке, объединены в вертикальные формационные ряды. В большинстве случаев латеральные формационные ряды могут быть выделены для лопских образований только условно. Связано это с тем, что на современном эрозионном срезе породы лопского комплекса обнажаются в пределах изолированных синклиналичных структур, разделанных антиклинальными поднятиями. В тех случаях, когда отдельные части формаций различаются по составу, но залегают согласно и иногда с постепенными переходами, нами выделяются субформации. Не исключено, что при дальнейших исследованиях некоторые из них могут оказаться самостоятельными формациями.

В пределах Кольско-Карельского региона породы лопского комплекса представлены семью вертикальными формационными рядами, отражая существование семи структурно-формационных зон (табл. 1, рис. 1).

Костамукшко-Гимольский формационный ряд характеризует Западно-Карельскую структурно-формационную зону, расположенную практически в пределах Западно-Карельского блока. Ряд образован четырьмя последовательно залегающими формациями — высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, амфи-

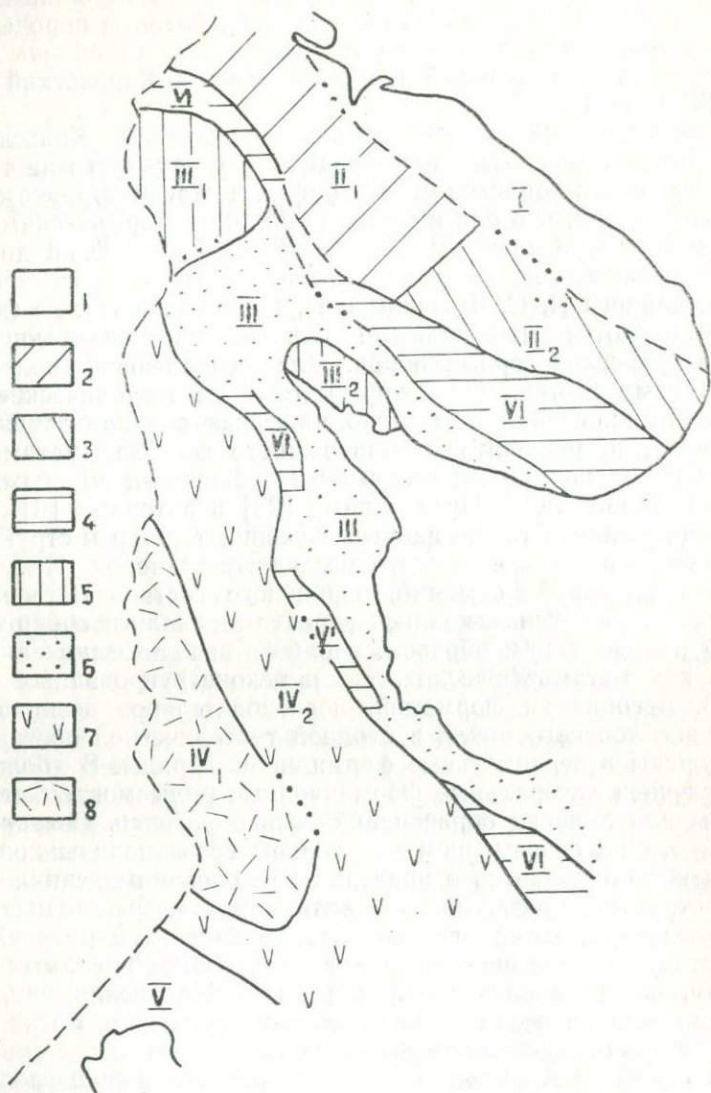


Рис. 1. Схема блокового строения и распределения формационных рядов лопского комплекса на территории Кольско-Карельского региона.

1 — Области, в пределах которых лопские образования отсутствуют. Структурно-формационные зоны: 2 — Волшпахкская, 3 — Кейвско-Колмозерская, 4 — Шуэзерско-Имандровская, 5 — Лапландско-Кандалакшская, 6 — Беломорская, 7 — Хаутоварская, 8 — Западно-Карельская. ... 9 — Районы развития конгломератов Мегаблоки и блоки: I — Мурманский, II — Кольский (1 — Центрально-Кольский, 2 — Кейвский), III — Беломорский (1 — Лапландский, 2 — Кандалакшский), IV — Карельский (1 — Западно-Карельский, 2 — крайняя зона Карельского мегаблока), V — Ладожский, VI — межблоковые зоны.

Формационные ряды лопского комплекса Кольско-Карельского региона

Карельский мегаблок		Межблоковые зоны	Беломорский мегаблок		Кольский мегаблок	
Западно-Карельская структ.-форм. зона	Хаутоварская структ.-форм. зона	Шуэзерско- Имандр. структ.- форм. зона	Беломорская структ.-форм. зона	Лапландско-Канл. структ.-форм. зона	Волшпахкская структ.-форм. зона	Кейвско-Колмоз. структ.-форм. зона
Костамукшко-Гимоль- ский формационный ряд	Ялонварско-Паран- довский формаци- онный ряд	Шуэзерско- Имандр. формаци- онный ряд	Беломорский формационный ряд	Лапландско-Канда- лакшский формаци- онный ряд	Водшпахкский формационный ряд	Кейвско-Колмоз. формационный ряд
Конгломератовая формация >200 м <hr/> метадиабаз. форма- ция (диабазовых и андезитовых пор- фиритов)	Амфиболито- вая формация >100 м (форма- ция диабазовых и анде- зитовых порфиритов)	Амфиболито- вая формация >1600 м (спилит- диабазовая формация)				
Амфиболито-лепти- товая формация >1600 м (формация кварцевых керато- фиритов)	Лептито-амфи- болитовая форма- ция >1600 м (кератофир- спилит-диабазо- вая форма- ция)					
Формация высоко- глиноземистых гнейсов и сланцев, 1500 м (сланцево-граувак- ковая формация)	Конгломерато- гнейсовая формация, 400 м, (граувакковая формация)	Конгломерато- гнейсовая высокоглино- земистая форма- ция, 2500 м (сланцево- граувакковая формация)	Формация высокогли- ноземистых гнейсов, >3000 м (сланцевая граувакко- вая форма- ция)	Графитистая вы- сокоглиноземи- стая гнейс- сланцевая форма- ция, >1500 м (углеродистая сланцево-граувак- ковая формация)	Графитистая вы- сокоглиноземистая конгломерато- гнейсовая форма- ция, >2000 м (черносланцевая или флишоидная формация)	Высокоглинозе- мистая кварцито- сланцевая графито- носная форма- ция, >1000 м (формация глини- стых сланцев и олигомиктовых песчаников)

болито-лептитовой, конгломератовой и метадиабазовой. Разрезы ряда наиболее детально изучены в Костамукшской, Гимольско-Суккозерской и Большозерской структурах.

Формация высокоглиноземистых гнейсов и сланцев образована двумя субформациями — высокоглиноземистой сланцевой (нижней) и гнейсовой (верхней). Высокоглиноземистая сланцевая субформация (корпангская свита) обладает мощностью до 800 м. Сложена она биотитовыми, гранато-биотитовыми, ставролитовыми гнейсами и сланцами, ритмично переслаивающимися друг с другом. Наиболее полные ритмы, мощность которых меняется от нескольких сантиметров до первых метров, сложены в низах биотитовыми, в верхах — ставролитовыми гнейсами и сланцами. Вверх по разрезу количество и мощность прослоев ставролитовых гнейсов возрастает.

Гнейсовая субформация достигает мощности до 700 м и образована биотитовыми, эпидот-биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми гнейсами (иногда сланцами), обладающими тонкой параллельной слоистостью. В Костамукшской структуре мощность ее не превышает 100—150 м, изредка в разрезе наблюдаются маломощные прослои гранат-биотитовых и ставролитовых сланцев.

Амфиболито-лептитовая формация образована двумя субформациями — амфиболитовой (нижней) и лептито-сланцевой (верхней).

Амфиболитовая субформация (костамукшская и синхронные ей свиты гимольской серии) образована амфиболовыми гнейсами, амфиболитами с реликтовой миндалекаменной текстурой (редко) и слоистыми, часто с гранатом, амфиболитами, иногда содержащими прослои магнетит-амфиболовых сланцев и магнетитовых кварцитов. Мощность субформаций 120—600 м.

Переход между гнейсовой и амфиболитовой субформациями часто постепенный, через переслаивание.

Лептито-сланцевая субформация (верхняя часть костамукшской, межозерская и кадиозерская свиты) гимольской серии обладает мощностью от 380 до более 1000 м. Она образована разнообразными кварцитами, слюдяными сланцами, часто филлитовидными графитистыми (с линзами сульфидных руд), карбонатно-слюдяными, кварцево-слюдяными сланцами, железистыми кварцитами, лептитами, геллефлинтами, порфироидами.

Для пород формации типична мелкая ритмичная слоистость мощностью от первых сантиметров до первых метров. В строении ее принимают участие метатерригенные породы (низы ритмов), железистые кварциты (их верхняя часть) и иногда метавулканыты [28].

Конгломератовая формация (суккозерская свита гимольской серии) выделена только в Гимольско-Суккозерской структуре, образована конгломератами и обладает мощностью более

200 м. Она имеет постепенные переходы с верхней частью разреза лептито-сланцевой субформации. В нижней части ее разреза в мелкогалечных конгломератах преобладают обломки амфиболитов, биотитовых сланцев и гнейсов, лептитов, порфиридов, альбитофинов. В верхах разреза постепенно появляются обломки гранитоидов, количество и размер которых возрастает. Завершается видимая часть разреза крупновалунными гранитными конгломератами. В Костамукшской структуре разрез формационного ряда заканчивается мощной толщей метадиабазов, соотношения которой с конгломератовой формацией неизвестны. Условно они выделены в метадиабазовую формацию, сопоставленную с конгломератовой формацией Гимольской структуры.

Ялонварско-Парандовский формационный ряд характеризует краевую часть Карельского мегаблока, выделенную в Хаутоварскую структурно-формационную зону (рис. 1). Образования лопского комплекса в пределах зоны развиты преимущественно в узких грабенсинклинальных структурах, тяготеющих к глубинным разломам, или на крыльях крупных синклиналей, выполненных ятулийскими комплексами. В наиболее полных разрезах ряд образован конгломерато-гнейсовой, лептито-амфиболитовой и амфиболитовой формациями (табл. 1).

Конгломерато-гнейсовая формация начинает разрез ряда и обладает мощностью 200—400 м, объединяя биотитовые, эпидото-биотитовые, иногда с роговой обманкой, гнейсы низов разреза ялонварской, хаутоварской, бергаульской, парандовской свит (серий). В ряде структур (Парандовской, Бергаульской, Совдозерской) наблюдаются линзы и горизонты конгломератов [25]. Конгломераты представляют собой плохо отсортированные полимиктовые образования, содержащие обломки гранито-гнейсов (60—80%), зеленовато-серых сланцев и пород с реликтовой миндалекаменной текстурой (20—30%), изредка отмечаются гальки жильного кварца и кварцитовидной породы. Для гнейсов формации часто характерна тонкая параллельная слоистость с мощностью слойков до 0,5 см. Изредка в них наблюдается реликтовая косая слоистость и бластосаммитовая структура [8, 25]. Во многих случаях нижние горизонты гнейсов мигматизированы и гранитизированы.

Лептито-амфиболитовая формация, объединяющая породы большей части разреза перечисленных выше свит, образована двумя субформациями — амфиболитовой и лептито-сланцевой колчеданной. Лептито-сланцевая колчеданная субформация мощностью более 500 м сложена слюдяно-кварцевыми сланцами, часто с графитом и колчеданными рудами, мусковитовыми кварцитами, лептитами, геллефлинтами, порфиридами.

Амфиболитовая формация мощностью более 1000 м завершает разрез формационного ряда. Она образована преимущественно амфиболитами по диабазовым порфиридам, шаровым лавам, отмечаются горизонты измененных вулканических

брекчий, туфов, графитистых сланцев, кремнистых сланцев и железистых кварцитов, туффитов и туфоконгломератов.

Шуезерско-Имандровский формационный ряд (Шуезерско-Имандровская структурно-формационная зона) развит только в пределах зон глубинных разломов (древних зон растяжения — Восточно-Карельской и Печенгско-Варзугской), разделяющих крупные мегаблоки коры (рис. 1). На Кольском полуострове в пределах этих зон обнажаются породы тундровой серии, в Карелии — тикшеозерской, пезозерской серий — и одновозрастные им образования. В строении формационного ряда участвуют две формации — конгломерато-гнейсовая высокоглиноземистая и амфиболитовая (рис. 1).

Конгломерато-гнейсовая высокоглиноземистая формация объединяет породы тикшеозерской серии Карелии и кислугубской свиты Кольского полуострова. Наиболее полные ее разрезы изучены на СВ крыле Лехтинского синклиория. В полном разрезе формации выявляются три субформации — конгломерато-гнейсовая, высокоглиноземистых гнейсов и сланцев и гнейсо-сланцевая. Конгломерато-гнейсовая субформация образована биотитовыми, гранато-биотитовыми, двуслюдянными, биотито-амфиболовыми, ставролит-(кианит)-биотито-амфиболовыми гнейсами и сланцами, полимиктовыми конгломератами [4], изредка массивными амфиболитами с реликтами миндалекаменных и офитовых текстур и структур, слоистыми гранатовыми амфиболитами и сланцами. В слюдяных гнейсах часто наблюдается реликтовая косая слоистость потокового типа. Мощность разреза субформации не менее 270 м. Как правило, разрезы завершаются горизонтом массивных амфиболитов мощностью до 80 м.

Субформация высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, слагающая среднюю часть разреза формации, наиболее широко распространена в пределах Восточно-Карельской зоны и обладает мощностью от 500—700 (в Лехтинском синклиории) до более 1000 м (в Нотозерско-Тикшеозерской структуре). Она образована ритмично переслаивающимися биотитовыми, хлорито-биотитовыми, двуслюдянными, гранато-слюдяными, ставролитовыми и кианитовыми гнейсами. Значительно реже встречаются горизонты кварцитов и линзы гранитных конгломератов (в Лехтинском синклиории). В нижней части разреза преимущественным распространением пользуются слюдяные гнейсы и сланцы с редкими линзами конгломератов, в верхах — высокоглиноземистые породы и кварциты. Завершается разрез субформации горизонтом амфиболитов, амфиболовых сланцев без видимой слоистости, мощность которого меняется от 100 до 220 м.

Гнейсо-сланцевая субформация объединяет породы нижней части пезозерской серии и гнейсы кислугубской свиты тундровой серии [3]. Мощность ее меняется от 200—600 до 1000—1200 м (кислугубская свита). Она образована биотитовыми, дву-

слюдяными, хлорито-биотитовыми, хлорито-мусковитовыми, мусковитовыми, иногда ставролитовыми сланцами, часто с гранатом, кварцитовидными породами с реликтовой псаммитовой структурой, конгломератами, образующими линзы и прослойки в нижней части разреза, сложенные, преимущественно обломками гранитоидов и жильного кварца.

Характерной особенностью всего разреза формации (возможно, наименее проявленной в гнейсо-сланцевой субформации) является четко наблюдаемая параллельная слоистость, часто ритмичная. Ритмы могут быть образованы чередованием слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев; гнейсов и конгломератов; мелко-, средне- и крупногалечных конгломератов; гнейсов, конгломератов и слонстых амфиболитов. Мощность ритмов меняется от первых сантиметров до первых метров и даже десятков метров.

Амфиболитовая формация образована породами пелозерской серии и витегубской свиты тундровой серии. Мощность формации достигает 1600 м. Она сложена биотитовыми кварцитами, кварцитовидными биотитовыми сланцами с реликтовой бластопсаммитовой структурой, биотитовыми гнейсами и слюдяно-карбонатными сланцами, доломитами. Основную часть разреза образуют амфибол-гранатовые слоистые сланцы, гранатовые амфиболиты, слоистые биотито-амфиболовые, гранато-амфиболовые гнейсы, анкеритовые амфиболиты. Наиболее характерны массивные амфиболиты, иногда с миндалекаменной текстурой или реликтовой офитовой структурой, и порфиробластические амфиболовые ортогнейсы, слоистые с реликтовой порфировой структурой. Амфиболсодержащие породы составляют до 80% от мощности разрезов формации.

В пределах Беломорского мегаблока породы лопского комплекса, выделение которых дискуссионно, образуют два формационных ряда — Беломорский и Лапландско-Кандалакшский (рис. 1, табл. 1).

Беломорский формационный ряд сложен породами чупинской, енской, кандской, кайтатундровской, княжгубской свит, образующими одну формацию высокоглиноземистых гнейсов мощностью до 3000 м. Формация образована биотитовыми, гранато-биотитовыми, кианитовыми гнейсами, часто сильно гранитизированными и мигматизированными. В резко подчиненном количестве наблюдаются амфиболиты и биотито-амфиболовые гнейсы. В разрезе формации выделяется несколько макроритмов (до шести), наиболее полные из которых сложены (снизу вверх) биотитовыми, гранато-биотитовыми и кианитовыми гнейсами. Для гнейсов характерна тонкая параллельная слоистость часто с элементами ритмичности. Мощность макроритмов возрастает вверх по разрезу от 150 до 700 м.

В Чупино-Лоухском районе на высокоглиноземистых гнейсах рассмотренной выше формации залегает горизонт чередо-

вания массивных и слоистых амфиболитов и слюдяно-амфиболовых сланцев, содержащих гранат [13], мощностью не менее 200 м. В СВ крыле Лехтинского синклинория (район оз. Рокково — Оз. Б. Кривое) конгломерато-гнейсовая высокоглиноземистая формация по простиранию переходит в формацию высокоглиноземистых гнейсов, охарактеризованную выше. Переход сопровождается постепенным возрастанием мощности разреза исчезновением конгломератов и сланцев.

Лапландско-Кандалакшский формационный ряд образован «кислыми гранулитами» и гнейсами, слагающими верхнюю часть разреза Лапландского и Кандалакшского блоков (рис. 1).

Формационный ряд образован одной формацией графитистых высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (табл. 1). Известная мощность разреза формации превышает 1500 м. В его основании развиты слюдяные и гранато-биотитовые гнейсы, иногда содержащие прослой кварцитовидных пород. Верхняя часть разреза представлена высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами (кианитовыми, силлиманитовыми). В целом характер строения разреза близок к разрезу формации высокоглиноземистых гнейсов. В нижней и верхней частях разреза формации отмечаются прослой пород, обогащенных графитом (до 5—10%).

Волшпахский формационный ряд (Волшпахская формационная зона) (табл. 1) образован породами волшпахской свиты кольской серии, развитыми в пределах Центрально-Кольского блока. Ряд также представлен одной графитистой высокоглиноземистой конгломерато-гнейсовой формацией мощностью не менее 2000 м. В строении ее выделяются две субформации — конгломерато-гнейсовая (нижняя) и слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев с графитом (верхняя). Конгломерато-гнейсовая субформация мощностью не менее 250 м образована биотитовыми гнейсами, часто с тонкой ритмичной слоистостью, иногда реликтовой псаммитовой структурой, содержащих гравийные зерна кварца, реже плагиоклаза. В гнейсах содержатся линзы конгломератов с обломками кварца, биотитовых плагиогранитов, гнейсо-гранитов, аплитов, роговообманковых диоритов и гранодиоритов. Для разреза субформации характерно ритмичное строение с мощностью ритмов от 15 до 30 метров, закономерно возрастающей вверх по разрезу. В основании ритмов, как правило, расположены гнейсы с гравийным материалом или конгломераты. Верхи ритмов сложены тонкослоистыми биотитовыми либо высокоглиноземистыми гнейсами. Субформация слюдяных и высокоглиноземистых сланцев с графитом, мощность которой достигает не менее 1500 метров, в основании представлена биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, часто с тонкой параллельной слоистостью и относительно редкими прослоями высокоглиноземистых пород. Верх-

няя часть ее разреза образована кианитовыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами с прослоями гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, реже сланцев. Хорошо наблюдается ритмичное строение с уменьшением мощности ритмов вверх по разрезу; в породах часто отмечается тонкая ритмичная слоистость. Среди высокоглиноземистых гнейсов устанавливаются горизонты пород, содержащих графит в количестве 2—5%.

Кейвско-Колмозерский формационный ряд (Кейвско-Колмозерская структурно-формационная зона) (табл. 1) характеризует главным образом территорию Кейвского блока и Колмозеро-Воронинскую структуру, расположенную на границе Мурманского и Кольского мегаблоков (рис. 1). К этой формации условно отнесены и породы тикшеозерской серии Карелии, развитые в пределах Авнеозерской синклинали (СВ крыло Лехтинского синклинория).

В разрезе Кейвской структуры лопий представлен только породами червуртской и выхчуртской свит. Сланцы, кварциты, карбонатные породы и амфиболиты, песчовотундровской свиты отделенные перерывом от нижележащих пород и сходные с ятулием Карелии, отнесены к карельскому комплексу.

Формационный ряд образован также одной формацией — высокоглиноземистой кварцито-сланцевой графитоносной, сложенной метаосадками червуртской и выхчуртской свит. В строении ее выделяются две субформации — кварцито-конгломератовая и высокоглиноземистая сланцевая. Кварцито-конгломератовая субформация развита только в пределах Колмозеро-Воронинской структуры и обладает мощностью от первых десятков метров до 250 м. Преобладают в разрезе биотитовые и мусковитовые кварциты, иногда с полевым шпатом; изредка в них наблюдается реликтовая псаммитовая структура, чаще — тонкая параллельная слоистость. Реже в строении субформации участвуют слюдянокварцевые сланцы (располагающиеся преимущественно в верхней части разреза) и полимиктовые конгломераты, пользующиеся наиболее широким развитием в нижних частях разреза. Конгломераты, образующие линзы и прослои, обладают наибольшей мощностью и наибольшим размером обломков в ЮЗ части структуры вблизи Кейвского синклинория [19, 18]. Среди обломков в конгломератах обнаружены гальки плагиогранитов и диоритов, амфиболитов, порфиритов и сланцев из нижележащих вороньетундровской и полмостундровской свит. Для разреза субформации характерно ритмичное строение, мощность ритмов меняется от 10 до 30 м. В основании полных ритмов отмечаются линзы конгломератов, сменяющиеся выше гравийными и среднезернистыми кварцитами. Верхние части ритмов часто сложены слюдянокварцевыми сланцами. В кварцитах отмечается присутствие графита.

Субформация высокоглиноземистых сланцев развита значительно шире. Она образована кианитовыми и ставролитовыми, часто обогащенными кварцем, сланцами, иногда содержащими прослой и горизонты мусковитовых кварцитов и графитосодержащих сланцев [2]. Мощность субформации достигает 850 м. Для пород формации характерна параллельная слоистость, часто ритмичная слоистость. В Кейвской структуре, в ее основании, установлены коры выветривания [10].

В Авнеозерской синклинали распространены образования тикшеозерской серии, по ассоциации напоминающие образования субформации высокоглиноземистых сланцев Кейвского блока.

Приведенная краткая характеристика показывает, что выделенные элементы глубинного строения региона отличаются самостоятельными формационными рядами. Наиболее полные и мощные разрезы установлены для зон глубинных разломов, разграничивающих крупные мегаблоки. Конгломераты (и коры выветривания) могут свидетельствовать об относительно мелководных условиях формирования толщ. Таким образом получается, что формации, развитые в пределах Карельского и Кольского мегаблоков, возникли в относительно мелководных условиях. Анализ текстур и структур горных пород, данные реконструкции их первичного состава [6, 15, 24], показали, что метаморфические формации принадлежат осадочной и осадочно-вулканогенной группам исходных образований. Биотитовые, редко гранат-биотитовые гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы и кислые гранулиты наиболее близки к глинистым грауваккам; высокоглиноземистые гнейсы и сланцы — к глинам гидрослюдистого и каолинитового состава. Кварциты и кварцито-видные сланцы, как правило, являются метаморфизованными олигомиктовыми, редко полимиктовыми, песчаниками.

Соответственно осадочные формации по реконструированному составу (табл. 2) разделяются на граувакковые (гнейсовые формации), сланцево (глинисто)-граувакковые с органическим веществом (графитистых высокоглиноземистых гнейсов и сланцев и высокоглиноземистая конгломерато-гнейсовая) и без него (конгломерато-гнейсовая высокоглиноземистая и высокоглиноземистых гнейсов) и олигомиктовых песчаников и сланцев с органическим веществом (графитоносная высокоглиноземистая кварцито-сланцевая). По составу метapelиты осадочных формаций Карельского и Беломорского мегаблоков близки к гидрослюдистым глинам, Центрально-Карельского блока — к каолинит-гидрослюдистым, Кейвского — к каолинитовым. Различия в условиях образования формаций подчеркиваются значениями геохимических параметров в мегаглинах и метапесчаниках (табл. 3), свидетельствующих о степени осадочной дифференциации (Al_2O_3/SiO_2), степени выветривания (N_2O/Al_2O_3) и положения осадков на фациальном профиле ($MnO/Fe_2O_3 + FeO$).

Примерное содержание различных пород (в %) в разрезах формаций. За 100% принята мощность формации

Формации	Породы							Породы с графитом		
	Конгломераты	Кварциты (олигомиктовые песчаники)	Бiotитовые и гранатобiotитовые гнейсы и сланцы (полимиктовые, частью олигомикт. песчаники, граувакки)	Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы (глины)	Карбонатсодержащие парасланцы	Железистые кварциты	Амфиболовые сланцы, амфиболиты, лептиты (основные, средние и кислые вулканиты и их туфы)	Кварциты	Слюдяные и графитосодержащие гнейсы и сланцы	Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы
Высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Костамукшко-Гимольский формационный ряд	—	—	85	15	—	—	2	—	—	—
Конгломерато-гнейсовая высокоглиноземистая. Шуэзерско-Имандровский формационный ряд	<1	<1	71	14	—	—	13	—	—	—
Высокоглиноземистых гнейсов. Беломорский формационный ряд	—	—	78	12	—	—	10	—	—	—
Графитистая высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Лапландско-Кандалакшский формационный ряд	—	—	48	45	—	—	—	—	—	7
Графитистая высокоглиноземистая конгломерато-гнейсовая. Волшпахский формационный ряд	2	—	59	34	—	—	—	—	—	>5
Графитоносная высокоглиноземистая кварцито-сланцевая. Кейвско-Колмозерский формационный ряд:										
а) Кейвы	<1	8	—	77	—	—	—	—	—	14
б) Колмозеро-Воронья	19	22	13	34	—	—	—	2	—	10
Амфиболито-лептитовая. Костамукшко-Гимольский ряд	—	—	>1	—	3	42	49	5		—
Лептито-амфиболитовая. Ялонварско-Парандовский ряд	—	—	—	—	>1	>3	80	—	16	—
Амфиболитовая. Шуэзерско-Имандровский ряд	—	—	—	—	15	—	80	>1	4	—

Некоторые геохимические характеристики терригенных формаций лопского комплекса Кольско-Карельского региона (взяты отношения молекулярных количеств)

Отношения Формационные ряды	В мегаглинах		В кварцитах	
	Al_2O_3/SiO_2	Na_2O/Al_2O_3	$\frac{MnO}{Fe_2O_3+FeO}$	TiO_2/Al_2O_3
Костамукшско-Гимольский	0,15	0,18	0,005	0,036
Шуэзерско-Имандровский	0,21	0,10	0,011	—
Беломорский	0,19	0,20	0,010	0,044
Лапландско-Кандалакшский	0,23	0,10	0,013	0,069
Волшпахский	0,25	0,14	0,006	0,061
Кольско-Колмозерский:				
а) структура Колмозеро-Ворожья	0,33	0,13	0,011	—
б) Кейвская структура	0,32	0,04	0,006	0,029

использованных некоторыми исследователями для подобных целей [9, 11, 23, 22]. Как видно из приведенной таблицы, степень осадочной дифференциации закономерно уменьшается от формаций Кольского блока (наиболее дифференцированные метасадки) к формациям Карельского блока (наименее дифференцированные метасадки). По степени выветривания метаглины отчетливо разделяются на две группы. В одну из них попадают метаглины осадочных формаций Кейвско-Колмозерского ряда (наиболее выветрелые), в другую наименее выветрелые — Костамукшско-Гимольского и Беломорского рядов. Метаглины остальных формаций занимают промежуточное положение. Судя по величине коэффициента MnO/Fe_2O_3+FeO , в общем наименее удаленными от области размыва являются породы Кольского и Карельского мегаблоков, что согласуется и с данными анализа мощностей и распространения в разрезе формаций конгломератов. Неожиданные результаты дает использование коэффициента TiO_2/Al_2O_3 , вычисленного для кварцитов и кварцитоподобных пород. Как известно, его значение в общем случае уменьшается

по мере удаления от области размыва. В то же время известно, что значение этого коэффициента может зависеть от состава пород в области размыва [11]. Действительно, из таблицы видно, что его низкие значения установлены в кварцитах из формаций, залегающих на породах кислого состава (Карельский мегаблок и Кейвский блок), повышенные — в кварцитах из формаций, лежащих на архейских амфиболитовых комплексах.

Распределение в метаглинах и метапесчаниках некоторых рудогенных элементов показывает (табл. 4), что содержания их в породах, развитых в Карельском и Беломорском мегаблоках, близки к кларковым. Графитистые формации Кольского полуострова характеризуются повышенными их количествами. Среди них выделяется высокоглиноземистая графитистая конгломерато-гнейсовая формация (Волшпахский формационный ряд), метаглины которой содержат повышенные количества Ni, V, Cr, Cu. Особый интерес представляет высокоглиноземистая графитистая кварцито-сланцевая формация Колмозеро-Воронинской структуры, в метаглинах которой отмечаются резко повышенные количества Ni, V, Co, Cr, а в кварцитах — Cu (табл. 4).

Среди графитистых формаций обособляется как по геохимическим данным, так и по петрохимическим параметрам, кварцито-сланцевая формация Кейвского блока. Не исключено, что она в дальнейшем может быть выделена из Кейвско-Колмозерского формационного ряда и образовать самостоятельный ряд.

Осадочно-вулканогенные формации сложены чаще всего основными вулканитами, их туфами и туффитами (амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы, параамфиболиты), кислыми и средними вулканитами и их туфами (лептиты, геллефлиты, порфириды, некоторые двуслюдяные сланцы и микрогнейсы). Терригенные породы представлены теми же осадками, что и в первой группе формаций (табл. 2).

Выделяются первичные (дометаморфические) диабазовая (амфиболитовая), кератофир-диабазовая (лептит-амфиболитовая) и кварц-кератофирная (амфиболито-лептитовая) формации (табл. 1).

Анализ полученных петрохимических характеристик метавулканитов (коэффициенты А. Н. Заварицкого, индекс Куно — ИК) [16], коэффициент «К» Ю. М. Шеймана [29], диаграмма Осборна (1958) и петрохимических характеристик В. А. Кутолина [17] — позволяют получить некоторую информацию об условиях формирования осадочно-вулканогенных формаций. Вулканизм лопия в целом характеризуется гомодромным типом развития и дифференциацией по толетовому направлению. Содержание K_2O в основных вулканитах соответствует 0,5—0,7%, приближаясь к величинам, типичным для океанических базальтов. По классификации В. А. Кутолина они отвечают траппам древних платформ, а по

Таблица 4

Содержание некоторых рудогенных элементов в гнейсовых формациях лопского комплекса

Формационные ряды	в п.10 ⁻⁴ %				
	Cr	Ni	Co	V	Cu
Ялонварско-Парандовский	137	30	15	100	10
Шуезерско-Имандровский	60	100	20	100	40
	30	40	20	60	40
	30	20	4	40	40
Лапландско-Кандалакшский	150	70	15	100	10
	100	60	20	100	40
	100	40	30	80	50
Волшпахский	180	70	17	200	70
	150	70	15	100	60
Кейвско-Колмозерский:					
а) Колмозеро-Воронья	250	130	30	300	17
	230	130	30	250	60
	40	35	15	45	170
б) Кейвы	30	30	20	180	50
	10	20	12	120	8

величине коэффициента «К» — близки к метабазальтам беломорского комплекса. Среднее значение индекса Куно равно 3, что указывает на низкую степень дифференциации. Вулканы различных формационных рядов по петрохимическим параметрам отличаются друг от друга. Вулканы Шуезерско-Имандровской зоны представлены разнообразными метаэффузивными базальтового и андезит-базальтового ряда и отличаются относительно высокой степенью дифференциации (ИК-28—29), наиболее четко выраженным толеитовым ее направлением и минимальными

содержаниями K₂O. Вулканогенные породы Костамукшко-Гимольского ряда представлены преимущественно метаэффузивами кислого состава (кератофиры, липариты), в подчиненном количестве присутствуют метабазалты. Они наиболее контрастны по составу. Дифференциация происходила по толеитовому и известково-щелочному направлениям, степень дифференциации средняя (ИК-32). Для основных вулканитов типичны наибольшие содержания K₂O (в среднем 1,6%). Вулканизм Ялонварско-Парандовского ряда отличается от охарактеризованного выше несколько большим развитием пород базальтовой группы, наименьшей степенью дифференциации (ИК-38) и содержанием K₂O в метавулканитах основного состава около 0,7—1,0%.

Среди осадочно-вулканогенных формаций по содержанию рудных элементов специализированными на никель, кобальт, хром, ванадий и медь являются основные и кислые вулканиты Ялонварско-Парандовского ряда. Специализированными на медь являются кислые и средние вулканиты Шуезерско-Имандровского формационного ряда (табл. 5).

Таблица 5

Содержание некоторых рудогенных элементов в осадочно-вулканогенных формациях лопия

в основных
кислых и средних вулканитах

Формационные ряды	п.10 ⁻⁴ %				
	Cr	Ni	Co	V	Cu
Костамукшко-Гимольский	150	50	15	100	40
	40	30	10	50	30
Ялонварско-Парандовский	300	150	55	250	160
	120	60	30	100	30
Шуезерско-Имандровский	100	55	40	150	50
	30	100	60	300	100

Многие исследователи, проводившие формационный анализ лопских образований (главным образом осадочно-вулканогенных) пришли к выводу об их возникновении в раннегеосинклиналиную стадию, предшествующую инверсии. Имеющиеся материалы не противоречат этому мнению. Сравнение описанных формаций с формациями, выделенными в Объяснительной записке к карте магматических формаций СССР [14], показывает, что могут быть выделены прототипы формаций, характерные для геосинклиналей неогена. Амфиболитовая

(диабазовая) формация Шуезерско-Парандовского ряда наиболее близка к спилит-диабазовой формации. Обе они приурочены к глубинным разломам, ограничивающим блоки фундамента, и образованы толетовыми базальтами. Амфиболит-лептитовая формация Ялонварско-Парандовского ряда может быть сопоставлена с кератофир-спилит-диабазовой формацией молодых геосинклиналей. Обе формации распространены в области дифференциальных погружений блоков фундамента. Они характеризуются ассоциацией вулканитов основного и кислого состава, обилием пирокластов и ассоциацией кремнистых и метаглинистых сланцев. Амфиболит-лептитовая формация Костамукшко-Гимольского формационного ряда сопоставляется с формацией кварцевых кератофиров, распространенной в зонах погружения геосинклинальных областей. Обе они отличаются существенным преобладанием эффузивов кислого состава над основными.

Метадиабазовая формация и конгломератовая формация Костамукшко-Гимольского и Ялонварско-Парандовского формационных рядов наиболее близки к образованиям формации диабазовых и андезитовых порфиритов. Для них характерно широкое развитие порфиритов основного и среднего состава в ассоциации с конгломератами, туфоконгломератами и туфами.

Терригенные формации по составу и ассоциациям слагающих их пород наиболее близки к группе аспидных (сланцево-граувакковых) формаций, также возникших в раннегеосинклинальную стадию. В большинстве геосинклиналей неогеоаспидные формации накапливаются в миогеосинклинальных зонах синхронно с существенно вулканогенными формациями, возникающими в эвгеосинклиналях. В пределах Балтийского щита существование самостоятельных миогеосинклинальных зон нельзя считать строго доказанным. Может быть, исключение представляет территории Центрально-Кольского блока.

Карельский блок представлял типичную эвгеосинклинальную зону с сочетанием палеоподнятий и приразломных прогибов. В пределах последних накапливались маломощные толщи граувакковой и сланцево-граувакковой формаций Костамукшко-Гимольского и Ялонварско-Парандовского формационных рядов. Область Беломорского блока была, по-видимому, наиболее погруженной (сланцево-граувакковая формация). В пределах него намечаются геантиклинальные поднятия — Сальнотундровский и Кандалакшский блоки, в которых формировались толщи углеродистой сланцевой граувакковой формации (Ланландско-Кандалакшский формационный ряд). Территория Центрально-Кольского блока, возможно, представляла собой передовой прогиб на краю стабилизированного массива, в пределах которого отлагались осадки углеродистой сланцево-граувакковой формации, близкой по геохимическим особенностям к черносланцевой формации. По данным Г. А. Беллера [1], она может быть сопоставлена с флишоидной формацией.

Образования Кейвско-Колмозерского ряда, представленные гидрослюдистыми и каолиновыми глинами и олигомиктовыми песчаниками, накапливались, видимо, в нижней части платформы. При этом метаморфизованные каолиновые глины Кейвской структуры, возможно, относятся к самостоятельной формации, возникшей в условиях платформенного режима [12].

Формационный анализ показывает, что по набору формаций, условиям их образования и геохимической специализации на территории восточной части Балтийского щита выделяются две геохимические и формационные провинции — Карельская и Кольская. Первая из них охватывает территорию Карельского и Беломорского геоблоков, вторая — Кольского, что отражается и в их металлогении. Для оценки металлогенической специализации лопских образований можно использовать следующие направления анализа: выяснение потенциальной рудоносности выделенных формаций на основе аналогий с известными формациями неогей; анализ связи распределения известных рудопроявлений и месторождений с выделенными формациями; основные черты геохимической специализации выделенных формаций. Сравнение металлогении вулканогенных формаций реннегеосинклинальной стадии молодых геосинклиналей и прототипов этих формаций в лопском комплексе показывает их большое сходство. Так, для формации кварцевых кератофиров характерны железные руды, известные и в породах амфиболито-лептитовой формации Костамукшко-Гимольского ряда. Колчеданные руды железа (и меди), типичные для кератофир-спилит-диабазовой и кварцево-кератофировой формации, давно установлены в породах лептито-амфиболитовой и амфиболито-лептитовой формаций Костамукшко-Гимольского и Ялонварско-Парандовского формационных рядов. Для формации кварцевых кератофиров геосинклиналей неогей известны также полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения. Таким образом, не исключено последующее обнаружение в амфиболито-лептитовой формации зон, специализированных на эти полезные ископаемые. В настоящее время не установлено связи полезных ископаемых с породами спилито-диабазовых формаций фанерозоя. В то же время кислые эффузивы амфиболитовой формации Шуезерско-Парандовского ряда отчетливо специализированы на медь.

По аналогии с формацией диабазовых и андезитовых порфиритов фанерозоя можно ожидать проявления медной минерализации в метадиабазовых формациях Костамукшко-Гимольского и Ялонварско-Парандовского формационных рядов. Кроме того, основные вулканиты Ялонварско-Парандовского ряда по геохимическим данным специализированы на ванадий, кобальт, хром и медь.

Среди терригенных формаций лопского комплекса представляют интерес только развитые в пределах Кольской про-

винции. Так, аналоги черносланцевой формации (Центрально-Кольский блок) обладают повышенными содержаниями никеля, ванадия, хрома и меди. Наибольшими перспективами обладает формация каолиновых и гидрослюдистых глин и олигомиктовых песчаников (высокоглиноземистая кварцито-сланцевая формация) структуры Колмозеро-Воронья, отчетливо специализированная на никель, ванадий, кобальт, хром (метаглины) и медь (метапесчаники). Метаглины Кейвской структуры, как известно, представляют интерес как сырье на глинозем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беллер Г. А. Строение верхней толщи кольской серии гнейсов. В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. Наука. М. 1970.
2. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Изд. АН СССР. М.-Л. 1963.
3. Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита. В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия СВ части Балтийского щита. Наука. Л. 1971.
4. Богданов Ю. Б. и др. Глубокометаморфизованные конгломераты Восточной Карелии. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1968.
5. Богданов Ю. Б., Негруца В. З. и др. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита. В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Наука. Л., 1971.
6. Богданов Ю. Б. и др. Некоторые геохимические характеристики метаморфических толщ Чупино-Лоухского района. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. V. ЛГУ. Л. 1975.
7. Богданов Ю. Б. и др. Роль космических снимков при изучении движущихся блоков земной коры. В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М. 1976.
8. Глебова-Кульбах Г. О. и др. Граниты южной Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, в. 15. 1963.
9. Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97. 1967.
10. Головенко В. К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 175. 1971.
11. Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 205, 1976.
12. Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Недра. Л., 1977.
13. Гордиенко В. В. и др., Слюдоносные пегматиты Северной Карелии (геология, минералогия, геохимия и генезис). Недра. Л. 1976.
14. Карта магматических формаций СССР, м-б 1:2 500 000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Л. 1971.
15. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, в. 16. 1963.
16. Куно Х. Плато-базальты. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Мир. М. 1972.
17. Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. Наука. М. 1969.
18. Лулева О. И. Опыт изучения протерозойских метаморфизованных конгломератов Кольского полуострова. Автореф. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол. мин. наук. ГИН АН СССР. М. 1967.
19. Маслеников В. А. и др. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, в. 15. 1963.

20. Попов В. Е. и др. Металлогеническая специализация глубинных структур восточной части Балтийского щита. Сов. геология, № 12, 1976.
21. Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. Тр. ГИН КарФАН СССР, в. I. 1967 (изд. 1968).
22. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты. 1970.
23. Резников А. Н. Железо-марганцевый коэффициент как показатель обстановки осадконакопления. Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 1. 1961.
24. Робонен В. И., Рыбаков С. И. О текстурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка-Хаутоваара (южная Карелия). Тр. ГИН КарФАН СССР, в. I. 1967 (изд. 1968).
25. Руденко В. Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (южная Карелия). Вестник ЛГУ, сер. геолог. и географ. в. I, № 6. 1968.
26. Цирульников М. С., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Наука. Л. 1968.
27. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Наука. М.-Л. 1964.
28. Чернов В. М. и др. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Карелия. Петрозаводск. 1970.
29. Шейнман Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. Сов. геология, № 8. 1965.
30. Шустова Л. Е. и др. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Наука. Л. 1973.

КАРЕЛЬСКИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

К карельскому структурно-формационному комплексу отнесены печенгский и имандра-варзугский комплексы Кольского п-ва, сумийская, сариолийская, ятулийские, сортавальская, бесоветская, ладожская и вепская серии Карелии, криворожская и фрунзенская серии Кривого Рога, курская и оскольская серии КМА и их аналоги. Повсеместно образования, относимые к карельскому комплексу, отделены от нижележащих толщ крупным структурным несогласием и длительным континентальным перерывом, соответствующим эпохе кратонизации территории платформы, обладают единой структурной и метаморфической зональностью и принадлежат структурно-формационному комплексу, знаменующему третий самостоятельный мегацикл докембрийского тектогенеза фундамента Русской платформы. Возраст этих образований охватывает интервал времени от 2700 млн. лет до 1900 ± 100 млн. лет [22, 9, 40].

Устанавливается 4 главных площади развития карелид: Карельская, Кольская, Украинская и Воронежская. Аналогичные образования вскрыты рядом глубоких скважин под платформенным чехлом и предположительно развиты на Урале и возможно на Кавказе. Главной является территория Карелии. Здесь карелиды и изучены наиболее детально.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

КАРЕЛИЯ

В пределах Карелии выявлено исключительное разнообразие разрезов карелид, обусловленное неоднородностью палеотектонического и палеогеографического развития территории. Для большей центральной части Карелии типично преимущественное распространение песчано-конгломератовых отложений озерно-пролювиально-дельтового генезиса, которые циклично чередуются с наземными и мелководно-бассейновыми вулканогенными образованиями. Они смяты в сравнительно простые складки. Обычно сочетание вытянутых удлиненных грабен-

синклиналей и горст-антиклиналей с мульдообразными сложно построенными синклинальными и антиклинальными складками изометрических форм, нарушенными флексурными перегибами и многочисленными разломами северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания. Породы изменены в стадию эпигенеза и фацию зеленых сланцев, интрузивные граниты отсутствуют, или локализуются исключительно среди образований карельского фундамента и нигде не прорывают карелиды. Для этой части территории весьма характерны резкие скачкообразные изменения мощностей, вызванные частыми и крупными внутриформационными перерывами, а также первичным выклиниванием целых стратиграфических подразделений — от отдельных пачек до серий.

На севере и юге Карелии более широко развиты тонкоотмученные и хемогенные песчано-глинистые и глинисто-карбонатные породы бассейнового (морского?) происхождения, чередующиеся с основными и кислыми эффузивами, возникшими в подводных условиях. Установлено, что в направлении от Центральной Карелии к северу и югу, т. е. в направлении замещения континентальной литогенетической ассоциации морской, происходит увеличение суммарной мощности протерозойских пород, увеличение степени дислоцированности до изоклиальной складчатости, и метаморфизма, вплоть до появления признаков метасоматоза и мигматизации.

В соответствии с этим на территории Карелии выделяются три главные палеотектонические зоны: устойчивая с платформенным типом литогенеза, переходная (перикратонная) — с переходным характером породообразующих процессов и подвижная с геосинклинальными чертами осадконакопления, магматизма и постседиментационных преобразований пород. Границы зон литологически не всегда выражены с достаточной четкостью, поскольку между ними имеются фациальные переходы. Но они фиксируются крупными разрывными нарушениями, которые в карельское время служили границами геоблоков с резко различной палеотектонической мобильностью. Положение этих нарушений намечается скачкообразным изменением мощности осадочных и вулканогенных комплексов, приуроченностью к ним центров палеовулканических излияний, интрузий основных и ультраосновных пород и резким изменением физических параметров земной коры. С ними в общем виде совпадают границы метаморфических фаций; в современном тектоническом плане Карелии они нередко сопровождаются надвигами и крупными взбросами. (Рис. 1).

Устойчивая Центрально-Карельская зона (Карельский кратон) объединяет структуры так называемого срединного массива Л. Я. Харитонова, или ятулийского материка по Вяюрюнену. Она характеризуется платформенной группой формаций (рис. 2, 3, 4), в которой устанавливается следующая верти-

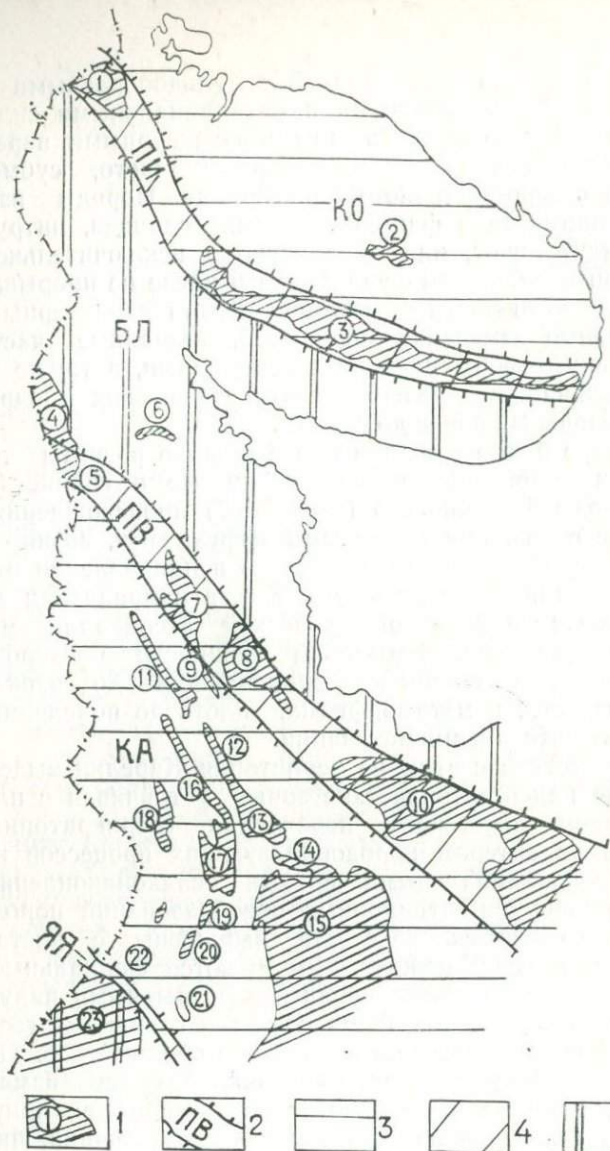


Рис. 1. Схема тектонического районирования и метаморфической зональности карелид восточной части Балтийского щита.

1. Современные площади распространения карелид: 1 — Печенгская, 2 — Песцовотундровская, 3 — Имандра-Варзугская, 4 — Куоляярвинская, 5 — Панаярвинская, 6 — Кукасозерская, 7 — Шамбозерская, 8 — Лехтинская, 9 — Компаковская, 10 — Ветреного пояса, 11 — Чиркокемская, 12 — Елмозерская, 13 — Сегозерская, 14 — Кумсинская, 15 — Онежская, 16 — Маслозерская, 17 — Янгозерская, 18 — Лубосалмская, 19 — Костамукская, 20 — Суоярская, 21 — Туломозерская, 22 — Янисярвская, 23 — Ладожская; 2 — границы структурно-формационных зон: КО — Кольская, ПИ — Печенгско-Имандроварзугская, БЛ — Беломорско-Лапландская, ПВ — Пана-Выгозерская, КА — Карельская, ЯЯ — Янисярвинская, ЛД — Ладожская; 3—4. Область зеленосланцевой фации метаморфизма: 3 — преимущественно континентального осадконакопления и наземного вулканизма, 4 — паралического осадконакопления и преимущественно подводного вулканизма, 5 — область амфиболитовой фации метаморфизма и интрузии гранитов, с устойчивым бассейновым осадконакоплением в карельское время.

кальная последовательность (снизу вверх): андезит-диабазовая — туфо-конгломератовая — ритмичная монокварцево-конгломератовая — диабазовая — пестроцветная песчано-доломитовая — карбонатно-черносланцевая — пикрито-диабазовая — флишоидно-песчано-сланцевая — красноцветная кварцито-песчаниковая.

По полноте разрезов здесь устанавливается два формационных ряда: янгозерский и онежский. Янгозерский ряд неполный из-за отсутствия в нем карбонатно-черносланцевой, флишоидно-песчано-сланцевой и красноцветной кварцево-песчаной формаций, онежский — полный (таблица).

Переходные (перикратонные) зоны представлены структурами, обрамляющими Карельский кратон и составляющими зоны сочленения его с Ладожской на юго-западе и Беломорской на северо-северо-востоке подвижными областями. Соответственно с этим выделяются Янисярвская и Пана-Выгозерская переходные зоны. Янисярвская зона представлена одним формационным рядом, сложенным четырьмя формациями (снизу вверх): туфо-конгломератовой, монокварцево-конгломератовой, пестроцветной песчано-доломитовой и карбонатно-черносланцевой.

В Пана-Выгозерской зоне намечается два формационных ряда: Панаярвинский и Летнеозерский. В Панаярвинском ряду устанавливаются следующие формации (снизу вверх): кератофир-диабазовая, туфо-конгломератовая, андезит-диабазовая и ритмичная сланцево-кварцитовая. Летнеозерский ряд более полный и характеризуется значительными изменениями на площади, выраженными фациальной неоднородностью толщ, непостоянством их мощности и выклиниванием на отдельных участках целых стратиграфических подразделений [22]. В полном виде этот ряд характеризуется следующей последовательностью формаций (снизу вверх): кератофир-диабазовая, андезит-диабазовая, монокварцево-конгломератовая, кремнисто-железистая, конгломерато-аркозовая, пестроцветная песчано-доломитовая и пикрито-диабазовая.

К подвижным зонам принадлежат: Ладожская и Куола-Кукаозерская. Обе зоны прослеживаются за пределами Карелии на территории Финляндии, где сливаются соответственно со Свекофенским поясом карельской геосинклинальной области и Лапландской зоной карелид.

Для Ладожской зоны установлен один формационный ряд, имеющий следующее строение. Разрез начинается карбонатно-черносланцевой формацией, которая сменяется вверх по разрезу метаморфизованной в амфиболитовую фацию диабазовой (возможно пикрито-диабазовой) формацией. На последней с размывом залегает флишевая кварцито-сланцевая формация. Разрез завершается амфиболито-кварцитовый толщей (свита

иляла), которая связана с флишем постепенными переходами и представляет, очевидно, его составную часть.

Куола-Кукаозерская зона представлена двумя формационными рядами — Куолярвинским и Кукаозерским. Куолярвинский ряд характеризуется постепенной сменой вверх по разрезу существенно терригенных формаций — вулканогенными. Здесь разрез открывается ритмичной сланцево-кварцитовой формацией, переходящей выше в ритмичную карбонатно-черносланцевую, которая замещается пикрит-диабазовой формацией [19], включающей туфосланцево-метадиабазовую и сланцево-конгломератовую субформации. Рядом исследователей предполагается наличие в составе пикрит-диабазовой формации горизонта графитистых сланцев, возможно составляющего самостоятельную флишондно-черносланцевую формацию.

Кукаозерский ряд открывается андезит-диабазовой формацией, измененной в амфиболитовую фацию метаморфизма; две последующие формации аналогичны двум нижним формациям куолярвинского формационного ряда. Разрез завершается туфо-сланцево-конгломератовой субформацией, которая здесь отделена от нижележащих образований крупным размывом.

Сравнительное сопоставление описанных рядов позволяет выделить на территории Карелии шесть крупных циклов, соответствующих шести этапам единого тектоно-магматического мегацикла развития территории, — сумийский, сариолийский, сегозерский, онежский, ладожский и вепский.

Сумийский цикл проявился после длительной эпохи тектонического покоя, в течение которой территория Балтийского щита представляла область завершённой складчатости с режимом молодой платформы, и знаменует начало третьего (карельского) тектоно-магматического мегацикла развития территории. Зарождение нового параксизма тектонических движений привело к активизации возникших еще в архее Карельского и Беломорского блоков и заложению вдоль их границы протяженной «вулканической борозды», контролируемой зоной глубинного разлома. Сумийский этап развития этой зоны характеризуется формированием кератофир-диабазовой формации. Она проявляется исключительно в Пана-Выгозерской зоне, расположенной на границе между Карельским и Беломорским геоблоками, и залегает как на лопских, так и беломорских супракрасталльных породах и рвущих их гранитоидах, со структурным несогласием и длительным континентальным перерывом. Начинается она прерывистым горизонтом терригенных отложений, среди которых в ряде случаев (оз. Пана-ярви) устанавливаются валунно-галечные конгломераты, содержащие фрагменты более древних пород, в том числе плагио-микроклиновых и микроклиновых гранитоидов. Характерны продукты размыва и переотложения коры выветривания, возникшей в период докарельский протоплатформенной стадии развития тер-

ритории, а также горизонты высокоглиноземистых сланцев, кварцитов по олигомиктовым песчаникам с прослоями сульфидизированных кварцевых конгломератов (Шомбозеро, Каливолампи). Горизонт осадочных пород имеет четко выраженную разномасштабную ритмичность и общее трансгрессивное строение. Составляющие его породы нередко характеризуются текстурами подводного оползания и косослойчатости.

Большая часть формации сложена разнообразными вулканогенными породами основного состава (метадиабазы, метадиабазовые порфириты, мандельштейны, подушечные лавы). Подчиненное распространение имеют пирокластические породы — метатUFFы, метатUFFиты, реже туфобрекчии и туфоконгломераты. Характерно многопокровное строение толщи и значительные изменения мощности и строения отдельных пачек и частей толщи на площади. С пирокластическими уровнями ассоциируют осадочные породы — полимиктовые метапесчаники, металевролиты и, реже, метасилициты. Мощность толщи вулканогенных пород основного состава от нескольких сотен метров до более 2500 м.

Верхняя часть формации сложена вулканогенными породами преимущественно кислого состава — кератофирами, кварцевыми порфирами, плагиопорфирами и их туфами. Их мощность достигает 500 м. Общая мощность формации меняется для разных частей структуры от первых сотен метров до 3000 м [27, 31].

Металлогенические особенности этой формации практически не изучены. С нею связаны небольшие проявления колчеданных руд, меди, а также редких металлов.

Сариолийский цикл знаменует дальнейшее усиление тектонических движений, интенсивное дробление северной части Карельского кратона и заложение в его пределах системы межглыбовых тектоно-вулканических депрессий ориентированных частью параллельно Пана-Выгозерской зоне, частью под углом к ней [31]. С этим циклом связано формирование двух формаций, неразрывно связанных между собой как вертикальными, так и латеральными переходами — андезит-диабазовой и туфоконгломератовой.

Андезит-диабазовая формация характеризует наиболее удаленную от края Карельского массива Кукасозерскую ветвь Куола-Кукасозерской зоны, широко развита на всем протяжении Пана-Выгозерской зоны. В виде лентовидных полос она прослеживается в пределах Карельского массива, где заполняет линейные ступенчатые грабены в докарельском фундаменте.

В Кукасозерской структуре андезит-диабазовая формация перекрывает ультраметаморфические образования беломорского комплекса. В ее основании устанавливается хорошо выдержанный горизонт кварцитов, обогащенных сульфидами. Мощность кварцитов до 150 м, формации в целом до 2000 м.

В пределах Пана-Выгозерской зоны андезит-диабазовая формация залегает с размывом на кератофир-спилит-диабазовой формации. Местами на кератофирах отмечается кора выветривания, свидетельствующая о предшествовавшем континентальном перерыве. В пределах карельского массива, судя по наблюдениям в краевых частях сариолийских тектоно-вулканических депрессий андезит-диабазовая формация резко — несогласно залегает на гранитоидах и гнейсах архея или метаморфизованных и гранитизированных породах лопского комплекса. Строение формации в разных структурах и разных частях отдельных структур обычно существенно различно. Сильно варьирует и ее мощность (от нескольких десятков метров до 2500 м). Формация представлена лавовой толщей, состоящей из переменного количества покровов и потоков (от 10 до 54) базальтового и андезит-базальтового, реже андезитового состава, при мощности покровов и потоков до 70 м. Намечается уменьшение средней мощности и количества потоков в направлении к Карельскому массиву. Подошва потоков сложена обычно мелкозернистыми афанитовыми разностями, центральные части — среднезернистыми, а кровля — миндалекаменными или брекчиевидными разновидностями пород. Встречаются шаровые и вариолитовые лавы. Характерны пирокластические породы (туфоконгломераты, разнообломочные агломераты, туфы, туффиты), приуроченные к кровле лавовых потоков и доминирующие в верхней части разреза формации. Осадочные породы пользуются ограниченным распространением. В основании формации местами наблюдаются линзы валунно-галечных полимиктовых конгломератов и горизонты кварцитов с прослоями сульфидизированных кварцевых конгломератов. Выше по разрезу присутствуют прослои метапелитов, металевролитов, реже силлицитов, а для верхней части разреза характерны метааркозы, метаграувакки и конгломераты, содержащие вулканические бомбы.

Изучение внутреннего строения лавовых потоков позволяет установить, что формирование андезит-диабазовой формации происходило при закономерном, многократном изменении условий от спокойных подводных излияний гавайского типа до взрывных излияний лавы с повышенной вязкостью и признаками извержений стромболианского типа. Химизм лав изменялся от основного и ультраосновного состава [31] к более кислому (андезит-базальты и андезиты). Начальные лавовые порции по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам, конечные — андезит-базальтам, андезитам. Туфы отличаются повышенной глиноземистостью, большим содержанием калия и сильно обеднены известью.

С вулканогенными образованиями ассоциируют многочисленные тела габбро-диабазов, являющихся комагматитами лав конечных излияний, в том числе хромитоносные.

С андезит-диабазовой формацией связаны незначительные проявления меди.

Туфо-конгломератовая формация генетически неразрывно связана с андезит-диабазовой формацией, замещающей ее как в разрезе, так и по латерали. Наиболее типична она для Карельского массива, особенно его центральных частей. Туфо-конгломератовая формация постепенно замещает вверх по разрезу андезит-диабазовую, либо трансгрессивно и несогласно залегают на докарельском фундаменте, повсеместно тяготея к палеотектоническим уступам. Представлена она разнообразными туфоконгломератами, конгломератами (гранитные, полимиктовые, зеленокаменные), туфами, аркозами и граувакками, туффитами, метапелитами, метаалевролитами, брекчиями, метапесчаниками с подчиненными им редкими потоками лавовых пород андезитового состава. Характерна разномасштабная (от элементарной до макро-) ритмичность, подводнооползневые смятия, кластогенные дайки, валуны с коркой выветривания, возникшей до попадания обломков в осадок. По данным А. В. Синицына [46] и Т. Ф. Негруца [29] в составе этой формации наблюдаются метаингимбриты. Мощность ее быстро меняется и колеблется в интервалах от первых метров до 800 м.

По характеру литогенеза и палеотектоническим особенностям сумийский и сариолийский циклы характеризуются сходными чертами и знаменуют период активизации и тектонической дифференциации эпилопийского кратона. Главной особенностью этого периода является дробление карельского основания на глыбы разной тектонической активности, оформление Карельского и Кольского стабильных массивов и Беломорской подвижной зоны, и возникновение линейных межглыбовых вулканотектонических грабеноподобных структур с подкоровыми источниками питания — Печенгско-Имандраварзугской и Пана-Выгозерской зон. Ведущим в этот период явился эндогенный фактор литогенеза, проявившийся в формировании преимущественно вулканогенных пород. Не исключено формирование в этот этап интрузивных массивов гранитоидов типа Ноурунен, комагматичным кислым эффузивам.

Два последующих цикла — сегозерский и онежский имеют много сходных между собою черт и резко отличаются от предыдущих. Оба они начинались трансгрессией и мощным осадконакоплением и завершались регрессией и интенсивным вулканизмом, сопровождавшимся интрузиями габбро-диабазов и, возможно, габбро. В течение обоих циклов Карельский геоблок оставался относительно стабильным, вследствие чего возникшие здесь осадочно-вулканогенные комплексы носили некоторые черты платформенных образований. Беломорский блок, напротив, отличался значительной подвижностью, интенсивно погружался и в пределах его, во всяком случае в его юго-западной части (Куола-Кукасозерская зона), возникали форма-

ции геосинклинального типа. Пана-Выгозерская зона на протяжении этого времени занимала промежуточное положение между Карельским кратоном и Беломорской подвижной областью, представляя собой зону перикратонного опускания. Здесь отчетливо фиксируется постепенное расширение области осадконакопления к югу и заложение в онежское время новой подвижной интенсивно опускающейся Ладожской зоны, которая ограничивается с юго-запада Карельский кратон. Во второй половине онежского времени Беломорская область начинает стабилизироваться и проявлять тенденцию к инверсии, тогда как Ладожская зона становится ведущей подвижной областью и в пределах ее возникают типично геосинклинальные формации. Следствием неоднородности тектонического режима явилось большое разнообразие сформированных в этот период осадочных и вулканогенных пород. Фациально-палеогеографический анализ свидетельствует, что в течение сегозерского и онежского циклов территория Карелии была покрыта практически непрерывным покровом осадочно-вулканогенных образований, трансгрессивно налегающих как на ранее возникшие сариолийские осадочно-вулканогенные породы, так и на породы докарельского фундамента [22]. Вулкано-тектонические впадины, сформированные в сумийско-сариолийский период, почти в неизменном виде были захоронены под плащом ятулийских (сегозерско-онежских) отложений. При этом сумийско-сариолийские впадины явились как бы центрами зарождения ятулийского осадконакопления, происходившего вначале на большей части Карельского кратона в изолированных впадинах, а затем охватившего в виде единого бассейна всю его площадь. В соответствии с этим ятулийские толщи перекрывают в плане разновозрастные формации. В основании ятулия почти повсеместно фиксируется метаморфизованная кора выветривания. Причем, между ятулием и сариолием вдоль границ сариолийских вулкано-тектонических впадин нередко устанавливается угловое несогласие, тогда как в центральных частях этих впадин, судя по единичным разрезам, они связаны постепенным переходом.

Куола-Кукаозерская зона в этот период характеризовалась устойчивым морским осадконакоплением, сменившимся затем преобладающим подводным вулканизмом. Здесь возник непрерывный ряд осадочных и вулканогенных формаций геосинклинального облика; формации связаны между собой постепенным переходом, характеризуются постоянством состава и мощности по простиранию.

Карельский массив напротив был ареной прерывистого континентально-эпиконтинентального осадконакопления. Осадочные формации отличаются большой изменчивостью литологического и фациального состава и скачкообразными изменениями мощностей. Резко преобладают терригенные (преиму-

ственно псафиты и псеммиты) отложения. Характерны первично красноцветные отложения, роль которых возрастает вверх по разрезу. Вулканизм проявился в два цикла, причем в обоих случаях в связи со сменой общей трансгрессии регрессией. В первый цикл образовалась диабазовая формация, представленная многопокровной (мощностью до 400 м) толщей чередования афанитовых и порфиroidных диабазов, спилитов, шаровых лав, часто с проникновением между шарами раскристаллизованного яшмоида, мандельштейнов. Туфы, туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфосланцы устанавливаются в виде маломощных линз и прослоев в верхней части покровов и имеют резко подчиненное значение (не более 2% от общей мощности). Петрохимические характеристики вулканогенных пород указывают на антидромную тенденцию характера дифференциации исходной базальтовой магмы, в отличие от галлодромной для сумия и сариолия.

Второй цикл завершился заонежско-лижминским и суйсарским вулканизмом, давшим пикрит-диабазовую формацию. Последняя в современном срезе Карелии устанавливается как наиболее высокое стратиграфическое подразделение в онежской структуре и ряде структур Пана-Выгозерской зоны. Мощность ее до 600 м, а в зоне сочленения карелид и беломорид местами более 1500 м. Он также имеет многопокровное строение. В его состав помимо пород характерных для нижележащей диабазовой формации входят разнообразные вулканогенные породы ультраосновного состава; более типичны первично хемогенные кремнистые осадки, образующие, например, в Онежской структуре самостоятельную силицито-черносланцевую формацию, генетически неразрывно связанную с пикрит-диабазовой формацией.

Латеральным возрастным аналогом пикрит-диабазовой формации являются спилит-диабазовая формация, характеризующая подвижную зону Приладожья (вулканогенная толща питкьярантской серии) и возможно пикрит-диабазовая формация Куоляярвинской структуры Куола-Кукаозерской зоны, Лехтинской структуры и Ветреного пояса Пана-Выгозерской зоны. Эти формации по составу вулканогенных пород сходны с пикрит-диабазовой; отличие состоит в том, что вулканогенные образования Куоляярви и Ладожской зоны содержат горизонты карбонатных пород, свидетельствующих об излиянии лав в подводных условиях. С последними, кроме того, ассоциируют горизонты первично хемогенных кремнистых, а также углеродсодержащих сравнительно глубоководных метапелитов.

Металлогенническая специализация сегозерского и онежского циклов определяется оруденением монокварцево-конгломератового типа, формированием отложений типа медистых песчаников, гематитовых карбонатных отложений, фосфатоносных терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных отложе-

ний, мощным накоплением углеродистых пород, специализированных, в зависимости от их фашиально палеогеографических и палеотектонических условий образования, на полиметаллы, медь, а также кобальт, ванадий и др. металлы. Вулканогенные формации и их интрузивные комагматы имеют отчетливую специализацию на медь.

Ятулийские (сезозерский и онежский) циклы фиксируют этап максимального прогибания территории, когда практически вся площадь Карелии была вовлечена в осадконакопление.

Следующий ладожский цикл характеризует заложение и развитие в пределах Ладожской зоны флишевого прогиба, явившегося основной ареной осадконакопления. Интенсивные тектонические подвижки Ладожской зоны сказывались на прилегающих участках Карельского массива, где в это время существовал эпиконтинентальный бассейн. В обеих зонах накапливались ритмично чередующиеся между собой псаммиты и пелиты, но в Ладожском прогибе осадконакопление происходило в относительно глубоководном бассейне, тогда как по юго-восточному обрамлению Карельского массива господствовали мелководные условия осадконакопления. В результате в Ладожской зоне возникла флишевая формация, а за ее пределами флишеидная — представленная бесовецкой серией. Остальная часть территории в ладожский цикл, очевидно, была выведена из-под уровня моря и служила областью сноса.

Ладожский цикл завершается интенсивной складчатостью, зональным метаморфизмом (вплоть до ультраметаморфизма) и полным циклом интрузивного магматизма; интрузии габбро и габбро-диабазов несут титано-магнетитовое оруденение, гранитоидные формации специализированы на олово, вольфрам, молибден.

Карельский мегацикл завершается вепским циклом, отмечающим этап общей инверсии территории. Осадконакопление происходило на ограниченной площади крайней юго-восточной Карелии, очевидно, в замкнутой интенсивно прогибающейся котловине, занятой периодически высыхающим эпиконтинентальным бассейном, благоприятным для накопления меденосных отложений; в начале этапа шло ритмичное отложение преимущественно пелитовых осадков, позже псаммитовых. Возникший разрез имеет четко выраженное регрессивное строение, а представляющая его формация — молассоидный характер. С завершающим этапом этого цикла, или, возможно, несколько более поздним самостоятельным циклом, связано внедрение комплекса гранитов-рапакиви и комагматических им образований, специализированных на олово.

Таким образом, на территории Карелии отчетливо проявляются четыре стадии формирования карельского структурно-формационного комплекса: две дофлишевых (ранняя и поздняя), флишевая и молассовая.

Ранняя дофлишевая стадия знаменовалась заложением внутриконтинентального рифта, разделившего территорию на мегаблоки — основные геоструктурные единицы: Карельский кратон и Беломорская подвижная область, а также заложением в пределах кратона системы вулкано-тектонических ступенчатых грабенов, характеризующихся мощным преимущественно подкоровым вулканизмом. В поздней дофлишевой стадии зона рифта развивалась как область перекратонного опускания, фиксируя ступенчатый переход от сравнительно приподнятого Карельского мегаблока с режимом подвижной платформы к сильно опущенному Беломорскому мегаблоку, отличавшемуся геосинклинальным характером развития. На всей территории осадконакопление сопровождалось прерывистым вулканизмом, вследствие чего возник практически единый покров осадочно-вулканогенных пород, фиксирующих смену режима осадконакопления от эпиконтинентального — в пределах кратона, через параллический — для зоны перикратонного опускания, до пелагического — в пределах Беломорского мегаблока. Характерной особенностью сформировавшихся в этот этап отложений является присутствие среди терригенных осадков Карельского кратона и Пана-Выгозерской зоны перикратонных опусканий, аспидных сланцев особенно типичных для Куола-Кукасозерской зоны Беломорской ветви Карельской геосинклинали. Все это дает возможность рассматривать формации второй дофлишевой стадии, как прототип квазиаспидной и аспидной формаций более поздних геотектонических циклов.

Палеогеографическими реконструкциями устанавливается, что во второй половине поздней дофлишевой стадии в юго-западной части Карелии в пределах Ладожской зоны, бывшей до этого областью сноса, закладывается новая подвижная зона, протягивающаяся в северо-западном направлении на территории Финляндии в область Свекофенского геосинклинального пояса. Развитие этой зоны началось с возникновения мощной карбонатно-сланцево-вулканогенной литогенетической ассоциации (питкьярантская серия), фиксирующей условия сравнительно глубоководного осадконакопления и весьма активного тектонического режима. Интенсивно опускающаяся до этого Беломорская зона начала проявлять ярко выраженную тенденцию к поднятию. Область наибольшего прогибания сместилась в южную часть Карельского кратона, тогда как его северная часть под влиянием интенсивных восходящих движений в области беломорид начала медленно подниматься.

Во флишевой стадии область осадконакопления переместилась на южную половину Карельского кратона. Заложившаяся еще в конце предыдущей стадии ладожская впадина превратилась в широкий флишевый прогиб, а прилегающая к нему с севера часть Карельского кратона — в зону сравнительно мелководного осадконакопления, испытывающую воздей-

ствия пульсационных тектонических движений, происходивших в смежном с ней флишевом прогибе. Северная часть Карельского кратона и Беломорский геоблок, очевидно, к этому времени были выведены на дневную поверхность и начали подвергаться размыву. В области Беломорья проявлялись процессы метаморфизма и гранитообразования, которые, вероятно, продолжались вплоть до конца карельского цикла, когда вся область попала под действие мощного теплового потока, более интенсивного в подвижных зонах и гораздо слабее в пределах Карельского кратона.

Конечная молассовая стадия знаменуется общим подъемом территории, складчатостью, более интенсивной в подвижных зонах ограничивающих Карельский кратон, и оформлением в пределах последних массивов гранитоидов. Вблизи границы Ладожской подвижной зоны, на прилегающих зонах Карельского кратона в это время возникали детрактивные образования вулканов, являющиеся прототипом моласс.

Последовательность палеотектонической истории Карелии и Кольского п-ва и основные черты размещения формаций карельского комплекса в схематическом виде отражены на рис. 3 (стр. 10).

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Карелиды Кольского п-ова картируются в виде двух крупных изолированных синклиналий, представляющих части единого Печенгско-Имандровского пояса, сходном по строению и структурному положению с Куола-Выгозерской зоной карелид Карелии (см. рис. 1). Севернее этого пояса, в непосредственной близости от края тектонически пассивного в протерозое Кольского мегаблока располагаются небольшие останцы карельских образований, заполнявших Кейвскую шовную зону, сходную по строению и составу со структурой системы озер Шоба, расположенной в пределах краевой части Карельского мегаблока. Соответственно на Кольском полуострове выделяются три формационных ряда карелид: печенгский, имандра-варзугский и кейвский.

Печенгский ряд [11, 34] начинается андезит-диабазовой формацией мощностью 1600 м. В основании формации устанавливаются валунно-галечные конгломераты и аркозы, состоящие из обломков глубокометаморфизованных, в том числе ультраметаморфических пород и гранитоидов кольского комплекса; осадочные породы заполняют депрессии в фундаменте, характеризуются четкой градационной слоистостью типа подводных мутевых потоков и имеют прерывистое линзовидное распространение.

На породах андезит-диабазовой формации с перерывом, фиксируемым корой выветривания залегает известняково-квар-

цитовая формация. В составе формации устанавливаются мономиктовые и олигомиктовые кварциты и кварцито-песчаники с прослоями кварцевых гравелитов, алевролитов и филлитов (8—76 м), существенно карбонатные, в том числе строматолитовые породы (до 150 м) и чередующиеся песчаники, филлиты, алевролиты и туффиты (50 м). Выше разрез постепенно наращивается образованиями диабазовой формации (300—1400 м), сложенной преимущественно измененными диабазовыми эффузивами и их пирокластами с подчиненными им эффузивами кислого состава (альбитофиры, ортофиры, андезитовые метаплагиопорфиры, их туфы, туфолавы).

Вышележащая пестроцветная песчано-доломитовая формация начинается пачкой розовых аркозов с прослоями конгломератов, залегающей на вулканогенных породах диабазовой формации с крупным размывом и местным несогласием. Выше следует толща чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, карбонатных пород, филлитов и туффитов (300 м). Характерной особенностью этой формации является широкое распространение в ее составе гематитоносных пород, в том числе оолитовых гематитовых руд, наличие горизонтов фосфатоносных карбонатных пород и горизонтов со строматолитами. В зоне перехода описываемой формации в вышележащую устанавливаются горизонты углеродсодержащих черных сланцев и силицитов, тесно ассоциирующие с туффитами и относящиеся поэтому к перекрывающей пикрит-диабазовой формации. Последняя по составу и строению близка аналогичной формации в онежском формационном ряду; отличие состоит в большей мощности (до 1500 м).

Пикрит-диабазовая формация перекрывается мощной (800—900 м) флишoidalно ритмичной карбонатно-туфогенно-сланцевой формацией, сложенной метапесчаниками (в основании с прослоями кварцевых конгломератов), филлитовидными углеродсодержащими сланцами, алевролитами, туфами и туффитами основного и ультраосновного состава с линзами углеродсодержащих известняков, а также конгломератов и туфо-конгломератов образованных подводномутьевыми потоками. С этой формацией парагенетически связаны тела ультраосновных пород с медно-никелевой рудной минерализацией. Исследователи единодушно рассматривают эти образования как интрузии ультраосновных магм вдоль кольцевого разлома, определяющего выход на дневную поверхность продуктивной флишoidalной черносланцевой формации. Характерно субпластовое расположение тел ультраосновных пород, образующих до трех уровней, соответствующих трем стратиграфическим горизонтам формации. Обращает внимание ассоциация тел ультраосновных пород с туфогенными породами того же состава, связь их с горизонтами пород, вмещающих конгломераты подводно-мутевого генезиса и несущих следы мощных подводно-оползневых

смятий; такая ассоциация признаков характерна для образований типа «меланжа». Возможно медно-никелевые ультраосновные породы являются конседиментационными образованиями, внедрившимися в нелитифицированный осадок в виде близповерхностных интрузий, отчасти выступающие как заполнители подводящих каналов вулканических извержений.

Флишоидно-ритмичная карбонатно-туфогенно-сланцевая формация располагается в разрезе между вулканогенными образованиями сходной по строению и составу пикрит-диабазовой формации; от нижней она отделена перерывом, фиксируемым корой выветривания, с верхней связана постепенным переходом (путем чередования). Мощность верхней пикрит-диабазовой формации до 1600 м.

Печенгский формационный ряд завершается андезитовой формацией, сложенной эффузивами среднего и кисло-среднего состава и их туфами.

Имандра-варзугский формационный ряд в большей своей части сходен с печенгским [11]; главное отличие состоит в присутствии здесь более древней, чем в Печенге терригенно-вулканогенной группы формаций, соответствующей по возрасту и положению в вертикальном формационном ряду кератофир-диабазовой формации Панаярвского и Лехтинского формационных рядов. Различия имеются между верхними частями сравниваемых комплексов. Кроме того, мощность имандра-варзугского формационного ряда существенно больше (до 10 000 м) [11]. По химическому составу вулканогенные породы имандра-варзугского ряда, также как и вулканиты печенгского комплекса [50, 34], образуют естественный ряд с несколько увеличивающейся основностью вверх по разрезу. В нижних двух формациях развиты вулканогенные породы известково-щелочной серии, в верхних — нормальные диабазы и пикриты. Существенно, что каждая из вулканогенных толщ в обоих сравниваемых разрезах обнаруживает четкую тенденцию уменьшения основности пород снизу вверх по разрезу, т. е. являются производным законченного цикла вулканизма. Сходство сравниваемых формационных рядов подчеркивается и одинаковой в целом металлогенической специализацией осадочных (Cu, P, Fe) и вулканогенных пород (Cu). Более точные геохимические исследования обнаруживают вместе с тем важные различия, указывающие в частности на то, что углеродсодержащие породы Печенги по сравнению с имандра-варзугскими более обогащены никелем. Возможно в этом отражаются более существенные различия, определяющие рудную специализацию двух формационных рядов.

Кейвский формационный ряд представлен в резко сокращенном виде. Здесь устанавливаются аналоги пестроцветной песчано-доломитовой и пикрит (?)-диабазовой формаций.

Пестроцветная песчано-доломитовая формация, в отличие от таковой в печенгском формационном ряду, начинается горизонтом (до 2,5 м) монокварцевых конгломератов.

Сравнительный циклический анализ позволяет установить на территории Кольского полуострова те же этапы развития и ту же общую направленность геологических событий, что и в Карелии.

В сумийский этап была заложена Имандра-Варзугская ветвь Печенгско-Имандра-варзугской структуры, окончательно оформленной как единый рифтогенный желоб на границе Беломорского и Кольского мегаблоков во второй — сариолийский этап карельского мегацикла. Ятулийские циклы знаменовали продолжение прерывистого развития Печенгско-Имандра-варзугской шовной структуры как пограничного рифта с преобладающим подкорковым вулканизмом. Причем, во второй ятулийский (онежский) цикл, также как и в Карелии, отмечается максимальное проявление растяжения и наибольшая в связи с этим трансгрессия; бассейн трансгрессировал в направлении от Беломорского мегаблока к Кольскому кратону.

В постятулийскую флишевую стадию Печенгско-Имандроварзугская зона приобретает черты желоба на границе двух плит, в пределах которого образование турбидитов сочетается с внедрением в верхние слои нелигитифицированных осадков никеленосной ультраосновной магмы. В завершающую, молассовую стадию, этот желоб закрывается; лишь в отдельных его частях вдоль плоскости надвига Беломорского мегаблока на прилегающие структуры происходят извержения магмы липарит-андезитового состава.

УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ШИТ

На Украинском щите к карельскому структурно-формационному комплексу относятся криворожская и фрунзенская серии Кривого Рога [2]. Л. И. Салоп [40] к этому же комплексу относит белозерскую и переверзевскую серии Белозерского железорудного района. Более широко понимают объем карельского структурно-формационного комплекса Г. И. Калаяв, М. Н. Доброхотов и ряд других исследователей. Поскольку существующие схемы и дискуссия по ним широко известны по многочисленным публикациям, а принимаемая схема обоснована нами ранее (9), то проблемы стратиграфии здесь не рассматриваются.

В соответствии с принимаемой схемой расчленения докембрия третий (карельский) структурно-формационный комплекс представлен двумя рядами — Криворожским и Белозерским.

Криворожский формационный ряд характеризует узкую (2—6 км) и протяженную субмеридиональную сложнопостро-

енную синклиналиную структуру, западное крыло которой сре-зано региональным разломом, по которому породы фундамента сброшены и надвинуты на образования карельского комплекса. Последние метаморфизованы неодинаково в разных частях структуры — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Наблюдается отчетливая вертикальная зональность метаморфизма, выраженная в уменьшении степени изменения пород вверх по разрезу.

Фундаментом кристаллических пород, слагающих Криво-рожский формационный ряд служат разнообразные гнейсы, вулканогенные породы и прорывающие их плагиоклазовые граниты (адамелиты, гранодиориты), которые местами приобретают характер полосчатых мигматитов. На гранитоидах и мигматитах и рвущих их дайках основных пород установлена метаморфизованная кора выветривания химического типа (Гершойг, 1968 и др.). Кора выветривания перекрывается мощной толщей зеленокаменных пород (разнообразных амфиболитовых пород с миндалекаменной текстурой, текстурой шаровых лав и туфобрекчий, амфиболовых и хлоритовых слоистых сланцев по туфам и туффитам с прослоями кварцитов по силицитам), которая, еще со времен Свительского, согласно трактуется как формация вулканогенных пород излившихся на морском дне. В основании этой толщи установлен линзующийся горизонт кластогенных кварцитов, мощностью до нескольких десятков метров. В северо-восточной части структуры вулканы описываемой толщи контактируют с более древними метавулканогенными породами. Поскольку первые прорываются плагиогранитами, а границы между двумя вулканогенными толщами в большинстве случаев неотчетливые, то создавалось впечатление о едином вулканогенном комплексе более древнем, чем плагиограниты и относимом поэтому к докриво-рожским образованиям. Сейчас, как следует из приведенных данных, установлено, что плагиограниты мигматизирующие метавулканогенные образования несогласно с корой выветривания перекрываются толщей зеленокаменных пород. Следовательно, существуют две вулканогенные толщи, разделенные эпохой метаморфизма, гранитизации и длительного континентального перерыва. Верхняя из двух вулканогенных толщ знаменует начало нового тектоно-магматического цикла и условно, в соответствии с представлениями многих исследователей, относится к спилит-диабазовой формации. Мощность ее превышает 500 м.

Трансгрессивно на спилит-диабазовой формации или непосредственно на гранитах залегает ритмичная сланцево-кварцитовая формация. В ее основании повсеместно, как на гранитоидах, так и на породах спилит-диабазовой формации устанавливаются следы коры выветривания химического типа. Сланцево-кварцитовая формация имеет ясно выраженное тран-

агрессивное строение и представлена полевошпатовыми метапесчаниками, кварцито-песчаниками и кварцитами с прослойками и линзами кварцевых конгломератов и филлитовидных сланцев. В базальных прослоях формации в метапесчаниках обычно наблюдаются отдельные гальки и реже небольшие валуны кварца и кварцита по силицитам, реже — сильно измененных кислых и основных эффузивов. На некоторых участках вдоль восточной границы структуры развиты крупногальечные и валунные конгломераты, состоящие преимущественно из кварца.

Верхняя часть формации сложена преимущественно филлитовидными аспидными сланцами серого и коричнево-серого цвета с примесью углеродистого пигмента. Мощность кварцитового горизонта от нескольких метров до 150 м, сланцев 40—60 м.

Сланцево-кварцитовая формация перекрывается джеспилитовой (железисто-кремнистой) формацией. Она начинается пластом тальковых сланцев мощностью 10—20 м, редко более. Последний, по данным Ю. Гершойга и Пономарева, залегает на подстилающей формации с перерывом, фиксируемым крупными карманами размыва и присутствием в его составе конгломератов из галек нижележащих пород. Выше тальковых сланцев следует толща переслаивания кремнисто-железистых пород и аспидных сланцев. Мощность отдельных железистых горизонтов колеблется от 20—30 до 80—100 м и даже 500—700 м, сланцевых горизонтов от 5—10 до 150—200 м. Джеспилитовой формации достигает 1500—2000 м.

На различных горизонтах джеспилитовой формации с видимым угловым несогласием залегает кварцито-сланцевая формация. Последняя начинается небольшой по мощности (20—50 м), но пестрой по составу толщей перемежающихся кварцито-песчаников, сланцев, железистых кварцитов и конгломератов с хорошо окатанными гальками железистых и малорудных роговиков. Выше следует пачка так называемых «углистых» сланцев серицито- и каолинито-графито-кварцевого состава мощностью 100—150 м.

Выше залегает ритмичная карбонатно-сланцевая формация, начинающаяся мощной (300—500 м) пачкой двуслюдяных сланцев с подчиненными им карбонатными породами, которая выше переходит в горизонт доломитов и доломитизированных кристаллических сланцев мощностью 100—500 м и затем — в пачку темно-окрашенных биотито-кварцевых сланцев с хлоритом и углеродистым веществом. Мощность верхней пачки сланцев меняется от 50 до 450 м, что, по мнению М. И. Доброхотова [7, 8], обусловлено размывом, перед образованием вышележащей формации. Для сланцев характерна четкая градационная элементарно-ритмичная слоистость, менее четко ритмичность выражена в карбонатном горизонте, где она подчеркивается прослоями карбонатных и слюдяных сланцев.

Завершает разрез Криворожского формационного ряда кварцито-конгломератовая формация, рассматриваемая большинством исследователей вслед за Г. И. Каляевым и М. Н. Доброхотовым, в качестве молассы.

В основании формации находятся мощные накопления (до 900 м), состоящие из крупногалечных конгломератов, перемежающихся с пачками метапесчаников и сланцев. Над конгломератами залегает толща (до 1000 м) кварц-биотитовых сланцев, вмещающая линзы, прослои и пачки метапесчаников и конгломератов. Еще выше вновь следует горизонт, сложенный в основном конгломератами и метапесчаниками с подчиненными пачками кварцево-сланцевых сланцев. Мощность его 800 м. И, наконец, венчает формацию толща кварцево-биотитовых сланцев с подчиненными пачками полевошпато-биотитовых метапесчаников, мощность этой толщи превышает 600 м.

Белозерский формационный ряд представлен двумя формациями — нижней кварцито-сланцевой и верхней песчанико-конгломератовой.

Кварцито-сланцевая формация имеет некоторые черты сходства с кварцито-графитосланцевой формацией Криворожья, что позволило Л. И. Салопу сделать предположение о их одновозрастности; имеется, однако, много доводов и в пользу принадлежности этой формации к более древнему лопскому структурно-формационному комплексу. Мощность кварцито-сланцевой формации около 300 м.

Песчано-конгломератовая формация залегает на нижележащей с крупным размывом и вполне аналогична песчано-конгломерато-сланцевой формации Криворожья. Мощность ее более 600 м.

Анализ приведенных данных позволяет наметить в составе карельского комплекса УКЩ образования, соответствующие двум дофлишевым, флишевой и молассовой стадиям карельского мегацикла.

В ранней дофлишевой стадии, также как и в ряде зон Карелии, произошло накопление преимущественно вулканогенных пород спилит-диабазовой формации. Поздняя дофлишевая стадия знаменуется терригенно-хемогенным осадконакоплением и признаками ультрабазитового вулканизма на прилегающих территориях. Возникшие в этот период сланцево-кварцитовая и кремнисто-железистая формации по наличию среди них типичных аспидных сланцев могут рассматриваться как образования аспидной формационной группы. Флишевая стадия фиксируется кварцито-графито-сланцевой и карбонатно-сланцевой формациями, а молассовая типичным детрактивным комплексом песчано-конгломерато-сланцевой формации.

ВКМ (или Воронежская антеклиза) погребен под мощным чехлом осадочных отложений. Характеристика докембрийских образований массива основана на результатах геофизических работ, бурения и подземных горных выработок, ведущихся в больших объемах на Курской магнитной аномалии (КМА) и в восточной части массива на открытых в недавнее время месторождениях сульфидно-никелевых руд.

Согласно схеме стратиграфического расчленения докембрия Воронежской антеклизы, предложенной И. Н. Леоненко, В. Д. Полищуком и Ю. С. Зайцевым (1967), образования, соответствующие карельскому комплексу, занимают второй структурно-формационный этаж докембрия и включают (снизу вверх): михайловскую серию, относимую к спилит-кератофировой формации, курскую серию, залегающую с размывом на породах михайловской серии или непосредственно на гнейсо-гранитоидном фундаменте и оскольскую серию (тимская, курбакинская, яковлевская и др. свиты).

Курская серия аналогична по строению криворожской серии УКЩ. Она начинается терригенно-осадочными образованиями — метаморфизованными конгломератами (преимущественно монокварцевого состава), песчаниками и сланцами и заканчивается железорудной толщей, выше которой залегают толща сланцев и мраморизованных известняков и затем толща вулканогенно-осадочных образований — разнообразные сланцы (в том числе шунгитоподобные), амфиболиты, метаморфизованные кварцевые порфиры, их метатифы и метатифо-песчаники. Между железорудной и сланцево-карбонатной, с одной стороны, и сланцево-карбонатной и вулканогенно-осадочной толщами, с другой, устанавливаются перерывы, фиксируемые размывом и корами выветривания.

В западной части массива образования карельского структурно-формационного комплекса слагают две крупных синклинорных зоны северо-западного простирания, разделенные антиклинорным поднятием, сложенным породами нижнего структурного этажа. Синклинорные зоны характеризуются сложным строением. В юго-западной зоне выделяются крупные синклинали: Михайловская, Белгородская и другие, в северо-восточной зоне — Тим-Ястребская, Волотовская и др. синклинали, усложненные складками нескольких порядков.

В восточной части Воронежского массива располагается крупный Петровско-Мамонтовский синклинорий. В пределах его залегают вулканогенные породы (плагиопорфириты, роговообманковые сланцы, эпидозиты, метатифы и др.), перекрытые мощной толщей слабометаморфизованных сланцев и песчаников. Породы эти образуют субмеридиональную полосу шириной до 350 км, которая рассматривается как обособленная струк-

турно-формационная зона. Слабо метаморфизованные песчано-сланцевые и вулканогенные отложения этой зоны объединены под названием воронцовской серии. Характерной особенностью этой зоны является широкое развитие габброидов и ультраосновных пород (частью с сульфидно-никелевым оруденением). Осадочно-вулканогенные породы интродированы породами диоритового и гранодиоритового ряда.

Таким образом в пределах Воронежского массива намечаются два формационных ряда карельского структурно-формационного комплекса — Курский и Воронцовский.

Курский формационный ряд характеризует западную часть ВКМ. Здесь, в основании карельского структурно-формационного комплекса, на гнейсах мигматитах и плагиогранитах повсеместно устанавливаются продукты выветривания и размыва, накопившиеся до отложения карельского комплекса и подвергшиеся метаморфизму вместе с породами карельского комплекса в протерозойское время.

На коре выветривания и продуктах ее частичного переотложения, по данным М. Н. Воскресенской, залегает толща кислых эффузивов (кварцевые порфиры, кератофиры и их туфы), представляющая, согласно большинству исследователей часть спилит-кератофировой формации (михайловской серии), а по данным М. Н. Воскресенской образующей самостоятельную староскольскую свиту. Нами эти породы отнесены к формации кварцевых кератофиров. Мощность ее от первых метров до 300—400 м.

На слабоизмененных докембрийским выветриванием породах кварцево-кератофировой формации залегает ритмичная сланцево-кварцитовая формация, представленная нижней толщей, состоящей из конгломератов, гравеллитов и метапесчаников, переходящих в метаалевролиты иногда с прослоями мраморизованных доломитов (в Михайловском синклиории), и верхней, существенно сланцевой, сложенной филлитовидными и аспидными сланцами с прослоями метаалевролитов. Н. С. Медников и др. (1966) в составе описываемой формации выделяет три трансгрессивно-регрессивных ритма, каждый из которых начинается конгломератами и гравеллитами. Мощность сланцево-кварцовой формации колеблется от десятков метров до 1000—1500 м.

Сланцево-кварцитовая формация постепенно сменяется вверх по разрезу кремнисто-железистой (джеспилитовой) формацией. Она сложена одной или двумя пачками магнетитовых и железнослюдково-магнетитовых, частью мартитизированных кварцитов, разделенных пачкой филлитовидных гранат-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых и др. сланцев. Мощность сланцевой пачки — от нескольких метров до десятков метров; общая мощность кремнисто-железистой формации достигает 500 м.

Курский формационный ряд завершается ритмичной кварцито-конгломератовой формацией.

Кварцито-конгломератовая формация залегает с крупным размывом и несогласием на кремнисто-железистой формации. Местами между этими формациями залегает покров кварцевых порфиров, продукты размыва которого устанавливаются среди пород вышележащей формации. В основании этой формации фиксируются продукты коры выветривания, свидетельствующие о предшествующем накоплению кварцито-конгломератовой формации длительного континентального перерыва.

В основании формации обычно залегает горизонт элювиальных брекчий, состоящих из угловатых обломков железистых кварцитов, по составу аналогичных подстилающим породам, но значительно сильнее окисленных. Обломки сцементированы серицитом, кварцем, хлоритом, карбонатом, с примесью мелкообломочных мартита и железистой слюдки. Мощность горизонта брекчий до 10 м. На брекчиях залегает пачка кварц-серицитовых сланцев и метаалевролитов, переслаивающихся с прослойками породы, состоящей из обломков окисленных железистых кварцитов, зерен мартита и железистой слюдки, сцементированных мелкозернистым кварцем и серицитом. Мощность пачки до 40 м. Выше следует пачка переслаивающихся кварц-карбонат-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых и серицитовых сланцев, мощностью около 60 м. Далее снова появляются брекчин, сложенные обломками мартитовых и железно-слюдковых кварцитов, которые переходят выше в ритмичную пачку чередующихся кварцевых песчаников, гравелитов с обломками железистых пород и серицитовых сланцев, мощность пачки 35—40 м. Разрез заканчивается грубообломочными брекчиями окисленных железистых кварцитов.

Приведенный разрез характеризует общие черты строения кварцито-конгломератовой формации, состав, мощность и последовательность слагающих пород которой сильно меняется на площади. Характерными для данной формации являются графитсодержащие сланцы, а также туфопесчаники. Устанавливаются взаимопереходы по простиранию между разными типами пород. Показательна плохая сортированность обломочных пород, разномасштабная ритмичность. В некоторых районах КМА в составе описываемой формации устанавливаются пачки доломитов и известняков, а также прослойки шунгитов; местами осадочные породы замещаются вулканогенными (кислыми и основными лавами) и туфогенными породами. По комплексу признаков описываемая формация соответствует образованиям прибрежной зоны неглубокого морского бассейна и имеет черты молассы. Общая мощность формации, по-видимому, достигает многих сотен метров.

Воронцовский формационный ряд характеризует восточную часть массива, занятую Петровско-Мамонтовским синклинорием. Стрoение этого ряда может быть охарактеризовано лишь в самых общих чертах, поскольку состав, последовательность отложений и структура синклинория, устанавливаемые по редким скважинам и геофизическим данным, еще далеко не выяснены.

Судя по характеру тектонической структуры района, карельский комплекс начинается здесь мощной толщей вулканогенных пород, отвечающей, очевидно, спилит-диабазовой (возможно кератофир-спилит-диабазовой) формации. В составе этой толщи описываются преимущественно метаэффузивы основного состава, но упоминаются также кератофиры. Характер взаимоотношения формации с подстилающими образованиями фундамента, также как и с вышележащими отложениями, нигде непосредственно не наблюдался. Судя по геологической карте, спилит-диабазовая формация отделена от гранито-гнейсового фундамента крупным структурным несогласием, тогда как перекрывающие ее образования имеют единую с нею структурную и метаморфическую зональность. Мощность спилит-диабазовой формации превышает 1000 м.

На породах спилит-диабазовой формации или непосредственно на гранитоидах фундамента трансгрессивно залегает толща разнообразных сланцев и кварцитов, вмещающих многочисленные интрузии ультраосновных и габброидных пород. По составу и характеру строения толща обнаруживает некоторое сходство с ладожским флишем Карелии. Мощность ее очевидно более 1500 м.

Таким образом, в сводном разрезе карельского комплекса Воронежского массива, также как и на Украине и в Карелии, устанавливается последовательность формаций, характеризующая полный цикл тектогенеза от начала зарождения геосинклинального прогиба до конца его превращения в область полной консолидации. Докурские образования представлены кератофир-диабазовой и диабазовой формациями, знаменующими начальный этап зарождения геосинклинали. Период формирования ритмичной сланцево-кварцитовой и кремнисто-железистой формаций соответствует главному этапу дофлишевой стадии прогибания геосинклинали. Флишевая стадия представлена кварцито-сланцевой флишеидной формацией, развитой в пределах Петровско-Мамского синклинория. Кварцито-конгломератовая формация, представленная в западной части массива, отвечает периоду крупной тектонической перестройки, когда начали преобладать восходящие движения и большинство прогибов закрывалось. Она является как бы переходной по времени между флишевой и молассовой стадиями развития, в связи с чем имеет пестрый состав и является резко полифациальной.

Конечный этап карельского тектогенеза знаменуется метаморфизмом (до амфиболитовой фации), интенсивной складчатостью и внедрением интрузий гранитоидов.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КАРЕЛЬСКОЕ ВРЕМЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ КЛАССЫ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Проведенный анализ свидетельствует о неоднородном тектоническом и палеогеографическом развитии территории Русской платформы в карельское время. С достаточной определенностью намечаются два типа макроструктур.

Структуры первого типа характеризуют крупные блоки трапециевидальной или близкой к изометрической формы, отличающиеся эпиконтинентальным типом литогенеза, сравнительно небольшой мощностью осадочно-вулканогенных толщ (обычно до 1500 м), их слабым метаморфизмом (до биотитовой изограды зеленосланцевой фации) и пологой складчатостью. Осадочные образования в пределах этих блоков отличаются высокой зрелостью, преобладанием среди терригенных пород олигомиктовых и мономиктовых разностей, связью их с остаточными корами выветривания химического типа; для осадочных толщ типична асимметричная ритмичность трансгрессивного типа, частые и зачастую крупные конседиментационные размывы, признаки крайнего мелководья (косая слоистость прибрежного, пляжевого и аллювиального типов, знаки ряби, мелководья, трещины усыхания). Среди карбонатных отложений часты водорослевые биогермы; характерны доломиты, встречаются первично-осадочные магнезиты, гематитовые руды оолитового типа, реже бедные апатитовые руды (метафосфориты). Вулканогенные породы составляют верхнюю часть осадочно-вулканогенных циклов; они основного состава, по петрохимическим показателям близки к траппам. Каждый пароксизм вулканизма развивался гомодромно, тогда как вулканизм карельского метацикла в целом в пределах структуры первого типа имеет четко выраженный антидромный характер.

Примером таких макроструктур является Карельский массив. По комплексу признаков он близки к структурам фанерозойских платформ, хотя и существенно от них отличаются (более высокий метаморфизм, складчатость, большая мощность грубообломочных пород, их интенсивный вулканизм). Объяснение этому можно найти в предположении о менее мощной земной коре раннепротерозойских континентальных плит и как следствие — большей их подвижности и проницаемости. По отношению $K_2O : SiO_2$ в вулканогенных породах мощность палеокоры, например для Карельского массива определяется в 23—33 км.

Структуры второго типа фиксируют блоки линейновытянутой формы, характеризующиеся бассейновым (морским) типом литогенеза, повышенной мощностью осадочно-вулканогенных толщ (первые тысячи метров и больше), значительной фациальной однородностью пород, интенсивным метаморфизмом (до высоких ступеней амфиболитовой фации) и сложной изоклинальной складчатостью. Для этих структур характерны автохтонные и аллохтонные граниты и большое значение отношения вулканогенных пород к осадочным. Среди осадочных отложений резко возрастает доля туфогенных пород и граувакк, метаглинистых и метамергелистых отложений, появляются пачки метакремнистых и железисто-кремнистых осадков, местами значительной мощности. Характерна тонкая параллельная пачечная и градационная слоистость, складки подводного оползания осадков, ритмичность бассейнового типа.

Примером этого типа макроструктур может служить Ладожский синклиниорий, являющийся частью обширного Svecofенского пояса, Воронцовский синклиниорий КМА и др.

Эти структуры соответствуют понятию геосинклиналей. Важно подчеркнуть, что строгое стратиграфическое и структурное разделение метаморфических комплексов в пределах структур второго типа встречается большие сложности вследствие того, что структуры докарельского фундамента видоизменены в процессе регионального метаморфизма и складчатости и приспособлены к структурам карельского этапа. Существовавшие несогласия затушеваны и трудно определимы. Поэтому, нередко, образования карельского возраста рассматриваются совместно с более древними толщами как докарельские. Имеет место, очевидно, и обратное, когда к карельскому комплексу, например, в пределах сфекофенского пояса, относятся образования докарельского фундамента. Большие затруднения в реставрации макроструктур второго типа связаны с тем, что эти наиболее подвижные в карельскую эпоху блоки испытали наибольшую инверсию и, следовательно, наибольшую последующую денудацию. Поэтому в их пределах собственно карельские толщи зачастую полностью уничтожены эрозией и на дневную поверхность обнажается реоморфизованный в карельское время докарельский фундамент. Именно это характерно для Лапландско-Беломорской, Осницкой и отчасти Воронежской ветвей карельской подвижной области [40].

Границы макроструктур кратонов и геосинклинальных областей фиксируются протяженными поясами сложноскладчатых карелид, они занимают положение краевых шовных структур и по типу литогенеза, характеру магматизма, типу метаморфизма и складчатости являются переходными между сравнительно пассивными и подвижными областями, тяготея в одном случае ближе к первому типу, во втором — ко второму. Общим для них во всех случаях является асимметричность

строения, выраженная в увеличении мощности, смене параллельной литогенетической ассоциации морской, возрастании метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в направлении от протоплатформ к протогеосинклиналям.

В палеотектоническом плане структуры переходного типа закладывались как рифтоподобные тектонические борозды вдоль зон глубинных разломов, позже занимали положение окраинных впадин, переходивших в инверсионную стадию в структуры типа передовых прогибов. Примерами такого типа структур являются Криворожский и Курский синклиории с одной стороны, Куола-Выгозерский и Имандра-Варзугский с другой; первые — терригенные, специализированные на железе, вторые терригенно-вулканогенные с медно-никелевым уклоном металлогенетической специализации.

В соответствии с изложенным в составе карельского структурно-формационного комплекса различаются три класса формаций: протоплатформенный, протогеосинклинальный и переходный. Протогеосинклинальный класс формаций близок ассоциации эвгеосинклинального типа. Переходный класс формаций неодинаков в разных местах. В ряде случаев он близок ассоциациям зон мюгеосинклинального типа (Кривбасс), но чаще отличается от последней резко повышенным значением в разрезе вулканогенных пород, в том числе и «типично эвгеосинклинального» ряда (Куола-ярви, Имандра-Варзуга). В то же время осадочные формации этого класса более близки к платформенным образованиям. Все это, возможно, следствие некоторой специфики тектонического режима и палеогеографической обстановки карельского времени, заключающейся, прежде всего, в малой мощности земной коры, своеобразии палеоклимата и отсутствии наземной растительности. Поэтому в сравнительном плане можно говорить только о протоплатформенном и протогеосинклинальном типах формационных ассоциаций, как прообразе платформенных и эвгеосинклинальных комплексов фанерозоя. Следует иметь при этом в виду также весьма большую продолжительность карельского мегацикла (около миллиарда лет). Очевидно, за этот интервал времени тектонический режим некоторых структур существенно видоизменялся, и в современном виде они являются следствием конвергенции различных тектонических обстановок и многократно наложившихся друг на друга тектоно-магматических циклов.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

В отличие от пород двух нижних структурно-формационных комплексов карелиды характеризуются исключительно хорошей сохранностью многих первичных признаков осадочных и

вулканогенных пород, позволяющих выявить изначальный состав, генезис и дометаморфическую формационную принадлежность толщ. Полностью сохраняются такие признаки как слоистость, ритмичность, форма осадочных тел, первичный характер контактов, нептунические дайки, складки подводного оползания, шаровая и подушечная отдельность лавовых потоков, жерловые фации и т. п. Знаки ряби, трещины усыхания, первичная окраска пород, следы течения лав, форма галек некоторых пород и их ориентировка и ряд других признаков иногда существенно видоизменены, но при тщательных наблюдениях в большинстве случаев они хорошо распознаются и могут быть использованы для реставрации первоначального типа породы. Наиболее существенные изменения претерпел минеральный состав пород. Седиментогенные и диагенетические минеральные комплексы сохраняются лишь в исключительных случаях и для ограниченного круга пород (псефиты, псаммиты, реже карбонатные породы и др.). В песчаниках при благоприятных условиях (например, кварцевый цемент) уже в условиях нижних ступеней зеленосланцевой фации минералы и обломки пород, составляющие обломочные фракции, испытывают регенерацию или полное минеральное превращение. Практически полностью видоизменяется, уже при глубоком эпигенезе, состав глинистых, карбонатных и туфогенных пород. Первичнокремнистые осадки превращены в кварциты и т. д. Весьма глубокие изменения испытывают вулканогенные породы, особенно основного и среднего состава. В связи с этим их первичный минеральный тип в большинстве случаев неясен. Значительные сложности встречает установление отличия спилитов от альбитизированных в процессе метаморфизма диабазов. Петрохимические данные, нередко, допускают двоякое толкование. Но при детальном исследовании палеоформационный анализ этих толщ вполне выполним.

В строении карельского комплекса принимают участие как экзогенные, так и эндогенные формации. Среди экзогенных различаются осадочные, туфогенно-осадочные и вулканогенные. Предметом рассмотрения настоящего исследования являются осадочные и туфогенно-осадочные формации. Среди них различаются три группы: терригенная, терригенно-карбонатная и органогенно-хемогенная. Первые две — характеризуют большую дофлишевую, флишевую и молассовую части разреза карельского комплекса; на их долю приходится до 99% от общей мощности осадочных пород и около 50% всего объема карельского комплекса. Органогенно-хемогенная группа осадочных формаций тяготеет, главным образом, к верхней половине разреза дофлишевой части комплекса. Она фиксирует этап максимального общего прогибания территории и наибольшей трансгрессии морского бассейна.

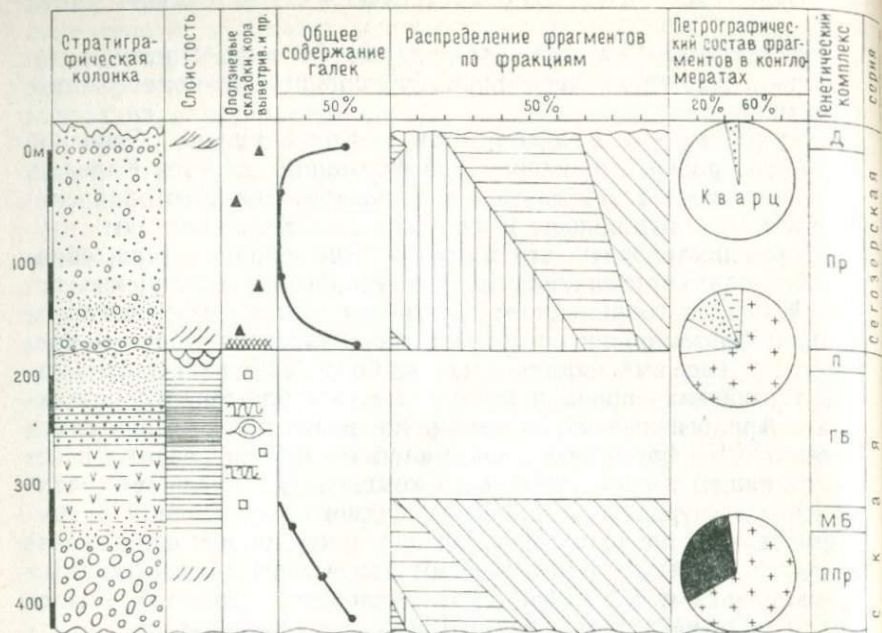
ГРУППА ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Характерными в этой группе являются туфо-конгломератовая, кварцево-конгломератовая, флишoidные и молассоидные формации.

Туфо-конгломератовая формация. Основной площадью распространения этой формации является Карелия. Здесь она составляет часть сарнилийской серии, которая слагает лентовидные полосы и цепочки, согласно контурам ятулийских синклинорных структур, или линзовидные тела, образующие ядра антиклинальных выступов среди ятулийских пород. Площадь современного распространения туфо-конгломератовой формации и ее возрастных аналогов в Карелии превышает 8 тыс. км², однако лишь не более 20% их вскрыты из-под ятулийских пород и доступны для наблюдений с поверхности. Аналогичные образования, но не обособляемые в самостоятельную формацию из-за малой мощности, развиты в составе нижней толщи печенгского комплекса, на разных стратиграфических уровнях имандра-варзугского комплекса и в других местах. В пределах Карелии она приурочена к сравнительно узким троговым тектоническим депрессиям «запечатанным» в докарельском фундаменте под чехлом трансгрессивно налегающих ятулийских отложений, [29].

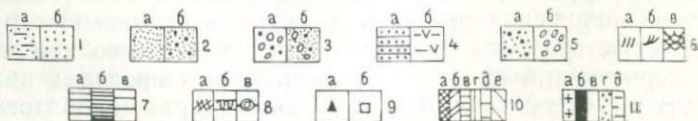
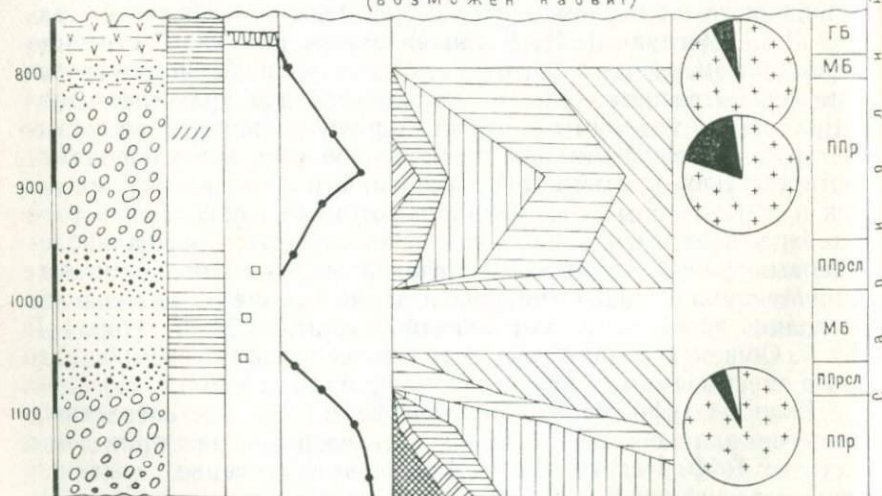
Детальное описание опорного разреза этой формации, расположенного на южном берегу озера Энингалампи дано в работе В. З. Негруцы [23]. Устанавливается ритмичное строение туфо-конгломератовой формации. В обнаженной части стратотипического разреза (рис. 5) выделяются два трансгрессивно-регрессивных макроритма. Каждый ритм начинается валунными, грубообломочными или же крупнообломочными породами, соответствующими моментам усиления тектонических подвижек и образованными временными потоками, обвалами и т. п. катастрофическими процессами; выше следуют отложения бассейновых фаций, отражающих спокойные условия седиментации. Мощность первой (нижней в данном разрезе) ритмопачки (неполная из-за отсутствия нижней части) — 250 м, второй — 255 м. Общая неполная мощность туфоконгломератовой формации в описываемом разрезе составляет более 500 м.

Разрезы туфо-конгломератовой формации и ее возрастных аналогов для основных площадей ее развития приведены в статье Т. Ф. Негруца [29]. Внутреннее строение, состав и мощность туфо-конгломератовой формации изменчивы и зависят от положения разрезов: существенно конгломератовый, характеризующий приразломные грабены в пределах кратонов, конгломерато-туфогенный и туфо-конгломерато-диабазовый, определяющие соответственно краевые и внутренние части грабенов зон перекратонных опусканий. Первые два типа разрезов



350 м

Площадка в обнажениях
(возможен налив)



характеризуют собственно туфо-конгломератовую формацию и представлены ею целиком. Третий тип фиксирует зоны латерального замещения туфо-конгломератовой формации андезит-диабазовой. Здесь туфо-конгломератовые образования завершают или начинают разрезы сариолия или же располагаются в виде прослоев среди вулканитов на разных стратиграфических уровнях.

В строении туфо-конгломератовой формации принимают участие все разновидности пород, переходных от вулканогенных к вулканогенно-осадочным и осадочным. Выделяются эффузивные, пирокластические и осадочные породы.

Эффузивные породы образуют потоки и покровы базальтовых и андезит-базальтовых лав, мощность которых колеблется от 10 до 50—60 м. Выделяются афанитовые и миндалекаменные среднезернистые диабазы, мандельштейны, вариолиты, шаровые лавы, лавобрекчии, пенистые лавы.

Среди пирокластических пород устанавливаются туфы, агломераты от гравийных до крупновалунных, массивные или с более или менее отчетливо выраженной слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием слоев с обломочным материалом различного размера. По смене слоистости определяются пирокластические потоки мощностью до 15 м, включающие единичные лавовые потоки. Валунно-галечный материал сложен афанитовым осветленным диабазом (50—95%), диабазовым порфиритом, мандальштейном, реже туфолавой, туфобрекчией, вариолитом, в единичных случаях гранитом. Весьма характерны вулканические бомбы, достигающие в отдельных случаях несколько десятков сантиметров (рис. 6). Местами устанавливаются прослои мощностью до нескольких метров, состоящие исключительно из вулканических бомб. Форма обломков от идеально округлой до остроугольной.

Алевро-псаммитовый заполнитель состоит из обломков тех же пород, а также нераскристаллизованного стекла, остро-

Рис. 5. Строение туфо-конгломератовой формации. Разрез «южный берег оз. Энинг-лампи — обрывы г. Гелингиваара».

1. Кварцито-песчаники крупно- и среднезернистые средние отсортированные: а) полимиктовые, б) олигомиктовые и полевошпатовые; 2 — кварцито-песчаники мелкозернистые слабоотсортированные: а) равномернозернистые, б) разнозернистые, пудинговые; 3 — гравелиты и грубозернистые песчаники с рассеянной галькой в них и линзами конгломератов: а) средние отсортированные, б) неотсортированные; 4 — а) ленточнослоистые сланцы, б) хлоритовые сланцы по туфам и туффитам; 5 — а) гравелиты полевошпатовые и полимиктовые с пудинговой структурой и рядами галек, четко микроритмичные, б) разногалечные полимиктовые конгломераты; 6 — слоистость: а) косая односторонняя, параллельная и сходящая вниз или прямолинейная, б) пучковидная, односторонняя; в) — перекрестная разнонаправленная и мульдобразная; 7 — слоистость горизонтальная: а) средняя, б) тонкая, в) толстая; 8 — а) кора выветривания, б) следы оползневых смятий; в) единичные валуны в тонкогоризонтальнослоистой тонкоотмученной породе; 9 — характерные рудные минералы: а) магнетит и мартит; б) пирит; 10 — размер галек и валунов в конгломерате: а) 0,5 м, б) 0,5—0,25 м, в) 10—25 см, г) 5—10 см, д) 2,5—5 см, е) 1—2,5 см; 11 — состав галек и валунов: а) гранит, б) вулканиты и амфиболиты, в) кварц, г) кора выветривания гранитов, металактифицированных до попадания в конгломераты, д) сланец.



Рис. 6. Характер вулканических бомб в пирокластических потоках туфо-конгломератовой фации: а) Косозеро.



б) Ватулма.



в) Канусниemi, оз. Сегозеро.

угольных и таблитчатых зерен плагиоклаза и кварца. Поры треугольной, неправильной формы, округлые и овальные; миндалины заполнены кварц-эпидотовым или кальцитовым материалом. Встречаются зональные кварц-эпидотовые миндалины с рудным минералом в центре. По комплексу генетических признаков различаются агломераты с малым перемещением потока (суб-автохтонные) и аллохтонные.

Туфы представляют собой алевро-псаммитовую или пелитовую породу, образующую однородные неслоистые пласты мощностью от нескольких сантиметров до 10 м и больше. Реже наблюдается тонкая прерывистая слоистость. Различаются туфы совершенно лишенные какой-либо сортированности и с более или менее проявленной сортировкой материала. Обычны прослои туфов с обильными включениями лапиллей. По комплексу генетических признаков среди туфов можно установить различия, сформированные как за счет мощных пепловых выбросов, так и пепло-грязевых суспензий большой вязкости.

Осадочные породы представлены туффитами, разнообразными метапелитовыми и метапесчаными породами, гравелитами, брекчиями и конгломератами полимиктового и гранитного состава. Переходное положение между осадочными и пирокластическими породами занимают туфоконгломераты, туфобрекнии, туфопесчаники и туфоалевролиты. Это породы с отчетливой тек-

стурой осадочной породы, но содержащие в большом количестве достоверно пирокластический материал — вулканические бомбы, лапилли, пепловый и гидротермально образованный цемент. В некоторых тонкоритмичнослоистых туфоалевролитах наблюдаются каплеобразные частицы раскристаллизованного стекла, с явными следами падения в осадок из пепловых туч.

Минералогические и геохимические особенности туфо-конгломератовой формации изучены недостаточно. Характерна также региональная зараженность этих пород медью, причем резко повышенные содержания меди (до 1%) зафиксированы в вулканических бомбах, т. е. установлено явно синвулканогенная меденосность описываемой формации. Некоторые горизонты туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов обогащены пиритом. Интересны повышенные содержания галенита и сфалерита. Встречены песчаники с гематитовым цементом базального типа. Кроме того, в составе аксессуарных минералов присутствуют циркон, монацит, апатит, сфен, рутил, ильменит, турмалин, эпидот, хлорит, биотит, амфибол, магнетит, гранаты и др.

Следующие принципиально важные особенности определяют генезис туфоконгломератовой формации:

1. Резкое несогласное залегание на крутодислоцированных, глубокометаморфизованных и гранитизированных породах фундамента.

2. Наличие в основании формации продуктов химического выветривания кристаллических пород основания, в том числе и на прорывающих эти породы гранитоидах.

3. Приуроченность к грабенподобным приразломным депрессиям, полностью захороненным под трансгрессивно налегающим покровом отложений вышележащих образований; отсутствие каких-либо следов крупного размыва как перед началом отложения, так и во время отложения вышележащих толщ.

4. Присутствие в составе пород формации фрагментов с коркой химического выветривания, возникшей до их попадания в осадок и следы мощного выветривания на породах верхних горизонтов формации, в основании перекрывающих отложений.

5. Связь с этапом раздвигания блоков и раскрытия приразломных трещин, по которым проникала подкоровая магма, давшая мощные излияния основных лав и связанных с ними экструзий.

Все вместе позволяет рассматривать описываемую формацию как начинающую естественный вертикальный ряд формаций и связывать ее возникновение с этапом активизации предкарельских эродированных тектонически сравнительно пассивных областей завершённой складчатости и заложения геосинклинали. По латерали эта формация замещается андезит-диа-

базовой, которая в свою очередь подстилается кератофир-диабазовой и переходит в спилит-диабазовую формацию. Некоторое сходство описываемая формация обнаруживает, например, с подзднекембрийско-раннеордовикской терригенной базальт-андезитовой формацией Казахстана, фиксирующей конец ранней стадии развития первичных геосинклинальных прогибов. Отличие состоит в большей роли грубообломочного и пирокластического материала в составе рассматриваемой формации, что объясняется некоторыми специфическими особенностями коры в период ее формирования. В частности, очевидно, гранитоидная кора в этот период была сравнительно менее мощной, чем в конце кембрия и отличалась большей проницаемостью, а следовательно легче раскалывалась, в связи с чем возникали депрессии заполненные обвальными и делювиально-пролювиальными отложениями. Возраст этой формации определяется ее залеганием на размытой поверхности гранитоидов с возрастом древнее 2700—2800 млн. лет и положением под кварц-конгломератовой формацией, изотопный возраст которой определяется в интервале 2600—2400 мле. лет.

Туфо-конгломератовая формация представляет интерес на колчеданный тип оруденения. Благоприятным поисковым признаком являются наложенные процессы альбитизации, карбонатизации, оталькования, хлоритизации и прокварцевания. Колчеданное оруденение приурочивается к туфогенным отложениям зон спокойного осадконакопления и интенсивной подводной конседиментационной фумарольной и гидротермальной деятельности.

Некоторые разновидности ксеноагломератов имеют черты сходства с образованиями типа трубок взрыва. Особенно представительны в этом отношении участки Машозеро-Кеветозеро в северо-восточной Карелии, Плотичье в Кумсинской и Пялозеро в Онежской структурах Центральной Карелии.

Монокварцево-конгломератовая формация (МК). Как и предыдущая, МК характеризует Центральную Карелию. Типоморфными для нее являются кварцевые конгломераты, суммарная мощность которых в отдельных разрезах превышает 400 м (восточное крыло Янгозерской структуры). С монокварцево-конгломератовой формацией связано более 80% общего объема докембрийских кварцевых конгломератов Русской платформы. Причем главной площадью их развития является Карельский массив, где сконцентрировано не менее 70% объема всех этих пород. Достаточно выдержанные, но обычно небольшой мощности прослой кварцевых конгломератов устанавливаются в основании ритмичной сланцево-кварцитово-формации, являющейся возрастным аналогом МК формации. Они фиксируются также местами в основании нижележащих кератофир-диабазовой и андезит-диабазовой формации, а также среди более молодых — пестроцветной, песчано-доломитовой, фли-

шевой кварцито-сланцевой и красноцветной кварцито-песчаной формаций. Во всех случаях кварцевые конгломераты развиты исключительно в краевых частях тектонических блоков со сравнительно активным тектоническим режимом. Общая мощность слоев кварцевых конгломератов в сводном разрезе карельского комплекса достигает 600 м, причем 450 м, т. е. 75% из них, приходится на начало ятулия, фиксирующего вторую дофлишевую стадию карельского мегацикла.

МК формация слагает изолированные сложнопостроенные мульдообразные и грабеноподобные структуры, наложенные на структуры туфоконгломератовой и андезит-диабазовой формаций. Она трансгрессивно перекрывает эти формации и в краевых частях сариолийских депрессий залегает непосредственно на породах докарельского фундамента — гнейсах беломорского комплекса, гранитоидах долопского фундамента, сланцево-амфиболитовых образованиях лопия и гранитах, прорывающих лопийские образования. Повсеместно в основании формации отмечается кора выветривания химического типа.

МК формация отличается сильным изменением мощностей осадочных горизонтов, наличием частых и крупных внутриформационных размывов и стратиграфических несогласий, плохой сортировкой терригенных пород, присутствием по всему разрезу текстур крайнего мелководья (косой слоистости, знаков ряби, трещин усыханий), пологой складчатостью и слабым метаморфизмом пород (начальная стадия зеленосланцевой фации). Она имеет четковыраженное трансгрессивное строение и включает три свиты, каждая из которых отвечает трансгрессивному макроритму осадконакопления. Свиты подразделяются на подсвиты, отвечающие мезаритмам и пачки, соответствующие микроритмам (рис. 7). Ритмы независимо от масштаба трансгрессивные, асимметричные. Для нижней свиты характерна ритмичность континентального, для средней — параллельного и для верхней — бассейнового типов. Контакты между ритмами четкие, обычно с явными следами размыва. На границе нижней и средней свит глубина карманов размыва местами достигает первых десятков метров. Нижняя свита имеет локальное распространение. Она локализована вблизи конседиментационных тектонических уступов и представлена делювиально-пролювиальными отложениями, переходящими выше в отложения пересыхающих бассейнов. Верхняя свита, судя по палеогеографическим построениям, покрывала большую часть территории; она начинается прибрежно-бассейновыми отложениями и сложена терригенными осадками бассейнового типа, имеющими вверх по разрезу постепенный переход в вулканогенные образования. Массовый анализ первоначального наклона косой слоистости потокового типа, ориентировка знаков ряби, направления изменения мощности и миграции фаций, свидетельствует о том, что формирование МК формации

начиналось в узких замкнутых приразломных котловинах, которые постепенно расширялись и соединялись в единый мелководный, участками периодически пересыхающий, эпиконтинентальный бассейн; этот бассейн перекрывал практически всю территорию Карельского массива. На севере он был связан с обширным геосинклинальным морем, которое периодически трансгрессировало на юг.

В составе формации преобладают конгломераты, гравелиты, кварцито-песчаники и кварциты, а метаалевролиты и метааргиллиты имеют подчиненное значение; еще реже встречаются доломиты и известняки (рис. 8).

Конгломераты составляют нижнюю часть макроритмов. Выделяются пять литогенетических типов конгломератов — пролювиальный, аллювиально-русловый, аллювиально-дельтовый, прибрежно-пляжевый, прибрежно-боровый. Вещественный состав и текстурно-структурные признаки конгломератов, а также характер слагаемых ими осадочных тел закономерно и последовательно изменяются по мере перехода от одного типа конгломератов к другому.

Для пролювиального типа конгломератов характерен полимиктовый состав, полевошпатово-карбонатный состав заполнителя, валунно-галечный размер обломочных фракций, слабая сортировка ($k=15-20$) и окатанность ($k=0,22$) материала, а также незначительная дальность переноса фрагментов, небольшой выход тяжелой фракции (до 924 г/т), неупорядоченный тип распределения химических элементов.

Следующие типы конгломератов отличаются исчезновением фрагментов пород, неустойчивых к выветриванию, улучшением сортированности исходного материала (до 60—70%) и окатанности фрагментов ($k=0,60$), уменьшением среднего размера галек (до 1,5 см), увеличением выхода тяжелой фракции (до 390 кг/т в аллювиально-дельтовых конгломератах), упорядочением распределения химических элементов и т. д.

В целом состав конгломератов переходный от олигомиктового к мономиктовому. Преобладает кварц (молочнобелый, стекляннопрозрачный, дымчатый, с включениями кристаллов турмалина, редко марииона). Присутствуют гальки кварцита, железистых кварцитов, магнетита. В пролювиально-аллювиальных конгломератах в значительных количествах встречается галька и валуны гранита. Последние нередко с каемкой выветривания; обычны гальки и обломки коры выветривания гранитов, литифицированной до попадания в осадок. Характерны обломки метаглинистых пород, попадавших в осадок до затвердения. Промежутки между гальками заполнены полевошпатовым кварцито-песчаником с серицитовым, кварцевым, кварцсерицитовым, реже карбонатным и хлоритовым цементом; типичны эпигенетические структуры (конформная и стиллолитовая).

По размеру галек выделяются все разновидности — от валунных до гравийных; наиболее часты — среднегалечные. Мощность отдельных горизонтов конгломератов весьма непостоянна и изменяется на небольших расстояниях от первых сантиметров до десятка метров. Для них характерны различные формы осадочных тел — выдержанные плащеобразные пласты, прослеживаемые по простиранию на десятки километров (прибрежный тип), линзовидные в разрезе и веероподобные в плане (пролювиальный, аллювиально-дельтовый), линзовидный в разрезе и лентовидный в плане (аллювиальный тип) (рис. 9).

Конгломерты отличаются большим разнообразием минералов тяжелой фракции (до 47). Существенно, что количество минералов уменьшается к концу упомянутого генетического ряда (до 17 в прибрежном типе).

Аллотигенная группа минералов представлена цирконом, мартитом, магнетитом, гематитом, турмалином, сфеном, гранатом, эпидотом, цоизитом, роговой обманкой, андалузитом, силлиманитом, ставролитом, кианитом, флюоритом, редко хромитом, шеелитом, ксенотимом, вольфрамитом, ильменитом, молибденитом, топазом и др. Среди аутигенных минералов наиболее частыми являются лимонит, гематит, апатит, пирит, халькопирит и др.

Распределение химических элементов в генетическом ряду конгломератов подчиняется законам осадочной дифференциации. Легкоподвижные элементы накапливаются в конгломератах пролювиального и руслового типа, где сохраняются обломки алюмосиликатных пород. Элементы, образующие в воде труднорастворимые соединения (Al, Fe, Mn, Y, Cr, Ni, Co, Cu и др.) и обладающие склонностью давать наряду с ионными, коллоидные растворы и взвеси, накапливаются в дельтовых и отчасти прибрежно-бассейновых конгломератах. Характерно поведение урана и тория. Отношение U/Th отчетливо возрастает в направлении от пролювиальных к прибрежным генетическим типам, а в последних в направлении от берега вглубь бассейна.

Гравелиты и метапесчаники составляют основную часть формации. На их долю приходится не менее 80% от общего объема. Различаются монокварцевые и полевошпатовые разновидности, содержание полевого шпата обычно не более 10—15%, чаще первые проценты, но присутствуют местами разновидности с содержанием полевого шпата до 45%. Обычно это микроклин или альбит интенсивно серицитизированные. В верхах разреза формации присутствуют разновидности, содержащие лапилли. По зернистости встречаются все разновидности от гравийных до тонкозернистых. Преобладают средне- и крупнозернистые. Сортированность пород также сильно варьирует: от идеально отсортированных до практически неотсортированных и пудинговых. По степени окатанности фрагментов различаются все возможные разновидности. Весьма характерна метапесчаная обломоч-

ная фракция двух типов — мелко- или среднезернистая (преобладает), хорошо отсортированная с фрагментами угловатой формы и крупной (1—2 мм), представленная идеально окатанными округлыми зернами, равномерно рассеянными по породе. По типу цементации наблюдаются как с базальным и поровым, так и пленочным цементом. В качестве цемента выступают серицит и кварц, реже карбонат, гидроокислы железа и хлорит.

Чрезвычайно разнообразны метапесчаные пород по типу слоистых текстур. Преобладают косослоистые, причем устанавливаются все известные в фанерозое и описанные в монографии Л. В. Ботвинкиной и других руководствах типы и подтипы косой, косоволнистой и параллельной слоистости. Интересны достаточно мощные (до 300) в отдельных случаях пачки кварцитов с тонкой горизонтальной слоистостью ленточного типа, состоящие из обломков кварца, альбита (до 7%) и хемогенного кварцевого цемента. На плоскостях напластования кварцитов обычны знаки ряби различного типа: донных и довершинных течений, волнения, прибой (рис. 10). Наблюдаются конседиментационные нептунические дайки, реже трещины усыхания.

По совокупности признаков среди метапесчаных пород отчетливо выделяются образования временных потоков, приустьевые, прибрежно-пляжевые, мелководные, относительно глубоководные, золотые.

По сочетанию генетических типов могут быть обособлены три ассоциации — континентальная, параллическая и «пелагическая». Обычны светлосерые и зеленовато-серые, реже, в верхней части макроритмов, присутствуют красноцветные разновидности песчаников. Первые наблюдаются во всех трех ассоциациях, красноцветные — только в составе континентальной ассоциации.

Состав песчаных пород описываемой формации варьирует в широких пределах [29]. Члены геохимического ряда метапесчаных пород континентальной литогенетической ассоциации образуют все переходы от разновидностей, превышающих по степени зрелости «ортокварциты», до песчаных пород, химический состав которых по насыщенности Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , щелочноземельными и щелочными компонентами превышает состав граувакк.

Песчаники параллической генетической ассоциации отличаются несколько большей сортированностью, но и среди них встречаются все переходы от ортокварцитов через кварциты и аркозы до краувакк.

Метапесчаные породы «пелагической» генетической ассоциации характеризуют крайние члены непрерывного ряда метапесчаников. Состав «пелагических» песчаников МК формации близок к среднему составу граувакк, отличаясь несколько большим содержанием щелочных и щелочноземельных компонен-

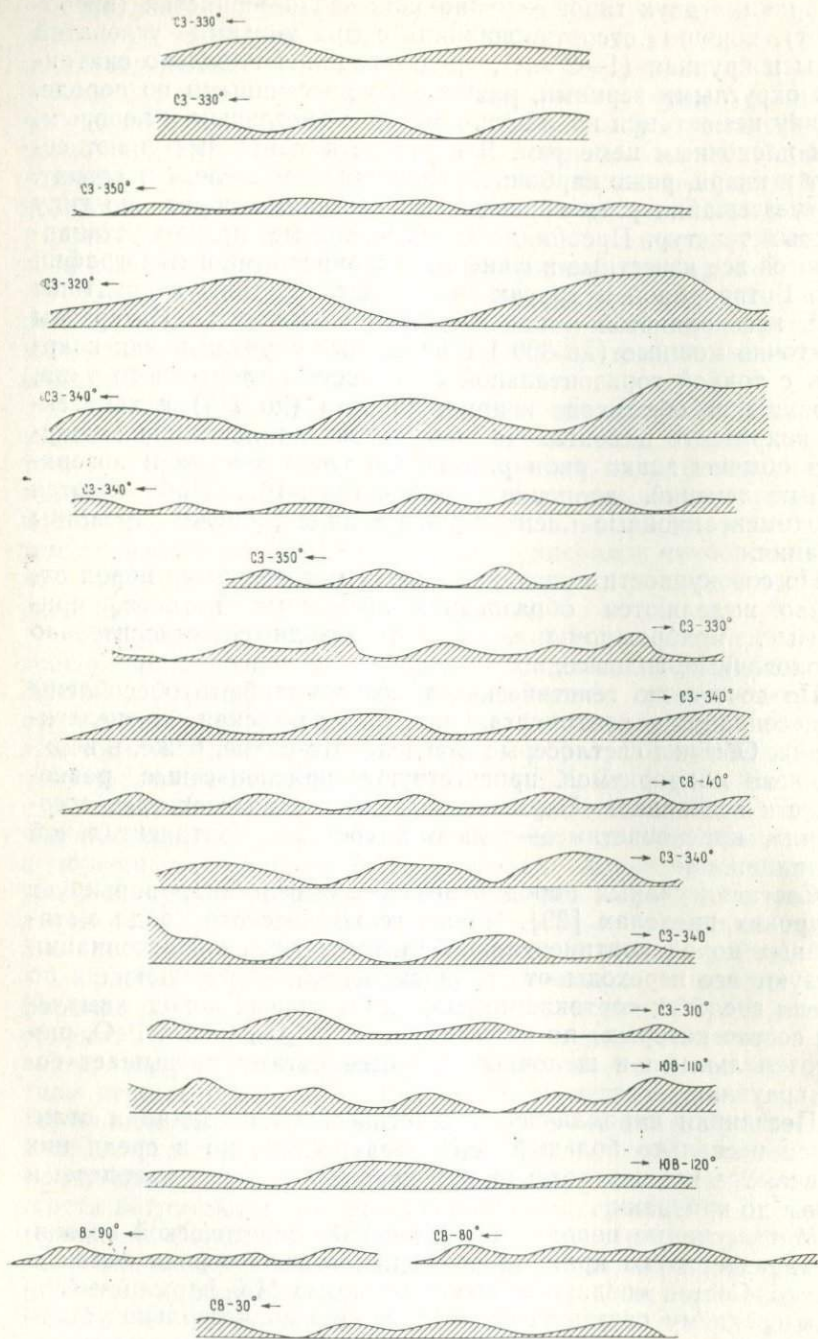


Рис. 10. Основные типы знаков ряби характерные для метамесчаников параллельной литогенетической ассоциации кварцево-магматической формации (профили со слепков на пластелине, уменьшено в 2 раза).

тов. Причем, если изменение состава песчаников двух первых ассоциаций отражает прямо пропорциональный рост сумм $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ при одновременном снижении содержания кремнезема, то в пелагических песчаниках с увеличением содержания инертных компонентов (Al_2O_3 и др.) пропорционально снижается сумма окислов легкоподвижных элементов (K_2O и др.).

Весьма показательным в этом отношении является анализ зависимости между содержанием в песчаниках Al_2O_3 и K_2O . В метапесчаниках континентальной и пелагической ассоциаций содержание калия возрастает пропорционально содержанию глинозема; для «пелагических» песчаников картина обратная: с увеличением содержания глинозема, содержание калия снижается.

Из этого, очевидно, следует, что в пределах континента и в прибрежной части моря механизм накопления щелочей и глинозема был сходным, тогда как в «пелагической» части моря эти компоненты разделялись и попадали в осадок, вследствие разных причин в разное время. Анализ поведения рассматриваемых компонентов в пределах однотипных ритмов песчаных пород показывает, что в случае ритмичности континентальной и прибрежно-морской литогенетической ассоциаций абсолютное содержание кремнезема постепенно снижается к кровле ритма; одновременно и практически пропорционально в этом направлении растет значение $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$. В «пелагических» метапесчаниках по направлению к кровле трансгрессивной части ритма несущественно понижается абсолютное содержание кремнезема и резко падает содержание суммы $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$, тогда как сумма щелочных и щелочноземельных компонентов в этом направлении резко и неуклонно возрастает. И те и другие сопоставляемые ритмы отображают изменение гидродинамических условий бассейнов, от весьма бурных в начале до спокойных в конце. На континенте и в прибрежной части моря в периоды бурного волнения в осадке накапливался главным образом кварц, а в его открытой части (в пелагической зоне) кварц и обильно поступавшие в это время из прибрежной зоны обломочные и очевидно взвешенные частицы минералов глинозема, железа и титана. По мере затухания гидродинамических процессов поступление терригенных взвешенных частиц в открытое море ослабевало. Здесь, наряду с продолжением осаждения оставшейся части взвешенных частиц, начинались процессы химической садки CaO и MgO , приводившие к образованию осадков, богатых щелочноземельными компонентами. На континенте и в прибрежной зоне в это время происходило осаждение взвешенных глинистых частиц, способных, очевидно, сорбировать растворенные в воде щелочи. Поэтому чем больше осаждалось этих частиц, тем больше закреплялось

в осадок щелочей, т. е. содержание суммы $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ должно было расти пропорционально, что и наблюдается.

Сопоставление средних составов песчаников рассматриваемых выше трех генетических ассоциаций (табл. 1) показывает, что в направлении от континента к бассейну последовательно снижается содержание SiO_2 и растет содержание Al_2O_3 , FeO , K_2O и Na_2O . Для TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO и CaO характерно некоторое уменьшение их содержания в прибрежных метапесчаниках с резким увеличением количества этих компонентов в пелагических метапесчаниках. Такое поведение элементов характерно для гумидных песчаных пород фанерозоя [36].

Анализ поведения химических компонентов на фациальном профиле континент — бассейн показывает, что ход осадочной дифференциации в ятулийское время в принципе подчинялся тем же основным закономерностям, что и соответствующие процессы в гумидные этапы фанерозойского седиментогенеза. Следовательно, в сравнительном плане, можно говорить о гумидном типе литогенеза описываемой формации. Между тем, наблюдаются и существенные различия. Прежде всего это отличие выражается в большем содержании в докембрийских метапесчаниках соответствующих фаций SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O и пониженном содержании в них Fe_2O_3 и CaO . Метапесчаники континентальной ассоциации МК формаций резко отличаются от соответствующих песчаников Русской платформы более высокими значениями таких характерных модулей как Al_2O_3/Na_2O ; K_2O/Na_2O ; FeO/Fe_2O_3 и $K_2O + Na_2O/Al_2O_3$. Вместе с тем для описываемой формации в целом характерно резко пониженное, по сравнению с песчаниками Русской платформы, значение коэффициента CaO/MgO .

Сравнение среднего состава песчаников МК формации и фанерозоя Русской платформы (гумидный тип) показывает, что первые по сравнению со вторыми обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O и Na_2O и бедны TiO_2 и CaO . Частично эти различия очевидно обусловлены разным исходным составом областей сноса, но главное, по-видимому, заключается в различии между докембрийским и фанерозойским климатами.

Алевролиты и метапелиты образуют редкие маломощные прослойки среди метапесчаников, подчеркивая границы косо-слоистых серий, верхние части микро, мезо- и особенно макроритмов. Они тонковолюнисто-косослоистые, чаще ленточнослоистые. Зеленовато-серые и темносерые, в верхних частях макроритмов до сургучно-красных, бортовых и фиолетовых разностей. По составу серицитовые или серицит-хлоритовые, иногда с примесью карбоната и значительным содержанием аутигенного апатита или турмалина, местами обогащенные обломочным цирконом. На поверхности напластования алевролитов обычны многоугольники усыхания, иногда наблюдаются отпечатки ка-

Средний химический состав метапесчаных пород кварцево-конгломерато-кварцитово-вой формации и сравнение его с составом других пород

Регион	Генетические ассоциации	Кол-во анализ.	Весовые проценты отношения															
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	C _{орг}	CO ₂	SO ₂	П.п.п.
Карелия	Континентальная	26	82,05	0,33	6,39	1,80	0,94	1,52	1,29	0,07	2,56	0,17	0,09	0,19	—	—	—	2,50
	Параличская	49	81,45	0,19	7,91	1,14	1,54	1,30	1,16	0,04	2,92	0,54	0,15	0,11	—	—	—	1,60
	Пелагическая (открытое море)	10	65,90	0,49	14,30	2,39	1,81	2,50	4,09	0,17	3,29	3,30	0,16	0,11	—	—	—	1,52
	Сумма или среднее	85	80,75	0,25	8,03	1,45	1,21	1,41	1,32	0,07	2,81	0,54	0,12	0,14	—	—	—	1,58
	Средний состав дояту-лийских гранитов	173	70,63	0,24	15,12	1,47	1,17	0,83	1,55	0,04	3,45	3,83	0,01	0,23	—	—	—	0,91
Русская платформа (по Ронову и др., 1963)	гумидные																	
	Континентальная	76	79,90	0,57	6,55	2,52	1,45	0,72	1,66	0,056	1,41	0,30	0,085	—	0,33	1,71	0,13	2,71
	Прибрежно-морская	35	75,18	0,48	6,68	2,33	1,40	1,07	3,78	0,043	1,41	0,43	0,189	—	0,51	2,84	0,26	3,28
	Пелагическая (открытое море)	9	65,37	0,59	8,03	4,23	1,82	1,35	6,24	0,069	1,82	0,93	0,159	—	0,55	5,05	0,37	3,93
	Сумма или среднее	170	76,73	0,53	6,70	2,52	1,45	0,93	2,97	0,05	1,44	0,40	0,141	—	0,43	2,44	0,21	3,05

пель дождя; угловатые обломки алевролитов часты в песчаниках, причем обычно они совершенно не окатаны.

Среди метаглинистых пород наблюдаются разности типа аспидных сланцев. Мощность их однако не превышает 20 метров.

Анализ химического состава метаглинистых пород описываемой формации свидетельствует о их близости к фанерозойским глинам жаркого влажного климата; некоторые разности метаглин занимают на диаграмме В. К. Головенка поля глин жаркого влажного и аридного климата.

Метаглины являются главным концентратором большинства рудных элементов. В них накапливается Ni, Cu, Pb, Zn, V, Co, Se, Ti, Mo, Au и др. Устанавливается четкое возрастное содержание большинства элементов на идеальном литологическом профиле в направлении к метаглинам.

Карбонатные породы установлены в основании формации, непосредственно на коре выветривания пород фундамента, где они цементируют мелкощебенчатую гранитную конгломератобрекцию; они наблюдаются местами в верхней части макроритмов, в виде прослоев среди песчаников, мощностью до первых десятков сантиметров. Выделяются известняки и доломиты. В доломитах по данным А. А. Савельева и Б. В. Тимофеева [39] присутствуют микрофоссилии хорошей сохранности. Согласно данным этих исследователей карбонаты в основании МК формации представляют доятулийские почвенные образования. Не исключено однако, что, по меньшей мере частично, они представляют образования типа палеотравертин.

Изучение состава тяжелой фракции метапесчаников и метаглинистых пород показывает их принципиальное сходство с конгломератами. Отличие состоит в увеличении доли аутигенных минералов в направлении от конгломератов к метаглинам, хотя имеются пачки алевролитов с весьма высоким содержанием, например циркона и минералов титана (до нескольких килограммов на тонну). Зерна циркона здесь алевролитовой размерности. Характерными аллотигенными минералами кроме циркона являются мартит. В аутигенной фракции всегда присутствуют окислы железа, пирит, апатиты и др.

Латеральным аналогом монокарцево-конгломератовой формации является ритмичная сланцево-кварцитовая формация (СК). Опорными разрезами последней могут служить разрезы (дорудных) свит криворожской и курской серий, возраст которых определен в 2700 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1972). На Балтийском щите она хорошо представлена в Куоляярвинской, Панаярвинской, Кукаозерской структурах.

Сланцево-кварцитовая формация отличается сравнительно более глубоководным характером слагающих ее пород, сложной и интенсивной складчатостью и повышенным метаморфизмом (до амфиболитовой фации включительно). Разрезы непрерывные, размывы и несогласия внутри толщ от-

сутствуют или незначительны и имеют характер подводных размывов, вследствие проявления донных течений; ритмичность менее четкая, обычно симметричная трансгрессивно-регрессивного типа; кварцевые конгломераты отсутствуют или имеют резко подчиненное значение.

Песчаные породы СК формации преимущественно средне-, мелко- и тонкозернистые (редко до гравелитистых) тонкогоризонтальнослоистые с базальным слюдястым или карбонатным цементом. Более широко развиты первично глинистые и мергелистые сравнительно глубоководные отложения. Песчаники по составу мусковит-плагноклазо-кварцевые. Обломочная фракция представлена кварцем; плагноклаз (олигоклаз-андезин) и слюды (мусковит и биотит) метаморфогенные и возникли главным образом за счет глинистого цемента; иногда присутствуют новообразованные гранат, ставролит, кианит. Реже встречаются незначительные по мощности первично аркозовые песчаники; характерны прослой хемогенных, иногда с гематитом, кварцитов (метасолициты). Аксессуарными, достоверно аллотигенными, минералами являются циркон и монацит; из аутигенных — весьма обычны окислы железа и пирит: встречаются халькопирит, галенит, сфалерит. Сланцы мусковитовые или серицитовые филлитовидные аспидного типа. Они серые и темносерые, иногда коричневато-серые; характерна правильная сланцеватость, обуславливающая расчленение пород на тонкие, но крупные по площади плиты. Обычно тонкослоистые. Состоят из слюды и кварца с примесью углеродистого пигмента; иногда наблюдается гранат, реже кианит.

Сланцы составляют не более 10% от мощности формации. Последняя варьирует в интервалах 10—300 м.

По минералого-геохимическим характеристикам эта формация близка к «пелагической» ассоциации МК формации.

МК и СК формации залегают на одном стратиграфическом уровне с известняково-кварцевитовой формацией (ИК), представленной в печенгском комплексе Кольского п-ва второй осадочной толщей. По комплексу признаков ИК занимает промежуточное положение между МК и СК формациями, краевую, периодически отчленяющуюся от основного бассейна, зону окраинного моря.

Описанный латеральный ряд формаций фиксирует начало второго доплишевого этапа геотектонического цикла.

В сравнительном плане он может рассматриваться как промежуточный между аспидной формацией и ее платформенными аналогами. Специфичность этого ряда — мощное развитие кварцевых конгломератов — продуктов крайнего химического выветривания, несущих редкометальное оруденение. Метапесчаники и метаалевролиты специализированы на медь и полиметаллы.

ПРОБЛЕМА КАРЕЛЬСКОГО ФЛИША

Мелкоритмичные песчано-кварцито-сланцевые ассоциации пользуются широким распространением среди образований карельского комплекса. По условиям формирования намечаются два принципиально различных типа подобных ассоциаций — сформированная в эпиконтинентальных условиях и отличающаяся пологой складчатостью и слабым метаморфизмом (эпигенез и начальная стадия зеленосланцевой фации) и сравнительно глубоководная, более интенсивно метаморфизованная (до амфиболитовой фации) и сложнодислоцированная, возможно частично находящаяся в алахтонном залегании.

Примером первого типа является бесовецкая серия Карелии, детально охарактеризованная в монографии А. И. Кайряка [14]. Отличительная черта этой ассоциации — присутствие по всему разрезу признаков мелководного осадконакопления (знаков ряби, тонкой косою слоистости, следов размыва). Второй тип флишеидно-ритмичной кварцито-сланцевой формации характеризует ладожская серия Карелии, также детально описанной в многочисленных публикациях [15, 51, 33, 6].

Обе эти формации располагаются на одном стратиграфическом уровне и по положению в формационных рядах и развитию в определенных структурно-формационных зонах соответствуют флишевому этапу геотектонического цикла.

Флишеидная песчано-сланцевая (ФПС) формация приурочена к прогибам переходного типа, имеющим с одной стороны признаки платформенных структур, с другой — черты структур геосинклинального ряда. ФПС несогласно залегает на вулканогенных образованиях пикрит-диабазовой формации и представлена непрерывной ритмичнослоистой серией пород мощностью до 1500 м. В ее составе господствуют полиминеральные реже олигомиктовые терригенные породы: гравелиты, песчаники и глинистые сланцы. Резко подчиненное значение имеют конгломераты, обломочно-карбонатные, кремнисто-железистые и туфогенные образования.

Конгломераты установлены только в основании формации; они слагают малопротяженные (первые десятки метров) линзы мощностью первые десятки сантиметров. Обычно мелкогалечные, полимиктового состава. Обломочные фракции характеризуют состав субстрата.

Гравелиты и гравийные песчаники состоят из обломков халцедонной породы (80—90%) светло-серых фельзитов и афанитовых порфиритов. Как и в конгломератах преобладают фрагменты округлой формы, хорошо окатанные или средней степени окатанности. Заполнителем является песчаник, сцементированный серицитом и кварцем. Мощность прослоев гравелитового состава до 30 см, обычно первые сантиметры.

Песчаники и кварцито-песчаники по составу кварцевые, аркозовые и полимиктовые. Помимо кварца в них, в том или ином количестве, устанавливаются обломки плагиоклаза (до 25%), микроклина (до 5%), вулканитов основного состава, замещенных хлоритом (до 20%), порфиринов, микрофильзитов (до 20%), известняков (до 15%), биотита и мусковита, эпидота, глинисто-шунгитовых сланцев. По типу цементации различаются песчаники с пленочным, поровым и базальным цементом; преобладают первые два типа. Цементом служит серицит, кварц, хлорит, известняк; встречаются разновидности, в составе цемента которых заметную роль играет черное шунгитовое (углистое) вещество. Характерны преимущественно среднезернистые, хорошо отсортированные песчаники. Коэффициент сортированности колеблется от 1,6 до 2,03, средний размер зерен от 0,1 до 0,8 мм. Мощность отдельных слоев песчаника от первых сантиметров до 0,8 м. Характерна тонкая косая и горизонтальная слоистость; на поверхности напластования наблюдаются знаки ряби.

Глинистые сланцы объединяют обширную группу пород, среди которых различаются алевролиты, микалиты, аргиллиты.

Наибольшее распространение имеют алевролиты. По составу, структуре и текстуре алевролиты образуют непрерывный ряд между песчаниками и аргиллитами. Тонкосланцеватые афанитовые породы, состоящие из обломочной слюды выделяются в класс микалитов. Первоначальный биотит частично или полностью замещен гидромусковитом и (или) хлорит-пенином.

Аргиллиты и глинистые сланцы представляют собой тонкослоистую породу, состоящую из изотропной глинистой массы, включающей мелкие листочки хлорита, серицита и мусковита, тонко распыленного магнетита, гематита и лимонита, углеродистого вещества. В породе часто встречаются аутигенные кристаллы (до 2 мм) и агрегаты зерен пирита. Среди пилитовых пород редко встречаются туффиты и туфогенные алевролиты.

Известняки, силициты и кремнисто-гематитовые породы наблюдаются в виде редких сантиметровых прослоев. Характерны серицитсодержащие, алевролитистые и неравномернозернистые силициты; встречаются шунгитсодержащие силициты.

Для ФПС формации характерны породы темносерой окраски; менее типичны разности светлосерого и зеленовато-серого цвета. Весьма важной особенностью формации является ритмичность.

По данным А. И. Кайряка выделяются ритмы (элементарные циклы по Кайряку), измеряемые единицами и полутора-двумя десятками метров, ритмы второго порядка, отвечающие пачкам и имеющим мощность до сотен метров и ритмы третьего порядка, отвечающие свитам. Строение ритмов определяется всецело строением составляющих трех элементарных ритмов, мощность которых от 0,4 до 5, редко до 40 см.

Наиболее низкими ступенями периодичности в рассматриваемой серии является слоистость градационного типа. Выделяются трансгрессивные и регрессивные ритмы, асимметричные и симметричные. Границы между мелкими ритмами чаще нечеткие, постепенные; для более крупных ритмов характерны резкие границы, иногда со следами размыва.

Геохимические особенности ФПС формации характеризуются низким для слагающих ее пород отношением алюминия к натрию, с сравнительно равномерным распределением большинства малых и редких элементов (в том числе и легкоподвижных) по петрографическим типам пород, преобладание в них закисного железа над окислами, высоким, в среднем, содержанием углерода. Образование нижних частей ритмов отличается повышенным содержанием цинка, хрома, кобальта; пилитовые отложения второй половины ритмов обогащены медью, свинцом, цирконием, иттербием; в них встречаются хром, кобальт, олово, стронций. Совокупность геохимических характеристик указывает на образование описываемой формации в условиях слабопроявленного химического выветривания в области сноса и быструю аккумуляцию осадков в условиях восстановительной среды. Заметная роль в геохимической специализации среды осадконакопления и формировании пород принадлежала синхронному вулканизму.

Флишевая кварцито-сланцевая (ФКС) формация связана с поздней стадией геосинклинального этапа развития Ладожского прогиба. Она налегает на карбонатно-сланцево-метабазитовую ассоциацию глубоководных геосинклинальных осадков, сложено смята в изоклинальные складки, интенсивно метаморфизована и прорвана разнообразными син- и посторогенными интрузиями магматических пород. К. О. Кратцем ФКС формация, соответствующая ладожской серии, делится на три толщи. Нижняя, наиболее широко развитая толща, начинается линзующимся горизонтом конгломератов и характеризуется ритмичным чередованием сланцев и кварцитов. Отмечается существование различных типов разрезов этой толщи: в одних случаях это достаточно однородная сланцевая толща с постоянной примесью полимиктового метапсаммитового материала, иногда в низах обогащенная первично-глинистым веществом (гранатовые сланцы); в других — разрез представлен существенно кварцитовыми породами с подчиненным количеством глиноземистых сланцев. Одни из разрезов указывают на формирование осадков вблизи крупных зон разломов и устойчивых поднятий, подвергшихся интенсивному выветриванию, другие — отражают большую удаленность от области сноса.

Основное развитие в составе толщи имеют кварцито-сланцы, слюдяные кварциты и различные слюдяно-кварцевые сланцы, главным образом биотитовые, нередко с порфиробластами граната и ставролита. Преобладающее значение в разре-

зе имеют метасаммитовые породы. Важной особенностью нижней толщи является присутствие прослоев и горизонтов с примесью графита и сульфидов и наличие в ее основании конгломератов. Конгломераты от валунно-галечных, состоящих из фрагментов разнообразных различно-метаморфизованных осадочных и магматогенных пород — до мелкогалечных монокварцевых. Мощность нижней толщи 940 м.

Средняя толща отличается резким преобладанием метапиритовых пород, присутствием в породе граната, андалузита, ставролита, биотита, обогащением многих горизонтов графитом и сульфидами. Ее мощность до 1300 м.

Верхняя толща обнажается лишь в ядре наиболее погруженной части Ладожского синклинория, к северо-западу от оз. Б. Янис-ярви. В нижней части она сложена амфибол-кварцевыми, эпидот-амфибол-кварцевыми, и полевошпат-амфиболовыми сланцами, нередко обладающими косою слоистостью; верхняя часть толщи состоит в основном из мелко- и среднезернистых кварцитов и кварцито-сланцев, иногда с прослоями автохтонной алевролитовой брекчии. Мощность верхней толщи 500 м.

Характерной особенностью формации в целом является ее разномасштабная ритмичность. Устанавливаются два крупных ритма (мегаритмы) — оба симметричные трансгрессивно-регрессивного типа: нижний, начинающийся конгломератами, выше переходящими в кварциты, чередующиеся со сланцами, затем в микроритмичные сланцы и снова в чередующиеся кварциты и сланцы; граница между двумя ритмами проходит внутри монотонного мощного горизонта кварцитов, оба вертикальные контакты которого постепенные. Нижняя часть второго мегаритма является как бы зеркальным отображением верхней части нижнего ритма и представлена ритмично чередующимися кварцитами и сланцами; выше доля кварцитов постепенно убывает, сланцев — возрастает; затем в сланцах появляются редкие маломощные прослои амфибол-полевошпатовых пород (метамергелей и метатуфов), которые постепенно вверх по разрезу полностью замещают сланцы; амфиболовые породы в свою очередь путем ритмичного чередования постепенно кверху замещаются кварцитами.

Более мелкая ритмичность аналогична ритмичности песчано-сланцевой формации. Сходство устанавливается также и в химическом составе и в распределении рудогенных элементов. Важной чертой обеих формаций является присутствие в них таких характерных текстур, как складки подводного оползания и нептунические дайки; и там и там установлены и описаны своеобразные конкреционные образования с характерной внутренней структурой типа «конус в конус». Некоторыми исследователями эти структуры трактуются как фитогенные, водорослевого происхождения [17].

Все это свидетельствует о близких тектонических условиях формирования описываемых формаций — большой сейсмической активности территории.

Наблюдаемое отличие связано исключительно с положением формации в общей геоструктуре и относительно главного фронта проникновения тепловой эндогенной энергии в карельский мегацикл. Флишевая формация фиксирует глубинный желоб вдоль границы кратона и «океанической» плиты; ритмичная песчано-сланцевая формация ближе к образованиям континентального шельфа.

Переходными по составу, строению и постседиментационным преобразованиям между описанными двумя ритмично-флишеидными формациями являются их латеральные аналоги — ритмичная черносланцевая и ритмичная туфосланцево-конгломератовая. Главное отличие резко повышенное значение в их составе туфогенных пород, в том числе и пирокластов ультраосновного состава. Очевидно обе эти формации характеризуют зоны глубинных разломов, возможно явившимся естественными границами между областями накопления флишевой кварцито-сланцевой и флишеидной песчано-сланцевой формациями. Подтверждением этому служит связь с ними массивов ультраосновных пород; характерны также образования, сходные по ряду признаков с олистостромами; местами в этих формациях можно найти большинство признаков образований типа тектонического — мегаланжа.

Важно, что флишеидные черносланцевая и туфосланцево-конгломератовая формации, в отличие от их латеральных аналогов, весьма перспективны на рудные полезные ископаемые. С ними связаны медно-никелевые и меднорудные месторождения Балтийского щита и, по-видимому, медно-никелевые проявления Петровско-Мамонского синклиория КМА. Они перспективны на полиметаллическое оруденение, ванадий, фосфор и возможно другие полезные ископаемые.

Из приведенных данных видно, что в истории карельского мегацикла отмечается резко обособленный этап, фиксируемый ассоциацией флишеидно-слоистых терригенных и вулканогенно-терригенных пород, сходных с флишеидными формациями фанерозоя. Наиболее близкой к флише является кварцито-сланцевая формация ладожского типа. В последней не установлены только гиероглифы — типоморфные показательные текстуры фанерозойских формаций. Возможно, что причиной этому является сравнительно высокий метаморфизм, нивелировавший бугорчатые текстуры поверхностей напластования. Не исключено, что при более детальных специальных наблюдениях «недостающие текстуры» будут обнаружены. По всем другим признакам и положению в вертикальном формацион-

ном ряду описываемые формации соответствуют горизонтальному ряду литогенетических ассоциаций этапа накопления флиша.

ПРОБЛЕМА КАРЕЛЬСКОЙ МОЛАССЫ

По составу, внутреннему строению, положению в формационном ряду и палеотектонической структуре наиболее близкой к понятию моласса является кварцито-конгломератовая формация, груботерригенный комплекс верхней «свиты» криворожской «серии» и его аналоги КМА.

Сходное формационное и структурное положение устанавливается для кварцито-песчаниковой формации вепся.

Кварцито-конгломератовая формация составляет верхнюю часть верхней свиты криворожской «серии». Допускается, что кварцито-конгломератовая формация связана с нижележащей ритмичной карбонатно-сланцевой формацией постепенным переходом. Более вероятно, однако, что они разделены несогласием и размывом. Об этом, в частности, свидетельствует наличие галек и валунов карбонатных и графитсодержащих пород нижней части разреза верхней свиты криворожской серии в конгломератах кварцито-конгломератовой формации. Не исключено, даже, что это несогласие весьма существенное и соответствует перерыву в осадконакоплении, равному продолжительности флишевой стадии геотектонического цикла. Вполне вероятно также, что к молассовой формации приречены собственно флишевые отложения, занимающие положение между собственно молассой и карбонатно-сланцевой формацией. В этом случае остается, кроме того, возможность обнаружения несогласия также внутри груботерригенного комплекса верхней свиты.

В пределах КМА, как было показано выше, кварцито-конгломератовая формация отделена от нижележащих образований крупным несогласием и размывом. Однако и здесь не исключено, что местами в единой молассовой формации рассматриваются формационно разнородные образования. В частности, сомнительна правомерность отнесения к этой формации пачек доломитов и известняков, некоторых графитсодержащих пород, а также вулканогенных и туфогенных образований. Фактический материал недостаточен для обоснованного решения этого вопроса.

Характерная особенность кварцито-конгломератовой формации — ее регрессивное строение, ритмичность и широкое распространение в ее составе грубообломочных пород полимиктового состава.

В пределах криворожского бассейна описываемая формация состоит из четырех толщ; начинают формацию мощные накопления (до 900 м), состоящие из крупногалечниковых кон-

гломератов, перемежающихся с пачками метапесчаников и подчиненных сланцев. Конгломераты эти, представляющие типичные отложения горных подножий, содержат крупные гальки кварцитов, плагиогранитов, карбонатных пород, сланцев, изредка кератофилов и железистых роговиков. Цементом в конгломератах являются псаммитовые и алевролитовые по размерам зерна тех же пород и образующих их минералов.

Так как конгломераты содержат гальки пород почти всех нижележащих толщ докембрия (в том числе и верхней свиты), можно думать, что разрыв, давший этот разнообразный и обильный кластический материал, был весьма интенсивен. Он мог быть обусловлен энергичным воздыманием горных сооружений внутренних частей геосинклинальной зоны.

Толща ритмичного чередования конгломератов и песчаников замещается вверх по разрезу мощной (до 1000 м) толщиной сланцев (в основном кварц-биотитовые сланцы) с подчиненными метапесчаниками и конгломератами, аналогичными по составу и строению таковым первой толщи.

Еще выше вновь следует горизонт сложенный в основном конгломератами и метапесчаниками, с подчиненными кварцево-слюдистых сланцев. Мощность этого грубообломочного горизонта достигает 800 м.

И, наконец, венчает разрез формации толща кварц-биотитовых сланцев с подчиненными пачками полевошпато-биотитовых метапесчаников; пересеченная мощность этого самого верхнего горизонта сланцев превышает 500 м. Вполне обоснованно можно предполагать, что в своем первоначальном виде описываемая формация содержала еще ряд более молодых по возрасту толщ размытых в посткарельское время. Она представляет яркий пример накопления и периодической смены тонко- и грубокластического материала в опускающейся части геосинклинальной зоны, в зависимости от прерывистого хода складкообразовательных процессов, подъема горных цепей и обусловленных этим периодическим усилением эрозионных процессов во внутренних частях той же зоны.

Сходная по составу и строению формация венчает карельский структурно-формационный комплекс КМА. Она объединяет здесь так называемую курбакинскую, тимскую, щигрово-осколецкую свиты и их аналоги. Определяющими породами являются конгломераты и конгломерато-брекчии, состоящие из обломков пород курской серии, в том числе железистых кварцитов, разнообразные метапесчаники, гравелиты и кварцево-слюдистые сланцы. Кроме того, здесь отмечаются вулканогенные образования основного и кислого состава.

Литологическое и минералого-геохимическое изучение кварцито-конгломератовой формации почти не проводилось. Но и те немногочисленные данные, которые собраны к настоящему времени не оставляют сомнений о ее образовании в связи с горооб-

разовательными процессами и с достаточной определенностью указывают на ее принадлежность к классу моласс. С кварцито-конгломератовой формацией промышленно интересных проявлений рудных железных ископаемых не выявлено. Намечаются некоторые литогенетические типы пород на обнаружение бедных метаморфизованных россыпей. Однако, поиски таких месторождений сопряжены с большими затратами и до проведения детальных литолого-фациальных и минералого-геохимических исследований, экономически не оправданы.

Красноцветная кварцито-песчаниковая формация приурочена к юго-западной краевой части Карельского массива и занимает часть пригеосинклинальной зоны перикратонного опускания. Она соответствует вепсию. Слагающие ее породы заполняют наложенную мульду, несогласно перекрывающую карельские образования онежского приплатформенного прогиба.

Х. Вяюрюнен был первым, кто отнес отложения этой формации к молассоидным образованиям карельского возраста, допуская их более древний возраст, чем граниты-рапакиви. Справедливость этих выводов подтвердилась данными новейших исследований.

Красноцветная кварцито-песчаниковая формация состоит из трех толщ, соответствующих трем осадочным макроритмам.

Нижняя толща имеет четковыраженное регрессивное строение. В установленной части разреза (основание неизвестно) она начинается пачкой мелко- и тонкозернистых темнозернистых темносерых песчаников и алевролитов с редкими прослоями зеленовато-серых песчаников и темносерых глинистых сланцев (мощностью до 0,7 м). Выше по разрезу следует пачка преимущественно мелко- и среднезернистых песчаников зеленовато-серого, серого и темносерого цвета с четкой двухкомпонентной элементарной ритмичностью. Глинистые сланцы в этой пачке составляют сантиметровые прослои. Мощность ритмов 0,5—4 м. Верхняя часть нижней толщи сложена крупно- и массивнослоистыми среднезернистыми, в подчиненном количестве мелко- и крупнозернистыми песчаниками от светло-серого до темносерого цвета. В виде отдельных редких прослоев наблюдаются алевролиты (до 1,2 м) и слюдисто-глинистые сланцы (0,1—0,4 м).

Песчаники по всему разрезу толщи кварцево-полевошпатовые с примесью обломков сланцев, халцедона, вулканического стекла, сильно слюдистые. Алевролиты и глинистые сланцы обогащены обломочной слюдой. Характерна смена вверх по разрезу горизонтальной и мелковолнистой слоистости в песчаниках, пологой косою слоистостью прибрежно-бассейнового и потокового типов. По всему разрезу присутствуют прослои и линзы брекчий, состоящих из обломков сланцев, в том числе

шунгитоподобных. Наблюдаются единичные рассеянные по породе угловатые обломки сланцев размером до 15 см.

Средняя толща сложена преимущественно крупно- и грубозернистыми песчаниками с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев (до 2 м), а также линзами конгломератов и конгломерато-брекчий (до 2,5 м). Породы зеленовато-серого и розовато-серого цвета.

Песчаники полевошпато-кварцевые с глинистосерицитовым базальным цементом. В песчаниках и конгломератах неравномерно распределены остроугольные обломки, гальки разнообразных сланцев, в том числе и с тончайшими прожилками сульфидов, а также фильзитов, силицитов, халцедонолитов, кварца, измененных порфириров. Во второй половине средней толщи преобладают мономинеральные кварцито-песчаники от мелко- до крупнозернистых, окрашенных в светлорозовый, розовый, малиновый цвета. Наблюдаются редкие прослои (до 20 см) буроватых алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев (микалитов). Песчаники обычно косослоисты, содержат знаки ряби, на поверхности напластования иногда включают рассеянную гальку и гравийные обломки кварца, халцедонита.

Верхняя толща начинается пачкой чередующихся мелкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев розовато-серого и светлосерого цвета; выше следует пачка тонко- и среднезернистых розовато-серых песчаников с прослоями и пластами (до 28 м) алевролитов и глинистых сланцев. Разрез завершается мощной сложнопостроенной пачкой разнообразных красноцветных кварцевых песчаников с прослоями и линзами кварцевых конгломератов и тонкими слоями красновато-бурых алевроито-глинистых сланцев или слюдистых алевролитов.

Мощность названных выше толщ соответственно более 750 м, 700 м и 600 м. Общая мощность формаций не менее 2000 м.

Литогенетический анализ приводит к выводу об образовании нижней толщи в условиях сравнительно мелководного регрессирующего бассейна; средняя и верхняя толщи сложены отложениями дельт и периодически высыхающих пресноводных бассейнов. К границам толщ приурочены пластовые тела диабазов и габбро-диабазов, частично возможно являющихся покровами эффузивного происхождения (Светов, 1976).

Средняя плотность пород формации составляет 2,60—2,66 г/см³, т. е. практически не отличается от плотности пород гранитоидного фундамента. Формации соответствует слабо положительное поле силы тяжести. Магнитная восприимчивость изменяется от 0 до $1200 \cdot 10^{-6}$ СГС, обуславливая переменный характер магнитного поля.

Породы алевролито-песчаниковой формации сравнительно бедны аксессуарными минералами. Наиболее часто в них встре-

чаются минералы железа и титана. Присутствуют циркон, монацит, турмалин, эпидот, апатит. Максимальное его количество (12 знаков) установлено в пробе из кварцевых конгломератов. В породах нижней толщи присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит — иногда в заметно повышенном количестве. Четкая специализация нижней толщи кварцито-песчаниковой формации на медь устанавливается по данным изучения поведения рудных элементов в различных породах карельского комплекса. Высокая перспективность этой формации на обнаружение месторождений типа медистых песчаников, подчеркивается также совокупностью геологических данных — обогащенность пород области сноса медью, благоприятная палеогеографическая и палеоклиматическая обстановка (аридный климат, континентальные красноцветы), осадконакопления, значительное сходство в строении и положении в формационном ряду, а также близкий возраст с удаканской меднорудной формацией. Верхние толщи алевролитопесчаниковой формации заслуживают внимания с точки зрения возможности концентрации в них россыпей.

ГРУППА ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

По парагенезису пород, их структурно-метаморфическим признакам и положению в тектонической структуре региона на рассматриваемой территории выделяется четыре изолированных формации, образованных терригенными и карбонатными породами. Все они приурочены к стратиграфическому разделу, фиксирующему прединверсионный этап максимальной трансгрессии, но в строгом хронологическом плане неоднородны. Определяющими являются пестроцветная песчано-доломитосланцевая и сероцветная ритмичная карбонатно-сланцевая формация.

Пестроцветная песчано-доломитовая формация характерна для относительно стабильных палеоблоков с тектоническим режимом областей завершённой складчатости (протоплатформ). Наиболее широко она развита в Карелии, где участвует в строении ятулийских синклинорных структур; аналогичные образования выявлены глубоким бурением под осадочным чехлом Русской плиты (гл. 2588—2819) в районе г. Рыбинска; эквиваленты этой формации развиты в составе второй и третьей осадочной толщ печенгского комплекса в Имандра-варзугской структуре, возможно на востоке Русской плиты, Урале и др. местах.

Образование формации происходило в прогибах второй и третьей генераций в период отрицательных движений, в результате которых области кратонов были вовлечены в погружение. Образование формации происходило на заключительных этапах средней стадии развития. Она представляет собой полифацальный комплекс морских осадков, накопление кото-

рых происходило в относительно спокойной тектонической обстановке и условиях смены гумидного климата семиаридным. В составе формации преобладают кварцито-песчаники, известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты и графит-содержащие сланцы; реже встречаются конгломераты, покровы диабазов, метатUFFы и метатUFFиты, кремнистые породы.

Полные разрезы этой формации изучены в Онежской, Туломозерской, Суоярвской и Лехтинской структурах Карелии. В редуцированном виде они развиты в Янгозерской, Сегозерской, Елмозерской и других структурах Центральной и Южной Карелии, а также в пределах Кейвского синклинория на Кольском полуострове. В Карелии формация представлена туломозерской свитой и ее аналогами, на Кольском п-ве песцовотундровой свитой.

По соотношению терригенных и различных типов карбонатных пород, текстурным признакам, условиям образования, мощности и степени вторичных преобразований, формация характеризуется значительными изменениями на площади (рис. 11). Соответственно могут быть выделены не менее четырех типов разрезов: Онежский, Янгозерский, Лехтинский, Песцовотундровский.

Наиболее полное представление о строении формаций дает Онежский тип разреза, вмещающий в себя все ее характерные признаки. Здесь пестроцветная песчано-доломито-сланцевая формация представлена осадочной подсерией онежской серии ятулия или по другой схеме [48] средне- и верхнеятулийскими образованиями. В северной части прогиба она согласно с небольшим размывом и корой выветривания залегает на спилит-диабазовой формации, южнее — трансгрессивно перекрывают породы докарельского фундамента. В составе серии устанавливаются три толщи, соответствующие трем макроритмам [22].

Нижняя толща состоит из двух пачек: известняково-брекчиево-глинистой и песчано-доломитовой.

Известняково-брекчиево-глинистая пачка с размывом и корой выветривания залегает на метадиабазе сегозерской серии (кварцито-песчаниковой толщи по В. А. Соколову) или непосредственно на гранитоидах фундамента (д. Кучино, д. Пялма). В основании пачки залегают кварцевые конгломераты, иногда с окатанной галькой песчаников, вероятно кварц-конгломератовой формации. Конгломераты обычно сильно обогащены аллотигенным гематитом, сфеном и титаномagnetитом. Мощность конгломератов непостоянная, в северной части Онежского синклинория (д. Койкары — пос. Гирвас) они достигают 15 м. Чаще их мощность не более 1 м. Конгломераты выше по разрезу переходят в неравномернозернистые кварцито-песчаники, которые в свою очередь сменяются алевролитами, песчаниками с карбонатным цементом и, выше — чередующимися тонко-

слоистыми розовыми известняками и доломитовыми известняками. Верхняя часть пачки фациально изменчива и в разных разрезах сложена тонкогоризонтально-слоистыми темно-бурыми филлитами с прослоями сланцевой брекчии или аргиллитовой брекчией с песчано-карбонатным цементом. Мощность пачки 70—90 м.

Песчано-доломитовая пачка сложена пестроцветными разнотекстурными частью строматолитовыми доломитами [21] серого, розового и розово-красного цвета, с прослоями песчаников и карбонатным цементом, иногда в строении пачки участвуют доломитовые известняки и прослойки глинистых сланцев; характерной особенностью пород пачки является их тонкогоризонтально-слоистая текстура; редко наблюдаются разности с волнистой и косослоистой текстурами. Мощность пачки 40—125 м.

Средняя толща включает три пачки: доломито-песчано-глинистую, кремнисто-доломитовую и гематито-песчано-глинистую.

Доломито-песчано-глинистая пачка начинается прослоем доломитового конгломерата или доломито-сланцевой брекчии (мощн. до 35 м), фиксирующих кратковременный перерыв и размыв на границе нижней и средней свит. Преобладающими в составе пачки являются серые и темно-коричневые глинистые сланцы (филлиты), переслаивающиеся с алевритами и карбонатными песчаниками; меньшим распространением пользуются разноцветные (розовые, розовато-серые и бурые) песчаные и слюдяные доломиты, характеризующиеся тонкой горизонтальной слоистостью. Мощн. 75—80 м.

Кремнисто-доломитовая пачка сложена красноцветными тонкогоризонтально-слоистыми доломитами, обогащенными кварцем (кремнием) в виде прослоев и желваков, с редкими прослоями доломитовой брекчии и горизонтом водорослевых доломитов. Мощность 60—70 м.

Гематито-песчано-глинистая пачка начинается бурыми и темно-серыми глинистыми сланцами, обогащенными гематитом в переслаивании с доломитами, выше сложена буроватыми и светлосерыми гематитовыми кварцито-песчаниками. Для этой пачки характерны знаки ряби, устанавливаемые в песчаниках и трещины усыхания на поверхностях наслоения глинистых сланцев. С описываемой пачкой связаны маломощные линзовидные тела гематитовых руд, частью оолитового строения. Мощность пачки колеблется в пределах 10—30 м.

В кровле гематито-песчано-глинистой пачки залегает покров эффузивных метадиабазов и мандельштейнов, мощностью до 35 м.

Верхняя толща включает следующие пачки (снизу вверх): доломито-песчаную, доломитовую (водорослевую), красноцветно-доломитовую, слюдясто-мергелисто-сланцевую, шунгито-глинисто-доломитовую и алеврито-туфосланцевую.

Доломито-песчаниковая пачка начинается чередующимися песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями сланцевой седиментационной брекчии; выше залегают песчаные доломиты, переходящие вверх по разрезу в розовые и бурые доломиты, содержащие псевдоморфозы гематита по пириту. Характерна нечеткая горизонтальная слоистость, реже (в доломитовой брекчии) наблюдается косая слоистость поточкового типа; в сланцах из основания пачки устанавливаются трещины усыхания. Мощность 50 м.

Доломитовая (водорослевая) пачка сложена разнообразными серыми и розовато-серыми, иногда строматолитовыми, брекчиевидными, кварцевыми и другими доломитами. Мощность 30—40 м.

Красноцветно-доломитовая пачка представлена розовыми и красными разнозернистыми тонкогоризонтальнослоистыми и тонкоплитчатыми доломитами с прослоями магнезитов. Мощность 10—25 м.

Слюдисто-мергелисто-сланцевая пачка включает в себя разнообразные доломитовые, доломито-мергелистые, кварцесерицитовые, биотитовые и другие сланцы, характеризующиеся тонкой горизонтальной слоистостью и светлыми тонами окраски (беловато-серой, светлосерой, серой, серовато-зеленоватой, розовой и др.). Суммарная мощность пачки по данным В. В. Яковлевой и М. А. Гиляровой составляет 110—130 м.

Шунгито-глинисто-доломитовая пачка отличается темной (часто черной) окраской пород и четкой элементарной и микроритмичностью. Устанавливаются два типа таких ритмов: 1) сланец — шунгит и 2) глинистый или песчано-глинистый сланец-доломит. В строении пачки участвуют шунгиты I, II и III разновидностей, черные тонкогоризонтально-слоистые доломиты, глинистые и песчано-глинистые сланцы, обогащенные мелкозернистым шунгитом и пиритом, силициты. Господствуют сланцы. Мощность пачки по данным тех же авторов до 46 м.

Алевролито-туфосланцевая пачка представлена темносерыми тонкослоистыми алевролита-глинистыми сланцами с подчиненными им туфосланцами, туфопесчаниками и шунгитовыми сланцами. Мощность пачки около 60 м.

Породы трех верхних пачек, по данным разных авторов, во многих разрезах вмещают покровы эффузивных метамандельштейнов. Они существенно отличаются от нижележащих обильным содержанием в породах углистого вещества (шунгита), общей темносерой окраской, повышенным значением туфогенных пород и, по-видимому, могут быть обособлены в самостоятельную шунгито-сланцевую формацию. Общая мощность последней достигает 350 м.

Мощность пестроцветной песчано-доломитовой формации составляет порядка 650—700 м.

Пестроцветная песчано-доломито-сланцевая формация замещается верх по разрезу пикрито-диабазовой формацией. Временными ее эквивалентами являются: доломито-аркозавая и ритмичная карбонатно-черносланцевая формации.

Доломито-аркозавая формация отличается резко повышенным значением терригенных пород, представленных аркозами прибрежно-дельтовых фаций, меньшей мощностью (до 300 м) и повышенным значением оолитовых гематитовых руд. По типу слагающих ее пород и фациально-палеогеографическим условиям образования она близка к пестроцветной песчано-доломито-сланцевой формации. Существенны различия между этими формациями по металлогенической специализации. Пестроцветная песчано-доломито-сланцевая формация вмещает пластовые гематитовые руды; с нею связаны проявления типа медистых песчаников, стратиформные залежи магнезита и фосфоритов, проявления барита. В доломито-аркозавой формации установлены масштабные залежи гематитовых руд [34], проявления меди.

Ритмичная карбонатно-черносланцевая формация (РКЧ). Образование этой формации приурочены к внешним прогибам подвижных областей, возникших на участках перехода от зон перекратонных опусканий к областям с устойчивым геосинклинальным режимом. Она распространена в Куоляярвинской и Кукаозерской структурах, где охватывает отложения соваяярвинской свиты, в Ладожском прогибе (осадочная толща питкьярантской серии) и Криворожском прогибе (нижняя толща верхней свиты).

РКЧ тесно связана с подстилающей ритмичной сланцево-кварцитово-кварцевой и перекрывающей пикрит-диабазовой формациями. Оба вертикальные контакта постепенные, в связи с чем границы формаций проводятся зачастую условно. В составе формации преобладают различные темные сланцы, представляющие метаморфизованные глубоководные илистые и мергелистые отложения; особенно характерны графитовые сланцы, частью с обильной сульфидной минерализацией. Подчиненное распространение имеют серые до темносерых графитсодержащие сильно мраморизованные известняки; еще реже — прослой тонкозернистых кварцитов, образованных за счет метаморфизма силицитов.

Для этой формации характерна разнообразная рудная минерализация, промышленное значение которой не изучено. С аналогичными образованиями на территории Финляндии и Швеции связаны месторождения меди (Оутокумпу, Поулонка и др.), полиметаллов (Болиден и др.). Мощность формации до 1000 м и больше.

ГРУППА ХЕМОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

В эту группу включены образования кремнисто-железистой (железородной) формации, фиксирующей заключительный этап дофлишевой стадии развития миогеосинклинальных прогибов.

Кремнисто-железистая (железородная) (КЖ) формация наиболее полно представлена в Криворожской структуре и на КМА. Аналогичные образования, еще недостаточно изученные, обнаружены в Лехтинской структуре Карелии, в Белоруссии и на ряде других участков фундамента Русской платформы. Она замещает вверх по разрезу сланцево-кварцитовую или кварцево-конгломератовую формации и является латеральным аналогом диабазовой формации. Важное промышленное значение этой формации обусловило весьма детальное ее изучение. Широко известны многочисленные обобщающие работы. Еще более обильна литература, в которой рассматриваются различные аспекты геологии, геохимии и генезиса железородных формаций конкретных районов.

По данным Ю. Г. Гершайга [5], в криворожском «бассейне» железородная формация представляет собой часть, в общем, трансгрессивно залегающей сложной серии (аркозы-филлиты-железистые сланцы-железистые роговики). В самой железородной формации перемежаемость железистых и сланцевых горизонтов, возможно, соответствует стадии нарастания мелких волн трансгрессии.

Количество пластов или горизонтов железистых пород внутри железородной формации в разных пунктах Кривбасса меняется от 2—3 до 6—7. В общем стратиграфическом разрезе железородной формации они концентрируются в ее верхах и низах, тогда как средняя часть разреза состоит преимущественно из сланцев; сланцевый горизонт сравнительно небольшой мощности залегает также в основании формации.

Общая нормальная мощность железородной формации достигает 1500—200 м, однако в различных районах она, в связи с фаціальными условиями, древним размывом и тектоническими факторами, в 2—7 раз меньше. Мощность отдельных железистых горизонтов колеблется от 20—30 до 80—100 и даже 500—700 м, сланцевых горизонтов от 5—10 до 150—200 м. Следует отметить также, что одни железистые горизонты показывают более значительное постоянство в мощности и составе, а другие претерпевают по простирацию (и падению) большие изменения, вплоть до полного выклинивания. Вместе с тем, ни один из выделенных горизонтов не прослеживается на всем протяжении Кривбасса, а некоторые развиты лишь на отдельных участках.

Железородную формацию характеризуют три петрографических компонента — железистые роговики (и джеспилиты),

сланцево-роговиковые породы, сланцы с прослоями роговков и без последних.

Горизонты железистых роговков (и джеспилитов) повсюду залегают среди сланцевых и сланцево-роговиковых пород, причем переход между ними постепенный. При этом внутри отдельных железистых горизонтов наблюдается определенная неоднородность вещественного состава, зависящая от условий образования и преобразования первоначальных железисто-кремнистых осадков, превращенных в результате метаморфизма в железистые роговики и джеспилиты.

Как установлено Ю. Г. Гершойгом [5], в толщах железорудной формации Криворожья присутствуют осадки различных геохимических фаций. На основании анализа вещественного состава и условий осадконакопления, согласно этого исследователя, выделяются пачки и слои, представляющие собой метаморфизованные осадки восстановительной и окислительной геохимических фаций, при разных соотношениях в них хемогенного и пелитогенного материала.

В метаморфизованных осадках восстановительной геохимической фации рудные минералы представлены главным образом сидеропелзитом и железистыми силикатами, окислительной фации — магнетитом. При наиболее резко выраженных окислительных условиях наряду с магнетитом присутствует и гематит.

Сопоставляя разрезы железистых толщ в разных участках Кривбасса, можно видеть внутреннюю зональность, характеризующую геохимические ритмы осаждения, свойственные железорудным горизонтам. В наиболее полном виде зональность эта следующая (9) (табл. 2).

Таблица 2

Геохимическая обстановка	Вещественный состав метаморфизованных осадков
Восстановительная	Хлоритовые и другие железистые сланцы Магнетито-сидерито-силикатные роговики Магнетито-сидеритовые роговики Сидерито-магнетитовые роговики
Окислительная	Магнетитовые роговики Гематито-магнетитовые роговики (джеспилиты) Магнетитовые роговики
Восстановительная	Сидерито-магнетитовые роговики Магнетито-сидеритовые роговики Магнетито-сидерито-силикатные роговики Хлоритовые и другие железистые сланцы

Строение, состав и генетические черты кремнисто-железистой формации КМА наиболее полно охарактеризованы

Н. А. Плаксенко [32]. Здесь формация сложена одной или двумя пачками магнетитовых и железослюдково-магнетитовых, частью мартитизированных кварцитов, разделенных пачкой филлитовидных гранат-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых и др. сланцев. Мощность сланцевой пачки — от нескольких метров до десятков метров. Железистые кварциты изменены воздействием натрового метасоматоза, в них развиваются щелочные амфиболы и пироксены; в зонах контакта с основными породами железистые кварциты превращены в магнетит-кварц-роговообманковые породы. Мощность железорудной свиты достигает 500 метров.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Приведенные сведения о металлогенической специализации экзогенных образований карельского комплекса и особенно данные о типах и характере размещения известных месторождений в сходных образованиях зарубежной части Балтийского щита и других регионов развития докембрия позволяет наметить определенную закономерность размещения рудных компонентов, соответствующую поведению элементов на идеальном литологическом профиле конгломерат — песчаник — аргиллит — карбонат, выявленную для фанерозоя [49]. С разнообразными конгломератами во многих районах мира связаны рудные накопления золота, урана, алмазов, меди, редких металлов, платины (Витватерсранд, Тарква, Блейндривер и др.), в метапесчаниках и ассоциирующихся с ними метаалевролитах локализуются месторождения меди, в метаглинистых отложениях — меди (Поулонка и др.), полиметаллов (Саливан и др.); метаглинистые отложения в ряде случаев являются рудолокализирующей средой для месторождений никеля в связи с ультрабазитами (Печенга), с крайними членами идеального литологического профиля — различными хемогенными и хемогенно-биогенными карбонатными, кремнисто-карбонатными и кремнисто-железистыми отложениями — связаны месторождения железных руд (КМА, Кривой Рог), полиметаллов (Балмат — Эдуардс и др.), фосфора, марганца, магния. По степени относительной концентрации металлов на идеальном литологическом профиле намечается следующий последовательный ряд рудных элементов в направлении от псефитовых к хемогенным породам — С (алмазы), [P, U, Th, Au] → Cu, Ag → [V, Co, Ni], S, U, Sn, Mo → Fe [Pb, Zn], Au, P, Mn, Mg, U. Кривая распределения рудных концентраций металлов на идеальном литологическом профиле (рис. 12) по классификации Н. М. Страхова, отвечает контрастному типу распределения рудных элементов свойственном жаркому гумидному типу фанерозойского литогенеза.

Металлы, обнаруживающие повышенное содержание в конгломератах, в случае фанерозойского седиментогенеза, как известно, переносились, главным образом, с обломочными фракциями и накапливались по законам формирования россыпей; с пилитами и хемогенными отложениями накапливались металлы, мигрировавшие в бассейне осадконакопления со взвесями и в виде ионных растворов.

Таким образом, также как и в фанерозое, в зависимости от типа литогенеза рудные месторождения локализованные в осадочных толщах докембрия, формируют непрерывные ряды, отвечающие в общих чертах известным рядам геохимической подвижности элементов. Все это находится в соответствии с теоретическими разработками А. В. Сидоренко [42, 43], утверждающим принципиальное сходство общих порообразующих процессов фанерозоя и докембрия. Вместе с тем очевидно, что в докембрии также как и в фанерозое металлогеническая специализация осадочных толщ предопределялась особенностями экзогенеза — составом и рудной специализацией области сноса, характером и интенсивностью выветривания, гидродинамикой и палеогеохимией транспортирующей среды и бассейнов осадконакопления, тектоническим режимом и морфологией суши и дна бассейнов седиментации, фациальной обстановкой, активностью биосферы. Соответственно среди докембрийских образований уместно ожидать все известные генетические типы осадочных месторождений (рис. 12) и, следовательно, для их прогноза должны использоваться критерии прогнозирования осадочных месторождений [41]. Между тем, для большинства рудных месторождений, локализованных в метатерригенных отложениях докембрия, структурно-морфологические и минералого-геохимические особенности проявления минерализации с очевидностью свидетельствуют о ее наложенном, постседиментогенном происхождении. Особенно это характерно для месторождений, локализованных в черных сланцах, толщах карбонатных пород, метапсаммитовых отложениях, метаморфизованных продуктах химического выветривания. Рудные тела нередко представлены здесь жилами, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, штокверками, зонами грейзенизации, контактово-метасоматическими залежами и т. д. Более того, во многих случаях они явно контролируются пересечением разломов, зонами повышенной магматической проницаемости, изгибами складок и т. п., т. е. имеют очевидный структурный контроль и должны поэтому изучаться с использованием всей совокупности структурных, метаморфических и магматических признаков.

Это объясняется тем, что богатые рудные залежи, представляющие экономический интерес в большинстве случаев являются продуктом перераспределения и концентрации рассеянной седиментогенной минерализации, под воздействием ди-

Формации		Генетическая ассоциация	КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ			БАССЕЙНОВАЯ				
Группы	Тип	Генетический комплекс Полезное ископаемое	Элювиально-дельтовый	Пролувально-элювиальный	Дельтовый	Прибрежный	Лагунный	Мелководный	Шельфовый	Пелагический
Пелитовая (пелиты > 50%)		C (шунгиты, графит) V, Ni, Co Pb, Zn Cu Au Al			-----					
	Полимиктовый	Cu					-----			
	Мезомиктовый	Cu Pb, Zn				-----				
	Олигомиктовый	Cu Ag			-----					
Псаммитовая (песчанки > 50%)	Мономиктовый	U, Th Au								
	Монокварцево-конгломератовый	U Th Au C [алмазы]								
Лесфилитовая (конгломераты < 50%)	Поликтаво-конгломератовый	Cu C [алмазы]								

Рис. 12. Закономерности локализации рудных полезных ископаемых в терригенных породах раннего докембрия.
1 — проявления рудной минерализации; 2 — промышленные концентрации металлов.

наотермальных преобразований в процессе регионального и (или) контактного метаморфизма, или гидротермальных и метасоматических изменений первично рудоносных формаций в периоды проявления тектоно-магматических активизаций. Одной из особенностей рудогенеза терригенных образований докембрия заключается как раз в том, что возникшая в результате осадочной дифференциации рудная минерализация, в дальнейшем испытывала влияние эндогенных факторов динамотермических преобразований, характер сочетания, интенсивность и количество циклов, проявления которых в каждом конкретном случае было разным. Под влиянием этих факторов в одних случаях осадочные рудные накопления обогащались с возникновением контрастных руд, в других — разубоживались. При высоких температурах и давлении могли возникать рудные магмы и флюиды, которые застывали на месте своего возникновения или проникали по трещинам во вмещающие породы и в более высокие структурные этажи.

Перераспределение рудного вещества при равных термодинамических условиях было более интенсивным, чем более тонкодисперсным было изначально распределение рудного элемента в породе и чем больше его миграционная способность. Поэтому в направлении к концу идеального литологического ряда и от континентальных к морским формациям, локальные факторы первичного контроля рудной минерализации в метаморфизованных терригенных породах докембрия постепенно затухают и становятся во многих случаях практически неузнаваемыми современными методами. Региональные факторы (стратиграфический, палеотектонический, палеогеографический, формационный) более консервативны и остаются неизменными вплоть до регионального ультраметаморфизма.

Таким образом, месторождения в метаморфизованных осадочных породах докембрия имеют сложный генезис: они составляют особый класс месторождений, занимающий промежуточное положение между экзогенной и эндогенной группами. Основа этих месторождений заложена в процессе экзогенного становления терригенных толщ. Их элементарный состав, параметры, изначальная морфология рудных тел определены рудной специализацией источника осадочного материала и фациально-палеогеографической и палеотектонической обстановкой осадко-накопления, а также физико-химическими условиями литогенеза. В процессе регионального и контактного метаморфизма и динамотермальных преобразований по ослабленным зонам в периоды тектоно-магматической активизации осадочные и диагенетические рудные наполнения в терригенных породах испытывали минералогические и морфологические преобразования, тем более значительные, чем интенсивнее были преобразующие процессы и подвижнее рудное вещество в материнской породе. Происходило частичное или полное перераспределение исход-

ного рудного вещества и усложнение морфологии рудных тел, вплоть до появления секущих по отношению к складчатым структурам жильковых и штокверковых зон, зон грейзенизации и рудных жил. При этом рудо локализирующей средой остается рудоматеринская формация; лишь в исключительных случаях оруденение частично или реже полностью перемещается вдоль ослабленных зон или вовлекается магмой за пределами исходной рудоносной толщи; но и в этих случаях связь с материнской средой чаще всего остается достаточно отчетливой.

В свете изложенного, очевидно, что эффективность прогнозирования месторождений в осадочных породах докембрия находится в прямой зависимости от полноты учета условий экзогенеза потенциально рудоносных толщ. Первоочередной задачей изучения проблемы рудогенеза докембрия является разработка методологических основ прогнозирования и поисков месторождений на основе последних достижений в области изучения докембрийского экзогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З.* Методика фациальных исследований протерозоя Карелии и Кольского полуострова. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. I. М., «Недра», 1966.
2. *Беккер Ю. Р., Богданов Ю. Б., Якобсон К. Э., Негруца В. З., Солонцов А. Ф., Аksenov B. M.* «Вопросы тектоники докембрия континентов». М., «Наука», 1970.
3. *Воскресенская М. Н.* К сопоставлению докембрийских образований Курской магнитной аномалии и Белорусского кристаллического массива «Геол. журнал», 1974, 34, № 3.
4. *Галдобина Л. П., Горлов В. И.* Литогенез среднепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ Карелии. В кн.: «Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза». Изд-во «Наука», М., 1974.
5. *Гершойг Ю. Г.* Генезис руд Кривого Рога.— В кн.: «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, изд-во АН УССР, 1955.
6. *Гилярова М. А.* Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Изд-во «Недра». Ленингр. отд., Л., 1974.
7. *Доброхотов М. Н.* Схема стратиграфии докембрия Украинского щита.— «Сов. геология», 1967, № 6.
8. *Доброхотов М. Н.* О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 4.
9. Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления (объяснительная записка к геологической карте со снятыми фанерозойскими отложениями м-ба 1 : 5 000 000). Ленинград, 1974.
10. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., «Наука», 1964.
11. *Загородный Н. Б., Бекасова Г. Ю., Пушкин А. Т., Радченко А. Т.* Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове. Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, 1972.
12. *Зайцев Ю. С.* Результаты геологического картирования докембрия Белозерского железорудного района КМА. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Центральных черноземных областей. Воронеж, 1964.

13. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
14. *Кайряк А. И.* Бесовецкая серия в онежской структуре. Л., «Недра», 1973.
15. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. М.-Л., изд. АН СССР, 1963.
16. *Конюшков К. Н.* О строматолитах ятулия Карелии и Кольского полуострова. В кн.: «Палеонтология докембрия и раннего кембрия». Новосибирск, 1976.
17. *Корд Эк. Б., Сергеенко И. З., Жулгин В. Н.* Породообразующие водоросли из бесовецкой серии Карелии. В кн.: «Палеонтология докембрия и раннего кембрия». Новосибирск, 1974.
18. *Крылов Н. С.* Литолого-геохимические особенности фитогенных и хемогенных карбонатных пород верхнего докембрия. В кн.: «Палеонтология докембрия и раннего кембрия». Новосибирск, 1976.
19. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г.* Высокомагнезиальный вулканизм докембрия юго-восточной части Балтийского щита. В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976.
20. *Леоненко И. Н., Полецук В. Д., Зайцев Ю. С.* Докембрий Воронежской атеклизы. БМОИП, т. 72, отд. геол., т. 42, вып. 5, 1967.
21. *Максарихин В. В., Г. М. Кононова.* Вопросы биостратиграфии ятулия Карелии. В кн.:—Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1976.
22. *Негруца В. З.* Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореферат диссертации на соиск. учен. степени к. г. м. н. Л., 1967.
23. *Негруца В. З.* Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. В кн.—Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ нов. сер. т. 175. Л., 1971.
24. *Негруца В. З.* О некоторых закономерностях карельского вулканизма восточной части Балтийского щита. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3. Изд-во «Недра», М. 1971.
25. *Негруца В. З.* Генетические типы и условия локализации экзогенных месторождений в терригенных породах раннего докембрия. В кн. Терригенные породы раннего докембрия», Апатиты, 1977.
26. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. Литология и полезн. иск. № 6. 1965.
27. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Проблема геологии ятулия. «Проблемы стратиграфии и палеогеографии». Л. 1968.
28. *Негруца Т. Ф.* Типы разрезов и стратиграфия карелид северо-восточного склона Карельского массива—В кн.: «Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита». Л., «Недра», 1971.
29. *Негруца Т. Ф.* Условия образования сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса протерозоя Карелии. Вестн. ЛГУ. № 24, 1974.
30. *Негруца Т. Ф., Негруца В. З.* К геохимии среднепротерозойского литогенеза зоны сочленения карелид и беломорид. Вестн. ЛГУ, № 18, 1973.
31. *Негруца Т. Ф., Негруца В. З.* Особенности строения раннекарельских вулканогенно-тектонических структур. В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976.
32. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, изд-во Воронежского ун-та, 1966.
33. *Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., «Наука», 1967.
34. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия Печенгского комплекса. Изд-во «Наука», Ленингр. отд. Л., 1974.

35. *Предовский А. А.* Черты эволюции состава докембрийских метанолитов восточной части Балтийского щита. В кн.: «Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского п-ва». Апатиты, 1976.
36. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова К. И.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. В сб.: «Химия земной коры, т. I. Изд-во АН СССР, М., 1963.
37. *Ронов А. Б., Хлебникова З. В.* Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, 1953, № 6.
38. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Лобач-Жученко С. Б.* Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм. Геохимия, 1977, № 2.
39. *Савельев А. А., Тимофеев Б. В.* Образование типа Каличе на доятулийских корях выветривания и их палеофитологическая характеристика. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Москва, 1973.
40. *Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
41. *Сапожников Д. Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. «Недра», М., 1972.
42. *Сидоренко А. В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— «Доклады АН СССР», 1969, 186, № 1.
43. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия. В кн.: «Корреляция докембрия». М., 1975.
44. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гимельфарб Г. Б.* Метаморфизм осадочных толщ и «углистое дыхание» земной коры.— «Сов. геология», 1973, № 5.
45. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. «Наука», М., 1975.
46. *Синицын А. В.* Сарнилийские конгломераты оз. Волома и проблема сариолия в докембрии Карелии.— ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2.
47. *Соколов В. А.* Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.
48. *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Суцук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И.* Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Изд. «Карелия», Петрозаводск, 1970.
49. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза. т. I—III. «Наука», 1962.
50. *Федотов Ж. А.* Геохимические особенности и эволюция среднепротерозойских метавулканитов Мончегорского района. В сб.: Геофизическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1976.
51. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Недра», М., 1966.
52. *Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф., Коросов В. И.* Вулканогенные формации орогенного этапа развития докембрия Карелии. В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976.
53. *Увадьев Л. И., Дудкин А. М.* О связи колчеданных и медно-никелевых руд в Печенгском никеленосном районе. Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, 1973.
54. *Увадьев Л. И.* Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. Сов. геология, № 7, 1968.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ АКТИВИЗАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

В настоящее время открыто немало месторождений различных полезных ископаемых, формирование которых связано с процессами тектоно-магматической активизации.

Согласно современным представлениям [15], под тектоно-магматической активизацией понимается возобновление тектонической и магматической деятельности во внегеосинклинальных областях с ранее сформировавшейся гранитной корой. Главной особенностью этих процессов, отличающей их от таковых в складчатых областях [29], является наложенный характер тектоно-магматической активизации и развитие на консолидированных структурах. Рассмотрению различных аспектов активизации щитов древних платформ посвящена обширная геологическая литература. Собран большой фактический материал, характеризующий процессы тектоно-магматической активизации, протекавшие в восточной части Балтийского щита. С позиций активизации уже не кажутся экзотическими месторождения и рудопроявления сурьмы, флюорита и барита, открытые на Балтийском щите, и своеобразные месторождения Финляндии, представленные трубками взрыва с турмалином, халькопиритом и шеелитом [29]. Накопленный материал требует обобщения и всестороннего анализа.

Целью данной статьи является привлечение внимания геологов, работающих в Карело-Кольском регионе, к этой актуальной проблеме. Одновременно автор попытался систематизировать имеющиеся сведения по тектонике, магматизму и проявлениям полезных ископаемых, связанных с позднепротерозойской и палеозойской эпохами тектоно-магматической активизации и наметить пути дальнейшего изучения этих проблем.

Следует отметить, что достоверных данных для уверенного разделения процессов позднепротерозойской и палеозойской эпох активизации недостаточно, поэтому отнесение некоторых разрывных нарушений и минеральных проявлений к протерозойскому или палеозойскому возрасту условно. Отсутствует обоснованный фактический материал и для выделения более поздней, мезо-кайнозойской, эпохи тектоно-магматической активизации, процессы которой в той или иной мере сказались на

платформенном этапе развития восточной части Балтийского щита.

Устойчивый платформенный режим в Карело-Кольском регионе установился с конца раннего протерозоя (карелия). С этого времени здесь происходило широкое развитие тектонических структур, в формировании которых главную роль играли разрывные нарушения.

Позднепротерозойская тектоно-магматическая активизация (интервал времени — 1300—650 млн. лет) связана с интенсивными процессами, происходившими в верхней мантии, что позволяет рассматривать ее как автономную. Лишь на северо-восточной окраине щита проявилась отраженная активизация, связанная с формированием рифенд.

Мантийные процессы, выразившиеся в подъеме поверхности М и гранулито-базитового слоя земной коры, проявились в Приладожье, Прионежье, в акватории Белого моря и в некоторых районах Кольского полуострова [10].

Позднепротерозойская активизация характеризуется возобновлением движений по ранее заложенным разломам и возникновением новых глубинных разрывных нарушений (рис. 1).

Среди разломов этого возраста выделяются два типа: 1) пограничные разрывные нарушения, разделяющие платформенные и геосинклинальные отложения окраинных областей щита (Кильдинский разлом); 2) разломы, ограничивающие рифейские грабены и рифтовые впадины.

Кильдинский разлом картируется геофизическими методами вдоль Мурманского побережья. Главная ветвь Кильдинского разлома, по-видимому, соответствует «линии Карпинского».

Разломы второго типа ограничивают Кандалакшский Онежский, Ладожский и некоторые другие грабены, выполненные рифейскими отложениями. В нижнем венде произошло закрытие грабенов и верхневендские осадки лежат горизонтально, не изменяя своей мощности [26]. С разломами этого типа связан основной, щелочной и кислый магматизм, а также проявления полиметаллической (?), оловорудной и редкоземельной минерализации. Примером может служить Кандалакшский разлом, заложение которого произошло в архее или раннем протерозое. В нижнем протерозое в зоне разлома происходило становление шовных интрузий габбро-анортозитов [27]. В рифее этот разлом ограничивал с северо-востока Кандалакшский грабен, положение которого устанавливается по терским песчаникам. В отличие от разрывов ниже- и среднепротерозойского возраста, падающих сравнительно полого к северо-востоку, в верхнем протерозое большинство разрывов, фиксируемых в зоне Кандалакшского разлома по дайкам щелочных пород, падает на ЮЗ под углами 60—80°. Щелочной магматизм в зоне разлома и в оперяющих его нарушениях сопровождался баритовой, флюоритовой, медной и полиметаллической минерализацией.

Позднепротерозойская фаза магматизма проявилась сравнительно слабо. На Кольском полуострове с автономной активизацией этого этапа связаны дайки слюдяных щелочных лампрофиров (уачититы), впервые закартированные нами в районе Порьей губы (Кандалакшский залив). От более поздних, палеозойских, щелочных лампрофиров они отличаются большими размерами, значительным содержанием биотита и структурным положением. Обычно они встречаются в виде согласных по простираанию (СЗ 300—330°) грубо-плитообразных тел, круто секущих вмещающие породы по падению. При повторных подвигах по этим разрывам и образовании пологих складок волочения дайки были разбиты на блоки неправильной формы. Ширина зоны развития даек уачититов в районе Порьей губы около 15 км.

С дайками уачититов пространственно связаны кварц-карбонатные жилы с халькопирито-галенито-сфалеритовой минерализацией. Подавляющее большинство жил ориентировано на СВ или в направлении близком к широтному. В краевых частях этой зоны развито преимущественно убогое медное оруденение, наиболее богатые свинцово-цинковые рудопроявления приурочены к центральной части зоны. В апикальных частях некоторых жил встречалось самородное серебро, добывавшееся в XVIII веке на острове Медвежий и, по-видимому, на берегу губы Ильинской, где также сохранились древние выработки.

В Карелии к периоду позднепротерозойской автономной активизации возможно относится внедрение малых тел лейкогранитов, с которыми ассоциируют рудопроявления олова, вольфрама, свинца, цинка и флюорита [18].

Магматизм, связанный с отраженной активизацией позднепротерозойского времени, проявился в широком развитии даек диабазов и габбро-диабазов, секущих рифейские осадочные породы полуострова Рыбачий и острова Кильдин, а также архейские гранитоиды СЗ части Мурманского берега. Здесь с дайками диабазов ассоциируют кварц-карбонатные жилы с баритом и галенитом (район губы Базарной и губы Долгой).

Возраст кварц-карбонатных жил побережья Кандалакшского залива и Баренцева моря с медным и свинцово-цинковым оруденением не ясен. Значения радиологического возраста галенита и других минералов из этих жил изменяется от 314 до 1500 млн. лет (табл. 1). По-видимому, некоторая часть полиметаллических жил связана с позднепротерозойской эпохой тектоно-магматической активизации, большинство же жил имеет более молодой возраст.

Таким образом для автономной активизации позднепротерозойского времени характерны следующие проявления полезных ископаемых:

1) касситерит-шеелит-редкометалльная минерализация, связанная с ультроокислыми трещинными интрузиями лейкократовых гранитов и их грейзенами [17];

2) барито-флюорито-халькопирито-полиметаллическая минерализация, ассоциирующая с дайками щелочных и основных пород.

Барито-полиметаллическая минерализация связана с процессами отраженной тектоно-магматической активизации позднепротерозойского возраста.

Палеозойская тектоно-магматическая активизация. Проявления палеозойской тектоно-магматической активизации в Карело-Кольском регионе изучены более полно, т. к. связанные с ними щелочно-ультраосновные и щелочные породы содержат крупные и уникальные месторождения различных полезных ископаемых.

Судя по определениям радиологического возраста даек щелочных пород [4], процессы палеозойской тектоно-магматической активизации в восточной части Балтийского щита протекали в интервале времени 610—270 млн. лет. Значительная площадь проявления этих процессов, охвативших весь регион, свидетельствует о том, что они в основном не связаны ни с завершающими стадиями развития Байкальской (рифейской) геосинклинали, ни с зарождением каледонской Грампианской геосинклинали. Согласно имеющимся материалам развитие процессов палеозойской тектоно-магматической активизации представляется в следующем виде. Наиболее ранние очаги щелочного магматизма возникли в венде (610 млн. лет). В силуре-карбоне лишь на северо-восточную и центральную части Кольского полуострова наложились процессы отраженной активизации, связанные с формированием норвежских каледонид и выразившиеся в широком проявлении траппового магматизма, интенсивность которого падала по мере удаления от области каледонской складчатости. Затухание процессов автономной тектоно-магматической активизации наступило в верхней перми (270 млн. лет), когда формировались последние послеинтрузивные дайки, секущие наиболее молодые массивы щелочных пород [4].

Разрывные нарушения палеозойской эпохи активизации представлены системой концентрических и радиальных разломов и серией линейных разломов, преимущественно СВ простирания, отчасти более древнего заложения, активизированных в палеозойское время (рис. 1).

Анализ особенностей пространственного размещения палеозойских массивов центрального типа Кольского полуострова и Северной Карелии позволил высказать предположение [3] о том, что они располагаются по системе кольцевых и радиальных разломов с центрами в пределах Хибинского щелочного плутона.

Было намечено положение семи концентрических разломов с радиусами 30; 42; 60; 85; 120; 170 и 240 км. Центр трех внешних разломов находится в ЮЗ части Хибин, центр четырех внутренних кольцевых разломов смещен относительно предыдущего к северо-востоку на 20 км.

Сведений о морфологии и характере проявления кольцевых и радиальных разрывных нарушений Кольского полуострова и Северной Карелии мало. Материалы, полученные на первых этапах изучения этих структур, показывают, что они представляют собой пунктирные зоны повышенной проницаемости земной коры, образовавшиеся в условиях ее растяжения под воздействием взрывов, происходивших в глубинном и промежуточных магматических очагах. Участки наибольшей проницаемости располагаются в узлах пересечения концентрических и радиальных разрывных нарушений, а также в зонах сопряжения или пересечения ими более древних глубинных разломов. Некоторые узлы пересечения концентрических и радиальных разрывных нарушений фиксируются массивами центрального типа и скоплениями даек щелочных пород, которые являются своеобразными реперами при трассировании этих разломов. Между такими участками кольцевые разрывные нарушения картируются неотчетливо. Радиальные разломы прослеживаются более уверенно по крупным одиночным дайкам или линейным роям даек щелочных пород. Так, Порьегубский радиальный разлом устанавливается по Великоостровскому, Порьегубскому Щучьеозерскому и Черноозерскому роям даек щелочных лампрофиров и пикритовых порфиритов и Салмогорскому массиву центрального типа. В районе Порьей губы зона этого разлома, фиксируемая по развитию даек щелочных-ультраосновных пород, имеет ширину около 7 км. Вне зоны разлома дайки встречаются редко. В краевых частях ее плотность даек на 1 пог. км. маршрута, проведенного вкрест простирания разлома, составляет 3—5 дайки, в центральной части — свыше 30 даек на 1 пог. км. На участке максимального сгущения даек в центральной части зоны расположены две диатремы размером 8×10 м и 4×4 м, а многие дайки полностью раздроблены, что указывает на интенсивную эксплозивную деятельность.

При дешифрировании крупно- и среднемасштабных аэрофотоснимков территории, расположенной между Порьегубским и Черноозерским кустами даек щелочных пород, в зоне этого разлома установлена серия протяженных сближенных разрывов, имеющих то же простирание, что и большинство щелочных даек Порьегубского и Великоостровского кустов (СВ 20°). На аэрофотоснимках эти разрывы создают своеобразный рисунок макрокливажа.

К участкам пересечения или сопряжения радиальных и кольцевых разрывных нарушений с зонами более древних глу-

бинных разломов помимо массивов центрального типа приурочена большая часть известных проявлений палеозойской эндогенной минерализации. Так, в зоне Кандалакшского разлома, последнее проявление активности которого происходило в позднепротерозойское время, палеозойский щелочной магматизм и связанная с ним эндогенная минерализация проявились только на участках пересечения этого разлома радиальными и кольцевыми разрывными нарушениями (Турий мыс, Порья губа, Кандалакша, Ковдор и др.).

В зоне архейско-протерозойского Мурманско-Кейвского глубинного разлома, отделяющего Мурманский блок от Центрально-Кольского антиклинория и Кейвского синклинория, наиболее интенсивная эндогенная минерализация установлена на участке сопряжения с ним Ковдорско-Контозерского кольцевого разлома.

В зоне Беломорского глубинного разлома, разделяющего Северо-Карельский и Беломорский блоки земной коры, эндогенная минерализация проявилась в полосе сопряжения этой зоны с Vuориярвинско-Соклинским кольцевым разрывным нарушением. Наиболее интенсивное оруденение здесь отмечается на участке пересечения указанной полосы Vuориярвинским радиальным разломом.

Палеозойская активизация Урагубско-Ботнической системы разрывных нарушений, заложенных в раннем протерозое, фрагментарно устанавливается по ряду признаков. К ним относится эндогенная минерализация палеозойского возраста в эндоконтакте Урагубского гранитного массива, широкое развитие кварцевых жил и проявление редкометальной минерализации в гранулитах Лапландского блока. На участке Юоввоайвского гранитного массива известны молибденовое и флюоритовое рудопоявления, по-видимому, связанные с процессами палеозойской тектоно-магматической активизации.

В Южной Карелии некоторые палеозойские разрывные нарушения трассируются с территории Русской плиты, где они пересекают девонские и нижележащие отложения, но неизвестны в породах каменноугольного возраста [9]. Часть этих разломов показана на рис. 1.

Минерагения разломов, протягивающихся с Русской плиты не изучена.

Осадконакопление в палеозое на Кольском полуострове было связано с развитием узких грабенов, ограниченных глубинными разломами. Эти грабены, по-видимому, являются частью обширной рифтовой системы, простирающейся от Мурманского берега и Горла Белого моря к грабену Осло [8, 12]. Возможно к этой же системе относится каменноугольный грабен Срединной долины Шотландии [2].

Существование палеозойской рифтовой системы подтверждается широким развитием щелочно-ультраосновного магма-

тизма, зона проявлений которого протягивается от Кольского полуострова через районы округа Кусамо (Финляндия), о-ва Альне (Швеция) к Осло и Фену (Норвегия). Известны проявления щелочного магматизма также в Шотландии и Средней Европе.

В Контозерско-Хибинском грабене верхнедевонские и каменноугольные отложения ловозерской и контозерской серий наиболее полно изучены в Контозерской кальдере, где они представлены аркозами, щелочными эффузивами и их туфами, переслаивающимися с конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами и известняками [12]. Сланцы, песчаники, порфириды, известняки с флорой не древнее девона были встречены севернее Контозера в устье р. Некью [23]. Средне- и верхнедевонские породы ловозерской серии сохранились в виде ксенолитов в апикальных частях Ловозерского и Хибинского щелочных плутонов.

Положение другого грабена северо-восточного простирания намечается в восточной части Кольского полуострова вдоль Горла Белого моря по нижнекаменноугольным отложениям в бассейне рек Сосновка, Снежница и Глубокая [12].

Формирование Контозерско-Хибинского грабена происходило в условиях резкого растяжения земной коры, о чем свидетельствует последовательное перемещение центров конических интрузий Хибинского массива, а также центра системы радиальных и концентрических разрывных нарушений. Объяснение миграции указанных центров движением литосферной плиты и прорывом ее при каждой фазе взрывной и интрузивной деятельности на иных участках, на наш взгляд, более соответствует имеющимся материалам, чем допущение латерального перемещения промежуточного магматического очага. На движение в герцинское время Скандинавской и Средне-Европейской глыб в ЮЮЗ направлении указывают нарушения грабена Осло, а также параллельные ему дислокации в Гессене и в районе Верхнего Рейна [6].

Проявления магматизма, связанного с палеозойской эпохой автономной тектоно-магматической активизации, представлены массивами щелочно-ультраосновных и щелочных пород [11, 14], щелочными эффузивами [12] и многочисленными дайками щелочных пород [4].

Во многих щелочных провинциях мира формирование дайкового комплекса завершается проявлением кимберлитового магматизма. Известны случаи размещения кимберлитовых трубок и даек на участках обильного развития даек, диатрем и мелких штокообразных тел щелочного и щелочно-ультраосновного состава. При этом в кимберлитах содержатся многочисленные обломки дайковых долеритов, авгититов, мончикитов, меланефелинитов и эруптивных брекчий с карбонатизированным щелочно-сиенитовым цементом [21].

Наличие следов взрывной деятельности на территории Кольского полуострова и Северной Карелии указывает на формирование щелочно-ультраосновных и щелочных массивов в условиях, когда давление газовой фазы периодически превышало сопротивление вышележащих горных пород. Взрывная деятельность проявилась в раздроблении щелочных даек, образовании трубок взрыва и участков повышенной проницаемости земной коры в зонах концентрических и радиальных разрывных нарушений, особенно в местах пересечения ими более ранних глубинных разломов.

С процессами палеозойской тектоно-магматической активизации в восточной части Балтийского щита связаны многочисленные проявления эндогенной минерализации, имеющие заведомо наложенный характер и не приуроченные к конкретным докембрийским металлогеническим зонам. К числу таких проявлений относятся баритсодержащие гидротермальные жилы тундры Тальи, Печенги, Кицы и другие, горный хрусталь и аметисты на участках маяка Орловский, горы Нама-вара, о-ва Кижи; сурьма в районе Тикшеозера. Значительно чаще отмечается флюоритовая и полиметаллическая минерализация.

Большой разброс значений радиологического возраста галенита и других минералов гидротермальных жил (табл. 1),

Таблица 1

Радиологический возраст некоторых минералов гидротермальных жил

Название минерала	Место взятия	Метод определения	Возраст в млн. лет	Литературный источник
галенит	губа Мал. Порья	Pb^{207}/Pb^{206}	1500	(7)
галенит	о. Медвежий	"	1375	(1)
галенит	губа Базарная	"	960	(7)
галенит	п-ов Рыбачий	"	950	(7)
галенит	губа Долгая	"	940	(7)
галенит	жила Эдуард	"	775	(24)
галенит	губа Базарная	"	630	(24)
микроклин	СЗ побереж. Баренцева моря	K/Ar	450	(24)
апофиллит	о. Медвежий	"	348	(1)
апофиллит	о. Медвежий	"	314	(1)
апофиллит	губа Педуниха	"	321	(1)

объясняется содержанием в жилах примесей свинца аномального изотопного состава или мобилизацией древнего свинца при формировании этих жил в палеозойское время [1]. По другим представлениям [25] гидротермальные жилы сформировались в две стадии. В первую, позднепротерозойскую, стадию

образовались собственно кварц-карбонатные жилы со свинцово-цинковым оруденением, отсутствующим в продуктах палеозойского щелочно-ультраосновного магматизма. Во вторую, палеозойскую, стадию происходила кристаллизация апофиллита, пектолита, флюорита и пренита — минералов, очень характерных для массивов центрального типа Кольского полуострова; в жилах побережья Баренцева моря — кристаллизация барита и микроклина.

Не позволяет решить вопрос о связи гидротермальных жил с конкретными проявлениями тектонической и магматической деятельности и сравнительный анализ структурного положения этих жил, позднепротерозойских даек учититов и палеозойских даек щелочных лампрофиров (табл. 2).

Таблица 2

Азимуты преобладающего простирания даек щелочных пород и гидротермальных жил побережья Белого моря

1	2	3
300—330°	20—45	45—70

1. Позднепротерозойские дайки учититов.

2. Палеозойские дайки мончикитов, фурчитов и пикритовых порфиритов.

3. Кварцево-карбонатные жилы со свинцово-цинковым оруденением.

Таким образом, на основе имеющегося фактического материала однозначное решение вопроса о возрасте и генетических связях гидротермальных жил пока невозможно. Учитывая, что подобные жилы встречаются в силурийских отложениях Прибалтики и в палеозойских породах северной Норвегии, в данной статье основная масса полиметаллических жил рассматривается в связи с палеозойской эпохой тектоно-магматической активизации.

О широком развитии процессов палеозойской активизации в восточной части Балтийского щита свидетельствуют обширные площади распространения вод со следующими гидрохимическими ассоциациями химических элементов: свинцово-цинковой, оловянно-свинцово-цинковой, сурьмяно-свинцово-цинковой, редкометально-редкоземельной, бариево-стронциевой и сложными (ниобиево-оловянно-свинцово-цинково-бариевой и др.) ассоциациями [5]. Наиболее интенсивные гидрохимические аномалии отмечаются в Южной Карелии и южной части Кольского полуострова (рис. 2).

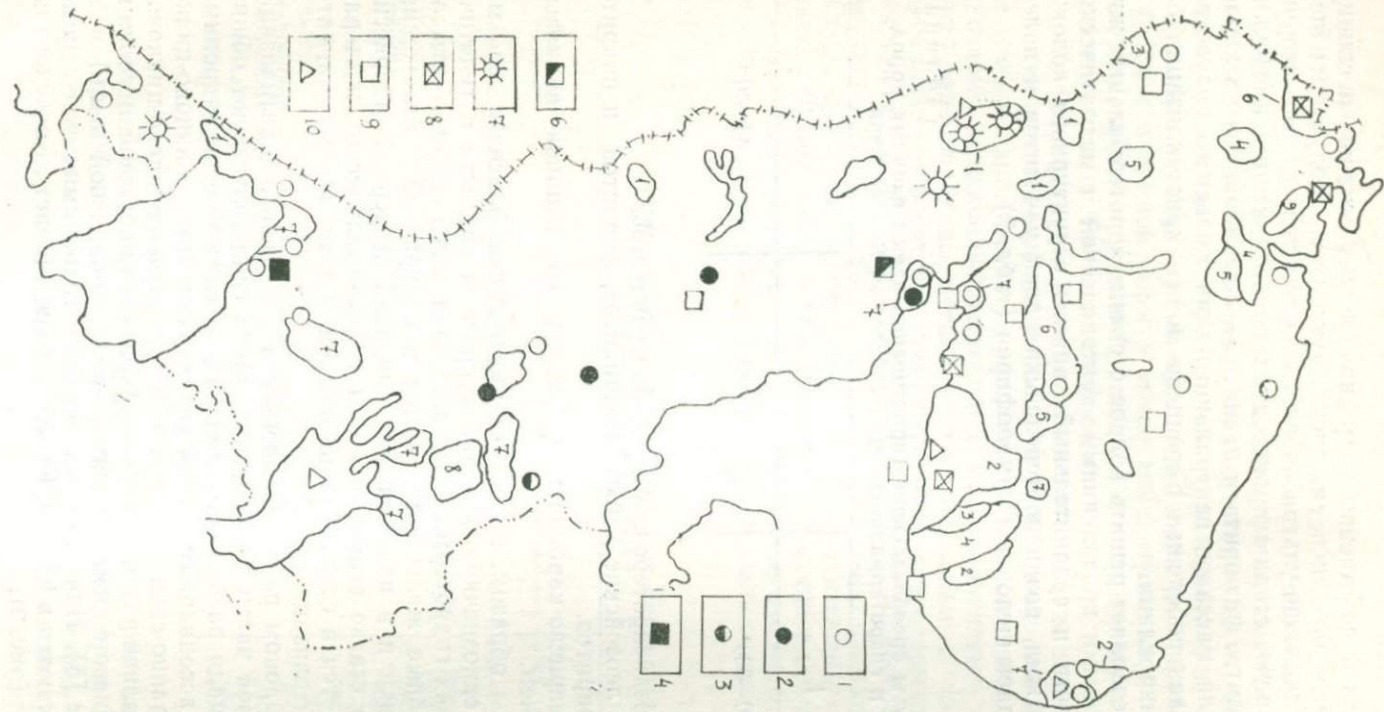


Рис. 2. Схема проявлений эндогенной минерализации (с использованием материалов Е. Е. Беляковой).

1 — полиметаллы; 2 — молибден; 3 — медно-полиметаллическая минерализация; 4 — олово; 6 — сурьма; 7 — редкоземельная минерализация; 8 — барит; 9 — флюорит; 10 — аметист.

Площади распространения вод с гидрохимическими ассоциациями элементов (цифры на схеме): 1 — редкоземельной; 2 — свинцово-цинковой; 3 — олово-свинцово-цинковой; 4 — сурьмяно-свинцово-цинковой; 5 — серебряно-бариево-стронциевой; 6 — фтор-литиево-калиевой; 7 — сложной; 8 — свинцово-ниобиевой.

В юго-восточной части Балтийского щита развиты вторичные ореолы рассеяния лопарита и перовскита — минералов, связанных с проявлениями палеозойской активизации.

Отраженная тектоно-магматическая активизация, являющаяся следствием складчатых деформаций в зоне норвежских каледонид, проявилась в перемещении блоков фундамента по древним разломам, заложении новых систем разрывных нарушений в северной части Балтийского щита и широком развитии траппового магматизма вдоль побережья Баренцева моря. Здесь повсеместно развиты палеозойские силлы и дайки долеритов, долеритовых порфиритов и оливиновых долеритовых порфиритов [4, 19]. Ширина зоны наиболее интенсивного проявления траппового магматизма колеблется от 20—30 до 80—100 км. Отдельные дайки встречены в 120—130 км от Мурманского берега. Подобная ширина активизированных бортов геосинклинальных рам характерна и для других регионов [20, 29].

Эндогенная минерализация, связанная с завершающими стадиями развития Грампианской геосинклинали, изучена слабо. Здесь известны многочисленные маломощные зоны диафтореза, альбитизации и березитизации архейских и протерозойских гранитоидов с проявлением медной, редкометальной и апатитовой минерализации. В центральной части Мурманского блока диафторез наиболее широко проявился в районе р. Варзина, где гранитоиды в полосе шириной до 3-х км эпидотизированы, серицитизированы и альбитизированы. В измененных гранитах встречаются молибденит, ортит, флюорит, бастнезит, пирохлор. Некоторые палеозойские долеритовые дайки, залегающие в зоне Варзинского разлома, раздроблены и сцементированы кварцем и кальцитом. В тектонической брекчии обнаружены шеелит, молибденит и перовскит. В районе р. Воронья диафторические преобразования пород проявились по зонам разломов северо-западного ($320-330^\circ$) и северо-восточного ($40-60^\circ$) простираний. Диафторез затронул все породы, развитые в этом районе, вплоть до палеозойских даек долеритов. Конечным продуктом этих преобразований, независимо от состава исходных пород, являются почти мономинеральные альбититы с повышенным содержанием редкоземельного сфена и арсенопирита [13].

Первоочередными задачами дальнейшего изучения проявлений тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита являются:

— Установление зависимости особенностей проявления тектоно-магматической активизации от характера изменения глубинного строения земной коры и верхней мантии.

— Выявление участков глубинных разломов с наиболее интенсивным проявлением процессов активизации. К ним, в первую очередь, относятся узлы пересечения крупных про-

терозойских глубинных разломов палеозойскими концентрическими и радиальными разрывными нарушениями.

— Выявление новых проявлений наложенной эндогенной минерализации и увязка их пространственного положения с конкретными линейными зонами, возможно контролируемых скрытыми глубинными разломами.

— Увязка выделенных зон наиболее интенсивного проявления процессов тектоно-магматической активизации с характером физических полей.

— Выделение по особенностям физических полей Карело-Кольского региона активизированных зон, заслуживающих дальнейшего изучения.

— Планомерное изучение положения, морфологии и характера проявления радиальных и кольцевых разрывных нарушений Кольского полуострова и Северной Карелии.

— Изучение общих закономерностей эволюции метасоматических явлений на разных стадиях тектоно-магматической активизации.

— Выявление рудогенных фаз метасоматических процессов в конкретных условиях Карело-Кольского региона.

— Уточнение особенностей формирования метасоматитов различного состава в зонах глубинных разломов, активизированных в позднепротерозойское и палеозойское время; установление горизонтальной и вертикальной зональности метасоматических проявлений в зонах этих разломов.

— Детальное изучение экзоконтактов массивов щелочных—ультраосновных пород, где среди фенитов могут быть встречены редкометалльные альбититы или более поздние гидротермальные жилы с фторкарбонатами редких земель.

— Удовлетворительное объяснение «аномальных» значений радиологического возраста пирротина из богатой и «серой» руд месторождения Каула (Печенга) — $910-1110 \pm \pm 115$ млн. лет [16]; сульфидов Мончегорских месторождений (1050—1130 млн. лет); пирротина Парандовского месторождения (130 млн. лет); галенита из карбонатных прожилков Себьярвинского массива (30 млн. лет) и некоторых других определений [7].

В ы в о д ы

1. В платформенный этап развития Балтийский щит испытывал неоднократные воздействия тектонических напряжений и реагировал на них разломами. Перестройка структурного плана щита сопровождалась дроблением земной коры, магматическими проявлениями и рудообразованием.

2. Восточная часть Балтийского щита относится к группе областей с отчетливо выраженными наложенными структурами

[28], но обладает рядом особенностей: формирования узких протяженных грабенов привело к образованию обширной рифтовой системы с широким развитием характерного для таких структур щелочного магматизма при отсутствии кислого магматизма; б) формирования угленосных депрессий не произошло.

3. Позднепротерозойская эпоха активизации на Кольском полуострове, в Северной и Центральной Карелии выражена не отчетливо и часто ее проявления трудно отличить от проявлений палеозойской активизации. Более уверенно фиксируются процессы позднепротерозойской активизации в Южной Карелии.

4. Значительно интенсивнее выражена палеозойская тектоно-магматическая активизация. Процессы автономной активизации, начавшиеся в конце венда, охватили всю восточную часть Балтийского щита, но наиболее сильно проявились на Кольском полуострове и в Северной Карелии. Отраженная активизация, связанная с развитием Грампианской геосинклинали, отмечается в пределах Мурманского блока и в зоне, примыкающей к норвежским каледонидам.

5. Широкое проявление щелочного магматизма отражает специфику развития глубинной структуры щита. Размещение дайковых полей, отдельных щелочных массивов и интрузивных комплексов и связанных с ними проявлений полезных ископаемых определяется системой концентрических и радиальных разрывных нарушений, развитие которой связано с активизацией протерозойских глубинных разломов СЗ и СВ простираний.

6. По мере развития тектонической структуры восточной части Балтийского щита последовательно изменялся характер щелочного магматизма от производных мелилито-базальтовой магмы на начальных стадиях палеозойской активизации до производных фонолитовой магмы на заключительной ее стадии [14]. Из этого следует, что процессы тектоно-магматической активизации протекали непрерывно вне связи с развитием в смежных регионах каледонской и герцинской фаз складчатости и горообразования. Поэтому разделение единой палеозойской эпохи тектоно-магматической активизации на каледонскую и герцинскую стадии, на наш взгляд, не обосновано.

7. В связи с тем, что с процессами активизации восточной части Балтийского щита связан преимущественно щелочной магматизм, наиболее перспективными для поисков являются ассоциирующие с ним редкометальные, редкоземельные и апатитовые месторождения. При этом следует иметь в виду, что возможно нахождение гидротермальных и метасоматических типов руд вне пространственной связи со щелочно-ультраосновными и щелочными массивами. Такие месторождения часто локализируются в полях развития дайковых пород, которые могут служить важным общим поисковым признаком. Кроме того, в зонах наиболее интенсивного проявления палеозойской тектоно-магматической активизации возможно нахождение молиб-

дена, меди, полиметаллов, флюорита, барита и некоторых других видов минерального сырья.

8. Обобщение материалов по тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита показывает, что палеозойская активизация проявилась значительно шире, чем это считается в настоящее время, и охватила весь Карело-Кольский регион. Становится ясно, что детальное изучение процессов тектоно-магматической активизации представляет собой весьма сложную и важную проблему. С этой проблемой связано познание новых теоретических аспектов закономерностей развития месторождений, переоценка промышленных перспектив и расширение минерально-сырьевой базы ряда полезных ископаемых Карело-Кольского региона [29].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальный свинец из гидротермальных жил Кандалакшского побережья.— «Геохимия», № 7, 1969, с. 891—893. Авт.: К. К. Миров, А. В. Лоскутов, М. П. Кравченко, Э. В. Кравченко, Г. И. Рюнгенен.

2. Бейли Д. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. В кн.: «Щелочные породы». «Мир», М. 1976 с. 169—184 с ил.

3. Беляев К. Д., Увадьев Л. И., Шульга Т. Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 226, № 1, с. 163—165 с ил.

4. Беляев К. Д., Увадьев Л. У. Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии.— «Сов. геология». 1977, № 2, с. 67—76 с ил.

5. Белякова Е. Е., Шор Г. М. Особенности гидрохимии зон гипергенеза и катагенеза некоторых гидрогеологических структур складчатых областей и платформ. В кн.: «Проблемы геохимии» Тр. ВСЕГЕИ, новая серия т. 241. Л. 1975, с. 132—148 с ил.

6. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960, 232 стр.

7. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— «Геохимия», № 7, 1959.

8. Вологовская Н. А. Новые данные о закономерностях размещения герцинских щелочных пород в восточной части Балтийского щита. «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 3, с. 645—647.

9. Геология СССР, т. I «Недра», 1971, 504 стр.

10. Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., Шинкарев Н. Ф. Тектоно-магматическая активизация на Балтийском щите, формы проявления и металлогения. В кн.: «Металлогения докембрия» (тезисы докл. I всесоюз. совещ. по металлогении докембрия). Изд-во ВСЕГЕИ. Л., 1975, с. 79—81.

11. Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М. «Недра», 1965, 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. П. Булак и др.

12. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сев.-Зап. РСФСР», вып. 9. «Недра», 1970, 110 стр.

13. Костин В. А., Костина Н. А. Пространственное размещение и характер проявлений диафореза в пределах Мурманского блока (Кольский полуостров). В кн.: «Природа и хозяйство Севера», вып. 4, Мурман. книжн. изд-во, 1976, с. 47—49.

14. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., «Недра» 1971, 277 стр. (Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей, т. 72, вып. 2). Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булак, Г. А. Ильинский, Н. Ф. Шинкарев, М. П. Орлова.

15. *Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. А.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых» вып. XI. «Наука», М. 1975, с. 41—55 с ил.

16. Новые данные о геохронологии сульфидного оруденения Печенги. В кн.: «Развитие и применение методов ядерной геохронологии». Авт.: Э. К. Герлинг, В. А. Маслеников, С. И. Турченко и др. «Наука», 1976, с. 217—224.

17. О так называемом «нетипичном» оруденении восточной части Балтийского щита, связанном с процессами автономной активизации. В кн.: «Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы». (Тезисы II петрогр. совещ. по Европ. части СССР). Изд-во Воронежск. Гос. ун-та. Воронеж, 1972, с. 72—73. Авт.: К. Д. Беляев, Р. В. Карпов, А. И. Кайряк и др.

18. *Попов В. Е.* О новом типе месторождений областей тектоно-магматической активизации. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. XI, «Наука», М. 1975, с. 235—243, с ил.

19. *Синицын А. В., Кушев В. Г.* О девонской трапповой формации Тимано-Кольского региона. «Докл. АН СССР т. 178, № 5, 1968, с. 1168—1170.

20. *Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1962.

21. *Сурина Н. П.* Структурно-тектоническое положение кимберлитов и их взаимоотношения с породами щелочно-ультраосновной формации в Маймеча-Котуйском районе (север Сибирской платформы).— «Сов. геология» № 3, 1966, с. 140—144, с ил.

22. Тектоника восточной части Балтийского щита. Ред. В. В. Перевозчикова. «Недра», Л. 1974. 288 стр.

23. *Токарев В. А.* О древнем подвижном поясе Колмозеро-Воронья и Хибинском разломе на Кольском полуострове. В кн.: «Геофизика и тектоника Кольского полуострова». «Наука», М.-Л., 1966, с. 61—69, с ил.

24. *Федотова М. Г.* Некоторые вопросы генезиса полиметаллических жил Печенгского района. В кн.: «Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ва», вып. 2. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1971, с. 84—90.

25. *Федотова М. Г.* Находка пектолита и пренита в свинцово-цинковых жилах губы Педуниха (Белое море). В кн.: «Материалы по минералогии Кольского п-ва», вып. 9. «Наука», Л., 1972, с. 170—173, с ил.

26. *Федынский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт В. Г.* Средне-Русский авлакоген-древний аналог современных рифтовых образований.— «Сов. геология», № 1, 1975, с. 129—134, с ил.

27. *Шарков Е. Б.* Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов (на примере массивов габбро-анортозитов Балтийского щита).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1975, с. 71—81, с ил.

28. *Шеглов А. Д.* Главные типы областей тектоно-магматической активизации. «Сов. геология», № 3, 1970, с. 26—36.

29. *Шеглов А. Д.* Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. XI, «Наука», М., 1975, с. 7—17.

*В. Н. Бонбенков
В. Г. Легкова*

МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

События мезокайнозоя, кроме последнего отрезка антропогена, слабо запечатлены в геологических «документах» восточной части Балтийского щита. Излагаемые ниже представления о палеогеографии этого времени в значительной степени предположительны.

К концу палеозоя — началу мезозоя приурочено воздымание Русской платформы и превращение ее в среднем триасе в область с господствующей денудацией [5]. Вероятно, в это время произошел значительный размыв каменноугольных и пермских отложений, развитых на восточной окраине щита [11].

Мезозой не оставил на щите явных следов. Ближайшие местонахождения континентальных и морских мезозойских отложений известны на Земле Франца-Иосифа, Шпицбергене и Лофотенских о-вах. Кроме того, в четвертичных отложениях Кольского п-ва имеется большое количество переотложенных мезозойских диатомей [15, 20, 22].

Территория Карело-Кольского региона в течение мезозоя была, вероятно, частью невысокой суши, простиравшейся на север — до края современного шельфа [25]. В рельефе господствовали денудационные равнины, местами осложненные депрессиями.

Денудационные равнины на докембрийских породах занимали западную, юго-западную и центральную части территории Мурманской области и почти всю западную половину Карелии (В. Н. Бонбенков, В. М. Орехова, устное сообщение). Эти районы отличались, вероятно, наибольшей абс. высотой — до 200—300 м — по сравнению с другими территориями.

Денудационные равнины с цоколем из докембрийских пород (в известной мере экспонированных вследствие денудации отложений карбона и перми) занимали наибольшие площади на территории Карелии, в особенности, в ее юго-восточной части. В позднем палеозое здесь шла аккумуляция морских осадков карбона и располагалась область возможного континентального осадконакопления пермского времени [11]. Реликтами позднепалеозойского осадконакопления являются в настоящее время каменноугольные отложения Кольского п-ва [12].

Рассматриваемые денудационные поверхности представляли собой вероятно, холмистые или пологоволнистые равнины, осложненные большей частью неглубокими депрессиями (В. Н. Бонбенков, В. М. Орехова, устное сообщение). Наибольшими гипсометрическими различиями в позднем палеозое отличались, видимо, западная и центральная части территории Мурманской области, но к середине мезозоя денудация — на фоне постепенного поднятия — срезала под общий уровень пенеплена верхние части Хибинского, Ловозерского и других массивов [13, 25].

В мезозое в Карело-Кольском регионе можно предполагать существование крупных депрессий [25]. Наличие переуглубленных долин и явно унаследованных понижений позволяет выделить эрозионные врезы, существовавшие, видимо, в мезозое: Туломо-Нотозерско-Лоттинскую депрессию, длиной более 200 км [21], Имандра-Умбинскую долину [8]; в мезозойском рельефе Кольского п-ва был также, вероятно, выражен пониженный желоб оз. Ловозеро-устье Варзуги [23].

Существование аккумулятивных озерных равнин на Кольском п-ве предполагается на месте современной Верхнепонойской депрессии и близ акватории оз. Ловозеро. В первой, по мнению А. В. Сидоренко, возможно наличие мезозойских и неогеновых осадков [23]; вторая площадь выделена на основании распространения в ней мощной толщи четвертичных осадков, выдержанной по простиранию, что указывает на унаследованный характер понижения (А. С. Лихачев, устное сообщение). На территории Карелии в мезозое, вероятно, в аналогичных условиях находилась Петрозаводская депрессия.

Денудации и последующему переотложению подвергались, главным образом, верхние, выветрелые, горизонты докембрийских пород, а также прерывисто распространенные палеозойские отложения.

Достоверно установленные коррелятные отложения мезозойского времени в Карело-Кольском регионе неизвестны. Очевидно, лишь их распространение в прошлом в пределах аккумулятивных равнин и в понижениях меньших масштабов, служивших местными базисами эрозии.

Климат мезозоя на севере Европы менялся от близкого к тропическому до субтропического с переменным увлажнением [24], поэтому условия, благоприятные для корообразования существовали при слабой тектонической активности (кроме раннего мезозоя) на протяжении почти всей эры. В восточной части Балтийского щита в настоящее время известно около 10 месторождений кор выветривания, возраст которых, по А. П. Афанасьеву — мезозойско-палеогеновый [4]. Ниже приводится описание некоторых кор выветривания этого возраста.

На Кольском п-ве каолиновая кора выветривания обнаружена вдоль южного склона Хибин и по северному экзоконтакту Ловозерского массива. В первом случае она прослежена вдоль контактов гнейсов, известняков, сланцев, по разломам и зонам дробления [8, 2]. Залегают она «карманами» или отдельными «пятнами»; максимальная мощность каолиновой зоны (около 5 м) наблюдается в случае выветривания хлоритовых сланцев [2].

Каолиновая кора выветривания у северного подножья Ловозерского массива залегает также в виде «карманов» по контакту нефелиновых сиенитов с гнейсо-гранитами [18]. Она прослежена в полосе длиной 1 км и шириной около 250 м, (Ревдинское каолиновое месторождение).

Среди продуктов выветривания ультраосновных пород выделена сунгулитовая (кольскитовая) кора выветривания, являющаяся магнизиальным аналогом каолиновой коры [4]. Она развита на Ковдорском массиве среди глинисто-песчаных продуктов выветривания в виде крутопадающих тел. В плане гидрохлорит-сунгулитовые образования имеют вид прерывистой полосы. Линейный характер коры выветривания этого типа здесь обусловлен ее приуроченностью к зоне интенсивного тектонического дробления [3].

К северу от оз. Панаярви обнаружена кора выветривания на серицитовых сланцах в виде белых или зеленоватых мелкозернистых глинистых песков, состоящих из кварца (песчаная фракция) и каолина, местами с примесью хлорита — в глинистой фракции, составляющей около 20% породы (С. А. Стрелков, устное сообщение).

Аналогичные образования могут быть встречены и в других районах описываемой территории. В настоящее время распространение каолиновой коры выветривания локально, несмотря на несомненно широкое развитие ее на щите в мезозое, и приурочено исключительно к тектонически ослабленным зонам. Каолиновые глины пригодны для изготовления грубой керамики и дренажных труб.

Образование мезозойско-палеогеновой коры выветривания способствовало наиболее полному выделению различных полезных компонентов из местных пород. Этим, вероятно, обусловлены промышленные концентрации лопарита во вскрышных породах Ревдинского каолинового месторождения. Поэтому представляется, что повышенные концентрации полезных компонентов кристаллических пород, при благоприятных условиях их сохранения, могут быть обнаружены близ местонахождений кор выветривания.

Основными событиями кайнозоя в Карело-Кольском регионе явились значительное усиление тектонической активности, изменение климата, вызвавшее покровное и горное оледенение, трансгрессии морей, затапливавших значительные терри-

тории. Эти процессы обусловили коренное отличие кайнозойского гипергенеза от мезозойского [9].

Палеогеографические условия Карело-Кольского региона в значительной степени ясны только для плейстоцена и голоцена, для остальных отрезков кайнозоя имеются лишь общие представления, основанные, главным образом, на особенностях рельефа и направленности современного морфо- и литогенеза.

Осадочные породы палеоцена и эоцена в регионе не обнаружены. Денудация площадного мезозойского элювия и, возможно, существовавших палеогеновых осадков произошла в конце палеогена в связи с поднятием Балтийского щита [13, 14].

Рельеф территории вследствие неотектонических процессов значительно изменился. В целом на протяжении кайнозоя он был представлен плоскогорьями и цокольными равнинами, осложненными горстовоглыбовыми массивами и останцовыми возвышенностями, отделенными от смежных поверхностей разломами. Амплитуды относительных превышений возросли от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а абсолютные высоты некоторых районах превысили 800—1000 м [6, 13].

В условиях умеренного климата, вероятно, в миоцене-раннем плиоцене, формировалась гидрослюдистая кора выветривания [4]; ее реликты широко развиты и наиболее изучены в юго-западной и западной частях Мурманской области. Это — глинисто-дресвянистые или глинисто-песчанистые образования мощностью до 25—40 м и более, располагающиеся преимущественно на плоских междуречьях, пологих склонах возвышенностей и предгорных равнинах (И. И. Киселев, устное сообщение). Формирование этой коры выветривания помимо механического разрушения пород, сопровождалось выщелачиванием, гидратацией и, частично, гидролизом [10]. Среди гипергенных минералов преобладают гидрослюды и вермикулит, в небольших количествах в продуктах выветривания пород различного состава встречены каолинит, нонтроний и другие слоистые силикаты.

Осадочные породы, синхронные миоцен-нижнеплиоценовой коре выветривания, в Карело-Кольском регионе неизвестны. На их возможное существование в прошлом указывает наличие в четвертичных отложениях переотложенных пресноводных диатомей неогенового возраста [13, 20, 22].

В конце плиоцена произошло значительное похолодание, и в последующем — в плейстоцене и голоцене — климат был менее благоприятным, чем в миоцен-нижнеплиоценовое время. В пределах Карело-Кольского региона господствующим стало физическое выветривание, вызвавшее образование дресвянощелбиристо-глыбового элювия, продолжающегося и поныне. Мощность его, судя по мощности современного элювия, видимо, не превышала 1—2 м [10]. Почти одновременно с образованием

элювия этого типа, в условиях оживления тектонической активности шла его денудация, дальнейшая дезинтеграция и переотложение; этот материал вместе с компонентами миоцен-нижнеплиоценовой коры выветривания послужил основой для формирования четвертичных отложений [10].

История постплиоценового развития региона зафиксирована в отложениях плейстоцена и голоцена. Наиболее полные разрезы четвертичной толщи имеются в южной Карелии, на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках, в долинах рек бассейнов Белого и Баренцева морей.

В настоящее время можно говорить о следах однократного покровного оледенения в раннем плейстоцене (окское), двукратного — в среднем плейстоцене (днепровское, московское) и трехкратного — в позднем плейстоцене (калининское, осташковское, карельское) [1]. Направление движения покровных ледников менялось, поскольку основные центры оледенений функционировали различно в разные эпохи. В частности, в раннем и среднем плейстоцене скандинавский ледниковый покров отклонялся к западу более мощным новоземельским [1].

Днепровскому оледенению предшествовало крупное потепление — лихвинское межледниковье. В Карело-Кольском регионе лихвинские слои представлены континентальными фациями [1].

Наиболее продолжительным явилось позднеплейстоценовое — межледниковье, во время которого обширные территории региона были затоплены бореальной трансгрессией [15]. Более молодая позднеплейстоценовая трансгрессия моря наступила в эпоху молодого-шекснинского потепления — между калининским и осташковским покровными оледенениями [1]. Существование третьей верхнеплейстоценовой трансгрессии, предшествовавшей карельскому оледенению, до настоящего времени является дискуссионным. Хорошо известны позднеледниковая и несколько послеледниковых морских трансгрессий.

Воды плейстоценовых трансгрессий затапливали обширные пространства: они проникали в глубь территории от 60—90 м в поздне- и послеледниковье до 200—210 м абс. высоты в микулинское время [20, 22].

Из четвертичных отложений наиболее распространены, более других доступны наблюдению и поэтому лучше всего изучены морена, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения последнего (карельского) оледенения.

Комплекс процессов и обстановок, связанных с ледниковой деятельностью (собственно ледника, его талых вод, внутри — и приледниковых водоемов и т. д.) образовал ряд специфических форм рельефа или оставил следы экзарации, эрозии, абразии на поверхности подледного ложа и в четвертичных отложениях. Так возникли холмисто-грядовый и грядовый моренный рельеф, маргинальные и радиальные озера, ложбины стока,

камы, озерно-ледниковые террасы и т. д., а также отвечающие направлению движения ледника шрамы на выходах кристаллических пород, друмлины, «бераньи лбы». Пути перемещения ледниковых покровов запечатлены в ориентированных экзарационных и аккумулятивных формах рельефа гляциального генезиса и в направлениях длинных осей валунов и гальки, заключенных в морене [16, 17] (рис. 1).

По мере отступления покровного ледника и регрессии морских бассейнов развивало заболачивание и торфообразование, закладывались (нередко унаследованно) и формировались речные долины, приобретали современные очертания озера отлагались морские, озерные и речные осадки. Заметно развивались, особенно на территории Мурманской области, мерзлотно-солефлюкционные процессы, создавались курумы, каменные моря, нагорные террасы. На не защищенных рыхлыми отложениями территориях получили дальнейшее распространение элювиальные и делювиальные отложения.

Анализ строения толщи четвертичных образований на разных участках территории, особенностей рельефа и неотектонического режима позволяет считать, что морфо- и литогенез региона в антропогене определялся, главным образом, дифференцированными по скорости, преимущественно восходящими тектоническими движениями, оледенениями и морскими трансгрессиями на фоне неоднократных климатических изменений.

Отмеченные особенности геологической истории восточной части Балтийского щита в мезокайнозой обуславливают своеобразную роль рыхлых (доледниковых и четвертичных) отложений, современного рельефа и неотектонических движений в решении проблем металлогении региона.

Как известно, в течение длительного времени к рыхлому покрову восточной части щита необоснованно относились как к досадным «наносам», мешающим поисковым работам. Это обстоятельство обусловило отставание в изучении вещественного состава четвертичных отложений и их использовании в поисковых целях. В последнее десятилетие наметился перелом в отношении к рыхлым отложениям советской части щита. Положительный отечественный и зарубежный опыт использования результатов изучения конусов рассеивания рудных валунов, а также вторичных ореолов рассеивания полезных минералов в мелкоземле четвертичных отложений, широкое внедрение геохимических методов и массовых валунных поисков определяет, наконец, действительную роль рыхлого покрова — с одной стороны, аккумулятора месторождений экзогенного типа, с другой — индикатора состава подстилающих пород, указателя возможного местонахождения рудных залежей.

Россыпи лопарита, ильменита, циркона и других полезных минералов открыты в последние годы в разных частях Мурманской области; в Карелии они пока неизвестны. Россыпи приуро-

чены к морене горного оледенения, водно-ледниковым, прибрежноморским, озерным и озерно-аллювиальным осадкам [7, 23]. Месторождения — в районе Ловозерских тундр — являются россыпями ближнего сноса (А. С. Лихачев, устное сообщение); в то же время выявлены высокоперспективные площади на россыпи и на значительном удалении от коренного источника — в бассейне Паны и Цаги (В. Г. Чувардинский, устное сообщение).

В настоящее время перспективы россыпенности связываются прежде всего с водно-ледниковыми и морскими (поздне- и послеледниковыми) отложениями, а также с осадками, погребенными в депрессиях внутри и близ возвышенностей и горных массивов [7]. В связи с потребностью промышленности в определенном виде сырья, видимо, целесообразно, в первую очередь, провести поисковые работы вблизи массивов центрального типа в западной части Мурманской области и на севере Карелии. Поисковые работы на россыпи следует поставить также в районах развития водно-ледниковых, морских и озерно-аллювиальных отложений; кроме вероятного выявления перспективных площадей, можно будет судить — с учетом палеогеографических условий — о расположении областей сноса.

Как уже сказано, вещественный состав четвертичных отложений региона изучен недостаточно, особенно в Карелии. Необходимы систематизация данных о рыхлом покрове, полученных при съемочных, разведочных и поисковых работах, а также целенаправленное изучение состава наиболее перспективных на россыпи отложений, находящихся в различных геолого-геоморфологических условиях.

Гидрослюдистая кора выветривания (миоцен-раннеплиоценового возраста) нередко подстилает четвертичные отложения. Выше отмечено, что подавляющее большинство местонахождений этой коры выветривания известно в Мурманской области; в КАССР доледниковый элювий находится в самой начальной стадии изучения. Здесь известны местонахождения гидрослюдистой коры выветривания в районах сс. Костомукша, Авдево-Буракова, в низовьях р. Уксуниоки и др.

В коре выветривания этого типа — зафиксировано повышенное содержание на ультраосновных породах — никеля и меди (В. Г. Чувардинский, устное сообщение), на щелочных породах Ловозерского массива — двуокиси циркония (4—28%) (А. С. Лихачев, устное сообщение).

В современных условиях изучение доледниковых кор выветривания (в том числе мезозойско-палеогеновых) является одной из важных проблем для геологии Северо-Запада. Сосредоточено внимание на составлении специализированных карт, детальном картировании наиболее перспективных участков развития кор выветривания, также предусматривается всестороннее изучение их при проведении поисково-съемочных и геологоразведочных работ. На наш взгляд, целесообразна систематизация

данных о минералогическом и химическом составе кор выветривания и соотношении его с составом материнских и перекрывающих пород, характере размещения, мощности, приуроченности к определенным типам и формам рельефа и т. д. Необходимо также продолжить поиски доледникового элювия на всей территории, но в особенности в Карелии и в восточной части Кольского пол-ва. Данные о их распространении в этих районах помогут решению ряда важных палеогеографических проблем и будут способствовать эффективному использованию рыхлых отложений при поисках рудных залежей и экзогенных месторождений.

Использование четвертичных отложений для поисков рудных месторождений основывается на их свойстве индикатора состава подстилающих пород и наличии рудных валунов, главным образом, в морене. Как известно, с помощью валунных поисков, комплексного изучения мелкозема морен и некоторых других типов четвертичных отложений в СССР, Скандинавии и Канаде открыты месторождения медно-никелевых руд и полиметаллов. По рудным валунам, найденным при проведении геолого-съемочных и поисковых работ в 30—50 гг., в советской части Балтийского щита также был открыт ряд месторождений.

В настоящее время использование четвертичных отложений для поисков рудных месторождений переживает «второе рождение»: налаживается служба массовых валунных поисков (при геолого-съемочных и поисковых работах), созданы специализированные валунные отряды в ТКЭ, МГРЭ и ККГРЭ; к валунным поискам привлекается население.

При поисках месторождений рудных полезных ископаемых, параллельно с использованием известного комплекса геолого-геофизических методов, необходимо учитывать особенности современного рельефа и неотектонических движений.

Выведение на дневную поверхность или на близповерхностные горизонты рудных тел таких месторождений в значительной степени обусловлено фанерозойскими движениями, среди которых видное место принадлежит неотектоническим дислокациям. Последние, как известно, проявились в Карело-Кольском регионе в основном в виде вертикальных перемещений блоков различной амплитуды [6, 13, 14, 19]. Эти движения запечатлены в гипсометрических и морфологических особенностях современного рельефа, размещении и составе новейших отложений, в меньшей степени — в геофизических полях.

Сравнение геоморфологической и геолого-геофизической информации с размещением месторождений рудных полезных ископаемых дает следующие результаты. Рудоносные зоны в подавляющем большинстве тяготеют как к неотектонически активным районам (блокам или системам блоков), выявленным комплексом методов, так и к глубинным тектоническим разломам известным по линейным аномалиям магнитного поля

ΔT и сейсмическим данным. Разломы обычно хорошо выражены в современном рельефе, что, безусловно, свидетельствует об их неотектонической активности. Системы разломов, с которыми связаны рудоносные районы, обрамляют тектонические структуры, большинство из которых также четко выделяется в рельефе. Так, Печенгский никеленосный район приурочен к структуре карелид (в рельефе — низкие горы, район значительных молодых поднятий). Ловнозерское месторождение никеля связано с Сальнотундровской структурой, четко выраженной в современном рельефе низкогорными массивами Сальных, Туадаштундр и др. Это — область интенсивных поднятий, окаймленная тектонически активными зонами, совмещенными с вертикальными глубинными разломами.

Лоттинский никеленосный район приурочен к территории с дизъюнктивными дислокациями, наиболее активно проявившимися в новейшее время в пределах тектонических зон северо-западного и юго-западного простирания. Мончегорский никеленосный район приурочен к территории со значительными восходящими движениями; это крупная гряда, тяготеющая к тектоническому поясу субмеридионального направления. Небольшие рудопроявления медно-никелевых руд Карелии в районах Шимбозерского синклинория, Гайкольской синклинали, как правило, приурочены к глубинным разломам в структурах карельского комплекса, достаточно четко выраженным в современном рельефе.

Железорудные месторождения титаномагнетитовой, ильменит-титаномагнетитовой и перовскит-титаномагнетитовой формаций приурочены к районам, расположенным в региональных неотектонических зонах различного простирания. В Мурманской области они имеют нередко субширотную ориентировку в соответствии с размещением основных возвышенностей и горных массивов. В Карелии такие месторождения приурочены к глубинным тектоническим зонам карелид, выраженным в современном рельефе в виде гряд на периферии возвышенностей Манселькя и Западно-Карельской. Как и в Мурманской области, здесь они размещены в зонах с более или менее интенсивными неотектоническими движениями.

Железорудные месторождения железистых кварцитов приурочены к линейно вытянутым структурам северо-западного простирания, фиксирующимся в рельефе цепями небольших возвышенностей. Основная масса месторождений сосредоточена в западной части Мурманской области. Подавляющее большинство рудоносных кварцитов также связано с областями повышенной неотектонической активности.

Та же приуроченность к неотектонически активным зонам характерна для месторождений цветных и редких металлов, апатита, кианита и т. д. По отношению к современному рельефу

они занимают различное положение, но в основном тяготеют к возвышенным районам.

Таким образом, анализ размещения известных месторождений рудных полезных ископаемых в связи с неотектоническим режимом территории позволяет сделать следующие выводы:

1. Наиболее мобильные в неотектоническом отношении районы окаймляются или пересекаются рудоконтролирующими тектоническими поясами и глубинными разломами, часто выраженными в современном рельефе.

2. Вероятно, наиболее перспективны для выявления месторождений медно-никелевых руд тектонические пояса, тяготеющие к структурам карельского и саамского комплексов, расположенным в пределах районов наиболее интенсивных новейших поднятий (горы, крупные возвышенности).

3. Редкометальное оруденение на преобладающей части региона связано с ослабленными зонами в пределах гор, средневысотных возвышенностей и возвышенных равнин. Поэтому для выявления месторождений такого типа, по-видимому, в первую очередь, необходимо всестороннее изучение именно таких зон в пределах названных разновидностей рельефа.

Необходимо отметить также следующее. Как известно, неотектонические движения вызывают и направляют деятельность мощного комплекса денудационных процессов. Последние, в свою очередь, обуславливают интенсивное разрушение пород и их быстрый снос в наиболее мобильных областях. Здесь эти процессы особенно заметны в ослабленных трещиноватостью зонах, на участках с пестрым составом пород, на крутосклонных поверхностях и т. д. В настоящее время активность денудации особенно высока в районах интенсивных современных тектонических движений (Хибинские и Ловозерские тундры, Мурманский берег, горы и возвышенности западной и юго-западной окраины Мурманской области, массив Манселькя и прилегающие части Центрально-Карельской возвышенности), в целом наследующих направленность и скорости неотектонических дислокаций. В результате современной денудации могут быть вскрыты или значительно приближены к дневной поверхности неизвестные ранее рудные тела. Поэтому на участках с наиболее активной денудацией периодически следует ставить тематические и поисковые работы.

На значительной территории Карело-Кольского региона неотектонические движения проявились слабо. Это, прежде всего, — почти вся восточная часть Мурманской области, восточная и юго-восточная окраины Карелии. Кроме того, в пределах районов с интенсивной неотектоникой могут быть выделены участки со значительно меньшей мобильностью (депрессии или другие, относительно пониженные территории на западе и в центральной части Мурманской области, на северо-западе и в центральной части Карелии и т. д.).

На всех этих территориях количество известных месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых значительно меньше, чем в районах с интенсивными восходящими движениями. Вместе с тем, металлогенические и структурно-геологические особенности таких территорий не исключают возможности открытия и здесь новых месторождений. При поисковых работах в этих районах необходима комплексная методика, учитывающая в том числе особенности рельефа, строение и состав рыхлых отложений — индикатора подстилающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апухтин Н. И., Экман И. М. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей.— В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европ. ч. СССР. Л., «Недра», 1967, с. 48—110.
2. Афанасьев А. П. Минералогия древней коры выветривания на протерозойских хлоритовых сланцах к югу от Хибинского массива.— В кн.: Кора выветривания, в. 6. М., изд. АН СССР, 1963, с. 13—46.
3. Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. Л., «Недра», 1966, 170 с.
4. Афанасьев А. П. Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых.— В сб.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского п-ва. Л., «Наука», 1972, с. 46—71.
5. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1964. 605 с.
6. Бонбенков В. Н. Морфометрические критерии неотектоники Кольского полуострова.— В сб.: Геоморфология и геология четвер. пер. севера европ. ч. СССР. Петрозаводск, 1976, с. 64—67.
7. Бонбенков В. Н. Условия образования некоторых типов четвертичных отложений Кольского полуострова в связи с поисками в них россыпей. Там же, с. 116—120.
8. Граве М. К. Рельеф области развития доледниковой коры выветривания к югу от Хибин и признаки древнего карста.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осад. покрова Кольского п-ова, в. I. Апатиты, 1960, с. 85—120.
9. Добровольский В. В. География и палеогеография кор выветривания СССР. М., «Мысль», 1969, 273 с.
10. Еврезов В. Я. О происхождении антропогенных отложений Балтийского щита.— Сов. геол., 1975, 4, с. 112—114.
11. История геологического развития Русской платформы и ее обрамление (гл ред. А. П. Виноградов). М., «Недра», 1964, 230 с.
12. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., «Недра», 1970, 110 с.
13. Кошечкин Б. И. Рельеф Кольского полуострова.— Публ. лекции, прочит. в лектории им. Ю. М. Шокальского ВГФ, в. 9. Л., 1969, 26 с.
14. Кошечкин Б. И. Дифференцированные новейшие тектонические движения верхнеплейстоценового и голоценового времени в северо-восточной Финноскандии.— В кн.: Совр. движения и глубинн. стр. Кольского пол-ва. Л., «Наука», 1969, с. 124—140.
15. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.-М., изд. АН СССР, 1960, 234 с.
16. Легкова В. Г. Направление движения материкового льда в западной части Мурманской области и его связь с рельефом ледникового ложа.— В кн.: Вопр. геоморф. и геологии антропогена европ. ч. СССР. (Тез. докл.

совещания, г. Петрозаводск, 21—23 ноября 1972 г.). Апатиты, 1972, с. 1—4.

17. *Легкова В. Г., Сущенко Н. А.* Условия распространения карельского ледника в северо-восточной части Онежско-Ладожского перешейка.— В сб.: Природа и хоз-во Севера. Вып. 2, ч. I. 1970, с. 12—14.

18. *Лихачев А. С., Афанасьев А. П.* Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове.— Сов. геол., 1969, 9, с. 116—120.

19. *Лукашов А. Д.* Основные черты неотектоники Карелии. В сб.: Новейш. и современные движения земн. коры вост. части Балт. щита. Петрозаводск, 1974, с. 5—15.

20. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова. Авторы. М. К. Граве, В. С. Гунова, Э. И. Девятова, М. А. Лаврова, Р. М. Лебедева, Л. Я. Сасмонова, Е. А. Черемисинова.— В сб.: Осн. проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольск. п-ва. Л., «Наука», 1969, с. 27—42.

21. *Никонов А. А.* Стратиграфия осадков и палеогеография позднеледниковых морских бассейнов Лоттинской депрессии.— В кн.: Вопр. геоморфологии и геол. осад. покрова Кольского п-ва, вып. I. Апатиты, 1960, с. 85—120.

22. Сводная стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Кольского полуострова в свете новейших данных.— В сб.: Осн. проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ва, Л., «Наука», 1969, с. 7—24. Авт.: А. Д. Арманд, Н. Н. Арманд, М. К. Граве, В. Я. Евзеров, Р. М. Лебедева.

23. *Сидоренко А. В.* Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова.— В кн.: Вопр. геоморфологии и геологии осад. покрова Кольского п-ва, вып. I, 1960, с. 5—31.

24. *Синицын В. М.* Древние климаты Евразии 4.2 Мезозой. Л., изд. ЛГУ, 1966, 166 с.

25. *Стрелков С. А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования.— В сб.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского п-ва. Л., «Наука», 1973, с. 5—80.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Негруца В. З.</i> Этапы геологического развития восточной части Балтийского щита и их металлогеническая специализация	6
<i>Корсакова М. А., Корсаков В. Н.</i> Беломорский структурно-формационный комплекс и некоторые закономерности его слюдоносности	14
<i>Эльтеков Ю. В., Калафати Л. В.</i> Некоторые предпосылки прогноза слюдоносных пегматитов юго-запада Кольского полуострова	23
<i>Богданов Ю. Б., Войнов А. С.</i> Формационные ряды лопского комплекса и некоторые особенности их геохимической и металлогенической специализации	38
<i>Негруца В. З.</i> Карельский структурно-формационный комплекс и его металлогеническая специализация	58
<i>Увадцев Л. И.</i> Позднепротерозойская и палеозойская активизация восточной части Балтийского щита	125
<i>Бонбенков В. Н., Легкова В. Г.</i> Мезокайнозойский этап геологического развития восточной части Балтийского щита и проблемы металлогении	140

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Научный редактор — В. З. Негруца
 Редактор — Н. А. Чернобай
 Технический редактор — В. И. Иванова
 Корректор — В. И. Иванова

Сдано в набор 7.02.78. Подписано к печати 29.08.78 Л-79998
 Гарнитура литературная. Печать высокая.
 Формат бумаги 60×90¹/₁₆ Бумага типографская № 2
 Печ. л. 9,5+17 вкл. Уч. изд. л. 12,42 Тираж 800 экз. Заказ № 121 Цена 81 коп
 Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология»

81 коп.

2742