

А К А Д Е М И Я      Н А У К      С С С Р

**ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ  
БАЛТИЙСКОГО  
ЩИТА  
геология  
и глубинное  
строение**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО КОМПЛЕКСНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕКЦИЯ ПО КОМПЛЕКСНЫМ  
ИССЛЕДОВАНИЯМ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ  
БАЛТИЙСКОГО  
ЩИТА  
геология  
и глубинное  
строение

551.24+552.3

1660



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1975



Редакционная коллегия

чл.-корр. АН СССР К.О. Кратц (ответственный редактор), кандидаты геол.-мин. наук В.А. Глебовицкий, И.В. Литвиненко, Е.В. Шарков

В  $\frac{20801-589}{065(02)-75}$  153-75

© Издательство „Наука“, 1975

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник, подготовленный Балтийской секцией Научного совета по изучению земной коры и верхней мантии при ОГГ АН СССР представляет собой второй выпуск, посвященный систематизации и подытоживанию результатов исследований по строению и эндогенным процессам древнейшей земной коры преимущественно советской части Балтийского щита.

По своей тематической направленности представленные в сборнике очерки разделяются на две группы: очерки геолого-петрологического содержания, затрагивающие с той или иной точки зрения вопросы развития и взаимной сопряженности эндогенных процессов в глубоких сечениях земной коры, и очерки, посвященные геологической интерпретации геофизических материалов и направленные преимущественно на выяснение глубинного строения Балтийского щита и фундамента окружающих плит.

Первая группа из пяти очерков открывается работой К.О. Кратца и С.Б. Лобач-Жученко „Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита“, в которой выделяются пять типов гранитоидов, отличающихся друг от друга по своему положению в структуре, по тектоническому развитию докембрийской земной коры и по петролого-геохимическим особенностям. Она представляет интерес прежде всего с позиций увязки геологических процессов гранитообразования со строением и тектоническим и термодинамическим режимами глубинных частей земной коры.

В очерке В.А. Глебовицкого „Свекофеннский метаморфический пояс“ на основании отличительных геологических черт Свекофеннского пояса как раннедокембрийской геологической структуры и подробной характеристики развитого в его пределах зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа автор показывает синхронность регионального метаморфизма с наиболее интенсивными процессами ультраметаморфизма. Последнее дает основание судить о при-

чинах увеличения плотности тепловых потоков в осевых частях интрагеосинклиналей в период их частной инверсии и проливает свет на особенности геотермического режима в развитии раннедокембрийских складчатых поясов.

В очерке Л.А. Прияткиной, В.А. Глебовицкого и Б.А. Шлайфштейна „О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса“ рассматривается сложная структурно-петрологическая история развития Лапландской тектонической зоны с проявлением особого типа метаморфизма повышенных давлений как начального этапа развития регионального метаморфизма беломорского комплекса в середине протерозоя. В очерке „Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса“ О.И. Володичев впервые делает обстоятельную попытку восстановить и охарактеризовать начальный, раннеархейский, метаморфизм того же комплекса. Приводимые же данные имеют прямое отношение к пониманию развития глубинных эндогенных процессов во многократно активизировавшихся тектоно-метаморфических комплексах раннего докембрия.

Очерк Е.В. Шаркова и В.В. Сидоренко „Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности“ иллюстрирует временную связь становления массивов (внедрение → кристаллизация → наложенные изменения) с формированием зоны глубинного разлома, к которой они приурочены.

Вторая группа представлена 7 очерками. В статье А.П. Платуновой „О «литосферных» сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их шовных зонах“ рассматриваются отличительные особенности трех крупных тектонических элементов Кольского полуострова: Центрально-Кольского, Мурманского и Лапландско-Герского блоков (сегментов), разделенных зонами глубинных разломов, уходящих в подкорковый слой. Анализ геолого-петрологических, геофизических и геохронологических данных приводит автора к выводу, что наблюдаемые соотношения указанных структур являются результатом взаимодействия более крупных геоблоков – Норвего-Кольского и Фенно-Карельского – при общем режиме горизонтального сжатия, господствовавшего в период 1950–1800 млн лет назад и обусловившего дифференциальные движения выделенных сегментов и магматическую и тектоно-метаморфическую специфику разделяющих их зон глубинных разломов.

Очерки „Глубинное геологическое строение центральной части Аллереченского района по данным сейсморазведки“ О.С. Белоглазовой, И.В. Литвиненко, М.Е. Меламуд, Г.А. Поротовой и Н.Г. Романенко и „Глубинное строение Печенгско-Аллереченского никеленосного района по геофизическим данным“ В.В. Верба, Г.А. Завинской, Л.К. Кокориной, М.Д. Лизинского, И.В. Литвиненко и Г.А. Поротовой посвящены выяснению пространственного расположения в земной коре различных структурно-геологических элементов и вещественных ком-

плексов, выходящих на дневную поверхность. Полученная авторами объемная картина строения земной коры дает новую информацию о геометрических элементах последней и создает необходимые предпосылки не только для практических выводов, но и для суждения об эндогенных геологических процессах.

Очерк М.Я. Цирульниковой и Г.Н. Сухолютовой „Тектоническое строение восточных и юго-восточных склонов Балтийского щита по геофизическим данным“ содержит геологическую интерпретацию данных комплексных геофизических исследований закрытой области погруженных склонов щита, является методически интересным, а представленная карта, несмотря на возможную альтернативу интерпретации исходных данных, расширяет наши представления о строении Балтийского щита на его закрытых чехлом склонах. В статье Н.Н. Болгурцева приведены результаты анализа материалов комплексных геофизических работ в синклинойной зоне Ветреного пояса.

Очерк В.Э. Волк, И.В. Литвиненко, Н.Л. Малыгина, Л.Н. Платоненковой и В.Н. Шимараева „Структуры земной коры южных окраин Баренцевоморского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэромагнитным данным“ иллюстрирует ряд существенно новых особенностей глубинного строения шельфа и характера сочленения Балтийского щита с плитой Баренцева моря.

Краткая обзорная статья И.В. Литвиненко „Сейсмические границы земной коры Балтийского щита“ посвящена анализу возможной геологической природы указанных границ в пределах щита.

Охватываемые главной темой данной книги, указанной в ее заглавии, публикуемые очерки с необходимой обстоятельностью излагают новые оригинальные достижения по ряду кардинальных вопросов строения и развития глубоких горизонтов земной коры Балтийского щита и частью смежных территорий. Важным элементом многих очерков является то, что в них рассматривается взаимная временная и пространственная сопряженность различных эндогенных процессов для разных тектонических режимов, что представляет существенный вклад в разработку общей проблемы корреляции эндогенных процессов, столь необходимой для более совершенного понимания сложного развития земной коры.

Настоящий сборник в научном и практическом плане представит интерес для специалистов, занимающихся изучением вопросов геологии и полезных ископаемых докембрия и ранних этапов развития земной коры.

К.О. Кратц

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

В проблеме корреляции эндогенных процессов видное и важное место занимает вопрос о корреляции процессов кислого плутонизма и тектоники. По современным данным, в истории докембрия Балтийского щита образование гранитоидов происходило многократно и в различной тектонической обстановке. Вопросы тектонического развития в докембрии, особенно в древнем докембрии, чрезвычайно сложны и во многом еще далеки от надлежащего решения. Несмотря на это, по современным данным, докембрийские гранитоидные комплексы Балтийского щита отчетливо различаются по занимаемой ими тектонической позиции в структуре древней коры, согласно которой ниже они подразделяются на пять основных геологических типов.

Первый тип представлен гранитами фундамента древнейших супракрустальных серий. Они выделяются в самостоятельный геологический тип несколько условно, поскольку их тектоническое положение пока не может быть охарактеризовано достаточно достоверно. Наиболее полно гранитоиды этого типа, представленные олигоклазовыми гранитами — гранодиоритами, сохранились на территории Карелии. Этому способствовало то обстоятельство, что супракрустальные породы и подстилающие их древнейшие гранитоиды не испытали впоследствии интенсивных наложенных процессов деформаций и метаморфизма высоких ступеней и ультраметаморфизма, а это благоприятствовало сохранению их первичных структурных взаимоотношений. Олигоклазовые граниты в качестве фундамента выделяются и на Кольском полуострове (Перевозчикова, 1968). Менее определенно решается вопрос о гранитном фундаменте для пород беломорской серии. Геофизические данные (Литвиненко, 1968) подтвердили принципиальную возможность наличия на глубине, под беломорской серией, пород с физическими свойствами гранита. Трудность получения

надежных геологических доказательств для рассмотрения гранитов ряда районов как гранитов фундамента связана с многократными; более молодыми по отношению к возможному возрасту фундамента процессами метаморфизма и складчатости.

Рассматриваемые олигоклазовые граниты Карелии и Кольского полуострова имеют ряд минералогических, петрохимических и геохимических особенностей, отличающих их от всех последующих во времени гранитоидов. Среди олигоклазовых гранитов не встречаются реликты или включения более древних достоверно седиментогенных пород; иногда наблюдающиеся в гранитах реликты амфиболитов вполне вероятно являются ортопорадами. Среди акцессориев не обнаружены глиноземистые минералы, обычно присутствующие в глубинных гранитоидах при их размещении среди супракристалльных пород. Более того, для олигоклазовых гранитов является типичным присутствие в шлихе пироксенов. Цирконы олигоклазовых гранитов и их микроклинизированных разновидностей содержат очень небольшие количества урана — 0,024–0,042% (Тугаринов, Войткевич, 1966). Это является указанием на вероятную бедность ураном и пород в целом. Олигоклазовые граниты характеризуются низкими содержаниями рубидия — 30–100 г/т (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974) и бария, более высокими концентрациями стронция, более высокими  $K/Rb$ ,  $Ba/K$ ,  $Ba/Rb$  и более низкими  $Ba/Sr$  и  $Rb/Sr$  отношениями. Олигоклазовые граниты обогащены элементами группы железа. Они имеют высокие концентрации никеля, хрома, ванадия и высокие отношения  $Ni/Mg$  и  $Ni/(Mg + Fe)$ . Отношение  $Ni/Mg$  варьирует от 1,64 до 2,09 при значении 0,16 для среднего гранита (Taylor, 1964).

Что касается химического состава гранитоидов, то его первой особенностью является однородность состава. Это выражается прежде всего в том, что более 70% пород относится к нормальным гранитам с содержанием  $SiO_2 = 68 \div 72\%$ . Они близки по составу (не имеют значимых различий в содержании окислов, по данным статистического анализа) на Кольском полуострове и в Карелии.

Сравнение средних составов олигоклазовых гранитов с более молодыми гранитами близкой формационной принадлежности показывает, что олигоклазовые граниты содержат повышенные количества  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ , а в некоторых случаях и  $Na_2O$ , пониженные —  $K_2O$ ,  $MnO$ , имеют высокие отношения  $Na/K$  и низкие —  $Fe/(Fe + Mg)$ . Все эти особенности могут свидетельствовать о геохимической связи олигоклазовых гранитов с основными породами.

Поэтому нельзя не обратиться к аналогичным фактам, т.е. в первую очередь наличию гранитного фундамента у древнейших метаморфических серий, которые в последнее десятилетие обнаружены для различных регионов развития докембрия. Исследование минералогического состава, петрохимических и геохимических особенностей

древнейших граувакковых серий в Вайоминге, на Канадском щите (Condie, 1967 a, 1967 b), в области Барбертон (Condie, Macke, Reimer, 1970) показало, что источником материала для формирования граувакков послужили породы типа гранодиорита.

В пользу предположения о наличии гранитного фундамента в ряде районов Канады и Австралии свидетельствуют и найденные в конгломератах древнейших осадочно-вулканогенных серий гальки гранитов. Гальки натровых (альбитовых) гранитов и гранофигов обнаружены в системе Пилбара, Австралия, возраст которой по прорывающим ее гранитам определен как более древний, чем 3 млрд лет (Compston, Arriens, 1968). В конгломератах серии Йеллоунайф, Канада, также найдены валуны и гальки гранитов. Возраст кислых вулканитов, лежащих над горизонтом конгломератов, и прорывающих их гранитов равен 2700 млн лет (Green, Baadsgaard, Cumming, 1968).

В районе Годхоб, Западная Гренландия (Black e. a., 1971; Moorbath e. a., 1972; Pankhurst e. a., 1973), для интервала 3750–2600 млн лет установлена последовательность образования интрузивных и супракрустальных пород, наиболее древними среди которых являются гранитоиды, лежащие в основании метаморфических пород серии Малене. Возраст гранитоидов установлен Rb–Sr и Pb–Pb методами и равен 3750–3650 млн лет. По содержанию рубидия и стронция к гранитам Годхоб очень близки олигоклазовые граниты Карелии.

Первичный изотопный состав свинца в гранитоидах Годхоб, а именно чрезвычайно малая примесь радиогенного свинца, позволил авторам говорить о первичнокоровой природе гранитов.

Второй выделяемый геологический тип, широко развитый в докембрии, представлен гранитоидами, синхронными с ранними этапами складчатости и метаморфизма супракрустальных пород, выполняющих мобильные зоны, и назван геосинклинальным. В геологической истории территории Балтийского щита могут быть выделены две геосинклинальные зоны и соответствующие им эпохи гранитообразования: раннеархейская Кольско-Беломорская и протерозойская Карельско-Свекофеннская. Формирование геосинклинальных гранитоидов приурочено к разным этапам геологической истории этих подвижных зон.

Для древней, Кольско-Беломорской, зоны устанавливаются достоверно лишь граниты, которые формировались одновременно с главной фазой складчатости. Примером могут являться мигматиты в гнейсах кольской серии, развитые по сланцеватости, параллельной осевым плоскостям наиболее ранних складок. Граниты образуются одновременно не только со складчатостью, но и с метаморфизмом. В породах кольской серии образование мигматитов происходило параллельно с метаморфизмом в условиях гранулитовой фа-

ции (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974). Постскладчатые граниты, связанные генетически с Кольско-Беломорской зоной, в настоящее время выделены быть не могут, что объясняется либо последующей переработкой, в результате чего они потеряли черты постскладчатых интрузий, либо расположением в более верхних частях, позднее эродированных. Возможно, что часть гранитов, изофациальных с гранулитовым метаморфизмом, является доскладчатой и дометаморфической. Подобное предположение высказано (Шемякин, Шуркин, 1972) для массивов эндербитов на Кольском полуострове. Гранитоиды, которые возникли в Кольско-Беломорской зоне, не образуют крупных массивов или изолированных тел, но развиты на всей площади распространения пород этих серий. На большей части территорий Карелии и Финляндии граниты этого типа и возраста отсутствуют, что связано, по-видимому, с иным характером развития данных регионов, представлявших, вероятно, в то время значительно более стабилизированную территорию. Об этом свидетельствуют реликты сохранившихся здесь супракрустальных пород, не претерпевших ни интенсивного метаморфизма, ни ультраметаморфизма.

Возраст данных гранитоидов и раннего прогрессивного метаморфизма пород кольской и беломорской серий может быть пока определен как значительно более древний, чем 2800 млн лет. Имеются предварительные K-Ar данные (Герлинг и др., 1972; Кольцова, 1972), согласно которым время гранулитового метаморфизма может быть оценено в 3300-3400 млн лет.

Геосинклиналильные гранитоиды, пространственно и генетически связанные с развитием Карельско-Свекофеннской зоны, представлены разными по возрасту сериями. Хорошая геохронологическая изученность пород позволила надежно установить неодновременность кислого магматизма в разных структурно-фациальных зонах этой системы со смещением во времени на 300 млн лет. Наиболее ранние гранитоиды формировались в зоне карелид в течение ребольской фазы складчатости на большей части территории Карелии, в Финляндии и на Кольском полуострове. В Карелии ранний магматизм проявлен в синклиналильных подзонах, сложенных спилито-кератофировыми формациями, и в антиклиналильных подзонах, где имело место формирование лептито-сланцевых серий. Магматизм в антиклиналильных подзонах имеет ультраметаморфический характер и большие масштабы развития. В Фенно-Карельском антиклиналильном поднятии гранитоиды представлены двумя последовательно сменяющимися во времени сериями (формациями): плагиогранитной и гранитной (Лобач-Жученко, Яскевич, Борисова, 1969; Лобач-Жученко, Чекулаев, 1969). Возраст последней равен 2190 млн лет.

Образование плагиогранитной серии соответствует во времени главной фазе ребольской складчатости. По составу к плагиогранитной серии относятся биотитовые гранодиориты, плагиограниты и

мигматиты. Гранитоиды не образуют изолированных массивов, они слагают поля или участки, где жильный материал составляет 30–50% объема пород. Гранитоиды возникают путем перекристаллизации метаморфических пород без существенного привноса вещества. Сравнение средних плотностей пород плагиогранитной серии и метаморфических пород, за счет которых они развивались, свидетельствует об увеличении объема пород при гранитообразовании, что, вероятно, отражает уменьшение общего давления. Вполне возможно, что формирование плагиогранитной серии, шедшее вслед за метаморфизмом, имело место на начальных стадиях инверсионного этапа.

К гранитной серии относятся порфиробластические микроклиновые и амфибол-микроклиновые гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты, лейкократовые плагиомикроклиновые граниты. В отличие от пород плагиогранитной серии в этих в гранитоидах плоскопараллельные текстуры выражены значительно хуже, преобладают породы массивного сложения. Площади развития пород гранитной серии характеризуются сложной внутренней структурой с явной тенденцией к возникновению изометричных (кулоловидных и воронкообразных) форм. Породы гранитной серии образовывались главным образом за счет изохимической перекристаллизации пород плагиогранитной серии в условиях спада давления. Об уменьшении давления в этот период гранитообразования в сравнении с предыдущим свидетельствуют как уменьшение средней плотности пород гранитной серии, так и петрологический анализ эволюции минеральных ассоциаций.

В смежных синклинорных структурах карелид кислый магматизм этого времени воплощен в перемещенных интрузиях, близких по составу и последовательности становления к гранитоидам антиклинальных зон. Гранитоиды представлены фацией умеренных глубин.

Достаточно интенсивный магматизм и синхронный с ним метаморфизм (диафторез) проявлены в фундаменте кольской зоны карелид. В гнейсах кольской серии и древних гранитах образуются жилы и дайки пегматитов и пегматоидных гранитов, одновозрастных с гранитами, прорывающими карельские образования (Лобач-Жученко и др., 1974; Горохов и др., 1973). В гранитах фундамента карельской зоны карелид проявлен низкотемпературный диафторез, а гранитообразование карельского времени отсутствует.

Следующий, более молодой этап гранитообразования широко проявлен в области свекофеннид и в северо-западной части Карельского пояса. По времени он соответствует селецкой фазе складчатости карелид. По данным радиологических методов, гранитообразование имело место в период  $1900 \pm 50$  млн лет.

В Приладожье магматизм этого этапа связан с формированием флишовой формации и может рассматриваться как отвечающий второй стадии геосинклинального цикла, называемой предороженной (Хаин, 1964).

Труднее интерпретировать с точки зрения формационного анализа супракrustальных серий положение разновозрастного с ладожским кислого магматизма свекофеннид, в частности Швеции, поскольку в различных областях этой территории верхние части разреза свекофеннид представлены различными формациями: граувакковыми сериями типа Мелари; сланцевыми сериями типа Грютхютан, для которых, по геохимическим данным, предполагаются морские условия осадкообразования (Lundqvist, 1968); континентальными осадками типа Вестервик. Наиболее широко кислый магматизм проявлен в областях распространения граувакковых серий.

Плутонические породы этого возраста представлены различными по составу гранитоидами, относящимися к чарнокитовой, гранодиоритовой, трондземитовой и гранитовой сериям (формациям). Преобладают, как и в предыдущий этап, гранодиориты. Гранитоиды представлены как фацией умеренных глубин (например, Центральная Швеция), так и более глубинными образованиями (например, мигматиты в Приладожье). На примере Приладожья можно видеть геологическую и петрологическую эволюцию гранитообразования в течение более чем 75 млн лет. Наиболее ранними являются интрузии гранодиоритов и плагиигранитов, которые внедрялись одновременно с первыми фазами деформаций и до метаморфизма. Массивы гранитоидов сохраняют черты кристаллизации в условиях умеренных глубин, по составу близки к породам фундамента, за счет палингенеза которых они, по-видимому, и образуются. Одновременно с метаморфизмом возникают скорее всего интрузии чарнокитов и эндербитов, изофациальных с гранулитовым метаморфизмом; возможно, их аналоги имеются и в зоне амфиболитовой фации. Несколько позднее, одновременно с ультраметаморфизмом, образуются поля мигматитов преимущественно плагιοклазового состава. Мигматизация пород ладожской серии идет в условиях закрытой системы за счет селективного плавления гнейсов и сопровождается разуплотнением пород (увеличением объема). С более поздними этапами деформаций (этапом образования надвиговых структур) связано формирование плагиионоклиновых пегматоидных гранитов, зон плагиионоклиновых мигматитов, пегматитов. Формирование пегматоидных гранитов является результатом селективного плавления гнейсо-гранитов фундамента при возникновении локальных структурных полостей (плоскостей надвигов, сдвига-сбросов разных масштабов и т.д.) с последующей кристаллизацией пород в виде пегматоидных гранитов, мигматитов, пегматитов. Эти гранитоиды обладают наименьшей плотностью и количественно находятся в подчиненном положении.

В последующий этап блоковых движений формируются массивы порфиroidных плагиионоклиновых гранитов. На примере Тервусского массива можно видеть, что контакты гранитов, формирующихся в это время, представляют собой зоны гигантских брекчий. Пор-

фириовидные граниты близки по составу к известково-щелочному граниту по Ноккольдсу, отличаются повышенным содержанием рубидия, пониженным — стронция в сравнении со средним составом гранита (Виноградов, 1962) и всеми более древними гранитоидами Балтийского щита. Постскладчатые порфириовидные граниты являются первыми гранитами, вещество которых не связано с ладожским комплексом пород. По-видимому, только начиная с этапа постскладчатых жестких разрывных деформаций, которые привели к возникновению зон брекчий, стало возможным проникновение глубинных магм, генетически не связанных с верхней частью коры.

Таким образом, кислый магматизм, во времени и генетически связанный с развитием мобильных зон, в истории докембрия территории Балтийского щита наиболее полно изучен на примере Карельско-Свекофеннской геосинклинальной системы. Для кислого шутонизма этого этапа устанавливаются прежде всего различия во времени и масштабах проявления в разных структурно-фациальных подзонах. Что касается времени, то, пользуясь терминологией, разработанной В.В. Белоусовым, В.Е. Хаиным и др. (Хаин, 1964) для фанерозойских геосинклинальных поясов, этап развития Карельско-Свекофеннского мобильного пояса, заканчивающийся ребольской фазой складчатости, может соответствовать первой стадии, или стадии начального погружения, развитие которой заканчивается частной инверсией и внедрением гранитоидов. Второй этап, синхронный со свекофеннской в зоне свекофенид и с селецкой в зоне карелид фазами складчатости, может рассматриваться как отвечающий второй стадии геосинклинального цикла, называемой предорогеной. Последнее, как это отмечалось, наиболее обоснованно с точки зрения формационного анализа супракрустальных серий может быть применимо к магматизму Приладожья. Далее, продолжительность магматизма каждой подзоны составляет примерно 100 млн. лет. Для этого этапа устанавливаются сходство основной тенденции изменения состава во времени от гранодиорита-плагиогранита к граниту и многоэтапность формирования гранитоидов, определяемая по соотношению с этапами деформаций и метаморфизмом. Наконец, к образованию гранитов в глубинных сечениях приводят метаморфическая собирательная перекристаллизация, сопровождающаяся или не сопровождающаяся метаморфической дифференциацией, селективное плавление, выборочная мобилизация, палингenez пород основания, в значительно меньшей степени метасоматоз. В менее глубинных сечениях располагаются интрузивные граниты (как правило, дифференцированные серии), предположительно возникающие из магм либо глубинного происхождения, либо генерированных в глубинных сечениях тех же геосинклинальных систем. Процессы гранитообразования глубинных сечений во всех изученных случаях протекали в условиях закрытой системы по отношению к основной массе петрогенных элементов и

приводили к образованию преимущественно гранитоидов гранодиоритового состава. Лейкократовые граниты возникают при этих процессах повсеместно, но их удельная часть столь невелика, что она практически не сказывается на расчете средневзвешенного состава гранита, отвечающего составу гранодиорита.

В третий геологический тип выделены граниты орогенной стадии развития, к которым относятся граниты Швеции, вместе с генетически связанными с ними кислыми вулканитами, составляющие единую вулканоплутоническую ассоциацию. Широко развитые в западной части шита вулканоплутонические ассоциации по набору пород, их мощности сходны с таковыми для ряда хорошо геологически изученных регионов верхнего докембрия и фанерозоя, где они принадлежат орогенной (позднеорогенной) стадии развития. Состав вулканогенных пород, среди которых большая роль принадлежит игнимбрикам, свидетельствует о том, что это — наземная порфировая формация, сопровождающаяся интрузиями гранитов и сиенитов.

Наиболее ранней плутоно-вулканической ассоциацией на территории Балтийского шита является формация Смоланд, развитая в Юго-Восточной Швеции, и вулканиты Дуобблон Северной Швеции. Граниты Смоланд рассматриваются как образованные из единой с эффузивами магмы (Magnusson *et al.*, 1960). Наблюдаются постепенные переходы между гранитами и вулканитами, выраженные появлением промежуточной фации гранит-порфиров и тонкозернистых гранитов. По составу гранитоиды этой формации варьируют от диорита до богатого микроклином гранита. В Северной Швеции вулканиты Дуобблон прорваны гранитами Суршеле, которые образуют серию неоднородных по составу массивов. Наиболее крупный массив (Welin, Christiansson, Nilsson, 1971) сложен кварцевыми монзонитами, амфиболовыми гранитами, гранит-порфирами. Несколько позднее была сформирована гранит-порфировая формация Дала, развитая в Далекарлии. Формация сложена осадочно-вулканогенной серией Дала, среди пород которой резко преобладают кислые эффузивы, и гранитами с варьирующими текстурно-структурными признаками (Lundqvist, 1968). На севере Швеции, в районе Кируны, располагается формация кислых вулканических пород и более молодых гранитоидов, аналогичных в главных чертах вулканоплутоническим ассоциациям, охарактеризованным выше. Преобладающими породами среди вулканитов являются кварцевые порфиры и сиенит-порфиры. Именно к этой формации приурочены месторождения железных руд Кируны. Порфиры прорваны многочисленными интрузиями пертит-гранитов и сиенитов (Hjelmqvist, 1966). Выполненные определения возраста как для гранитов, так и для порфиров (Welin, 1970) позволяют говорить о существенном разрыве во времени (30-60 млн лет) формирования эффузивных и интрузивных пород. Охарактеризованные гранитоиды обладают рядом особенностей, одной из которых

является высокое первичное отношение изотопов стронция - 0.710-0.714 (Welin, 1970; Welin, Blomqvist, Parwel, 1966; Welin, Christiansson, Nilsson, 1971), что свидетельствует об участии древнего корового материала в образовании гранитного вещества. Не вполне ясен вопрос о причинах различий химического состава орогенных гранитоидов севера и юга. Очевидно, что это не связано с временным фактором. Возможно, что щелочной уклон, появляющийся у эффузивов и гранитов-сиенитов на севере, объясняется различием в составе карельских и свекофенских пород, среди которых они располагаются (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974), или с различиями в химическом составе магматических источников. Первое предположение в какой-то степени подтверждается данными об изотопном составе стронция.

В целом гранитоиды этого типа обладают чертами, в частности отношением железа к магнию, заставляющими считать их промежуточными между гранитами геосинклинальными и платформенными, характеристика которых дается ниже.

Орогенные гранитоиды размещены на территории щита в зоне субмеридионального простирания. Эта зона располагается резко несогласно по отношению к северо-западным и субширотным структурам карелид и свекофенид, что в свою очередь подчеркивает независимость орогенного гранитообразования от предшествующего гранитообразования инверсионных этапов развития мобильной Карельско-Свекофенской системы.

Четвертый геологический тип охватывает граниты этапов тектонической стабилизации, которые, по-видимому, неоднократно устанавливались в истории докембрия Балтийского щита. Наиболее молодые платформенные гранитные интрузии связаны с этапом стабилизации, приведшей к формированию Восточно-Европейской платформы. Ее образование началось в среднем протерозое, когда консолидация охватила восточную часть территории и постепенно распространялась в направлении с востока на запад (Богданов, 1967).

Наиболее ранние платформенные интрузии периода становления платформы представлены гранитами рапакиви, которые внедрялись на западе щита существенно позднее, чем на востоке. Граниты рапакиви представляют собой часть сложных комплексов, в которых они ассоциируются с габбро-норито-монцонитами и анортозитами. Граниты рапакиви характеризуются присутствием специфических структур, преобладанием калия над натрием, железа над магнием. Граниты имеют высокие содержания рубидия, низкие - стронция и по высокому  $Rb/Sr$  отношению резко отличаются от всех других геологических типов гранитов, развитых на характеризуемой территории.

Кратонизация, приведшая к формированию платформы, которая определялась завершением развития Карельской геосинклинальной

системы, по-видимому, имела место в течение длительного времени и началась в северо-восточной части шита около 2 млрд лет назад. В это время здесь вслед за породами щелочно-габброидной формации внедряются интрузии щелочных гранитов (Батиева, Бельков, 1968). По данным И.Д. Батиевой, щелочные граниты слагают межформационные интрузии, приуроченные к контактам различных структурных ярусов, тектоническим швам, разделяющим различные структуры или блоки земной коры. Граниты образуют как пологолежащие пластинообразные массивы, так и крутозалегающие интрузии, дайки или системы даек.

В более ранний период развития докембрийских образований территории шита этап кратонизации на основании изучения гранитоидов может быть датирован временем 2400-2500 млн лет.

Гранитоиды этого возраста образуют интрузивные массивы и варьируют по составу от гиперстеновых диоритов-гранодиоритов до нормальных плагиомикроклиновых гранитов. Интрузии гиперстеновых диоритов-гранитов располагаются в зоне сочленения блока Беломорид с карелидами Карелии, которая рассматривается Ю.Д. Пушкаревым и К.А. Шуркиным (1967) как зона долгоживущего глубинного разлома.

Сравнение средних химических составов гиперстеновых и плагиомикроклиновых гранитоидов со средними составами аналогичных по содержанию кремнекислоты гранитов фанерозоя и средними типами пород по Ноккольдсу показало, что гранитоиды отличаются большими содержаниями железа и щелочей, в ряде случаев - титана. Гиперстеновые гранитоиды Беломорья содержат больше железа, калия, имеют более высокое отношение железа к магнезию, калия к натрию, чем чарнокиты Кольского полуострова, сходные с ними по минеральным ассоциациям, что позволило ряду исследователей относить гиперстеновые гранодиориты также к группе чарнокитов.

Большая часть интрузий, которые формировались в это время, обладает петрографическими и геологическими признаками кристаллизации в условиях жесткой рамы и небольших глубин. Отличительными признаками являются порфириовидные структуры, высокая железистость пород, высокотемпературный характер магмы в случае гиперстеновых диоритов (Свириденко, Шемякин, 1971), приуроченность к разломам, предполагаемая глубинность магматических очагов, несогласное структурное положение по отношению к более древним комплексам, временные соотношения с другими породами и событиями (ср. с гранитами рапакиви). Следовательно, можно предполагать, что рассматриваемые интрузии диоритов и гранитов представляют собой древние платформенные (!) образования, предшествующие во времени формированию карельского комплекса пород.

В пятый геологический тип выделяются граниты особой тектонической категории, названной здесь тектоно-плутонической регенерацией (активизацией).

В истории докембрия территории Балтийского щита устанавливаются три такие эпохи гранитообразования с возрастом  $2700 \pm 100$ ,  $1800 \pm 50$  и  $1000 \pm 100$  млн лет. Они отличаются от всех других рядом геологических и петрохимических особенностей. Анализ последовательности геологических событий в отдельных регионах, их датировка с помощью изотопных методов привели авторов к выводу, что гранитообразование в эти эпохи в ряде случаев значительно оторвано во времени от истории тех подвижных зон, в пределах которых оно проявлено. В Центральной Карелии широко развиты в глыбах фундамента среди карельских пород плагиомикроклиновые гранито-гнейсы с возрастом  $2700 \pm 100$  млн лет. Более древними, чем эти граниты, являются дайковый комплекс основных пород, внедрившихся в условиях жесткой рамы, и еще более древние толщи метаморфизованных зеленокаменных пород, которые также обладают рядом особенностей, нетипичных для геосинклинальных серий. Мы можем оценить интервал времени между формированием гранитов и метаморфизмом зеленокаменных пород, предшествующих внедрению даек, не менее чем в 200 млн лет. На этом примере можно видеть, что формированию гранитов не предшествовало погружение с накоплением супракрустальных толщ, которое свидетельствует о мобильном режиме этой территории непосредственно перед гранитообразованием.

Аналогичные по возрасту граниты (саамский комплекс) широко развиты на Кольском полуострове, в Беломорье, в Северной Швеции и Финляндии. Наиболее отчетливо геологическое положение этих гранитов устанавливается в области развития гнейсов кольской серии. Граниты с возрастом 2700 млн лет на этой территории также древнее карельских геосинклинальных образований. Наблюдения над геологическими взаимоотношениями гранитов и пород кольской серии показывают, что граниты образовывались одновременно не с прогрессивным метаморфизмом гнейсов кольской серии, а с диафторезом метаморфических пород. Геохронологические данные позволяют оценить интервал времени, разделяющий период прогрессивного метаморфизма, складчатости и древних геосинклинальных гранитов от диафтореза и соответствующего ему гранитообразования, в 200–300 млн лет. Характер проявления диафторических процессов и размещения гранитоидов может быть лучше всего объяснен наложением диафтореза на жесткие породы по системе разломов или трещин с перепадами температур на небольших расстояниях. Об этом же свидетельствуют и структурные наблюдения, согласно которым этап прогрессивного метаморфизма отделен от последующего раннего диафтореза фазой жестких деформаций и синхронным с ним внедрением основных пород.

На территории Беломорья последовательность геологических событий такая же, что и в области развития кольской серии: грани-

тоиды с возрастом 2700 млн лет соответствуют по времени образования метаморфизму амфиболитовой фации, который также является диафорическим процессом по отношению к более ранним этапам гранулитового метаморфизма (Стенарь, 1972; Володичев, 1969). Такими же, саамскими по возрасту, плагиомикроклиновыми гранитами занята и большая часть Мурманского массива.

Для саамской эпохи регенерации и гранитообразования характерно, что граниты 1) развиваются одновременно в регионах с различным предшествующим геологическим развитием, 2) занимают большие площади, не сравнимые с площадями, занятыми, например, геосинклинальными гранитами кольской серии.

Геологическое положение гранитов, возникших в свекофенскую эпоху гранитообразования ( $1800 \pm 50$  млн лет), изучено более детально. Наибольшие площади граниты этого возраста занимают в западной части щита, где они во времени тесно связаны с развитием раннесвекофенских гранитов. Всеми исследователями как для территории Южной Финляндии, так и для Швеции отмечалось, что образование позднесвекофенских гранитов, мигматитов, пегматитов, сопровождаемое региональным метаморфизмом, имеет место после стабилизации территории, во время которой происходит внедрение гипабиссальных даек основных пород. В Юго-Восточной Швеции региональный метаморфизм и ультраметаморфизм накладываются на осадочные серии, представленные континентальными отложениями (приливно-отливными и дельтовыми песчаниками). Очевидно, что формирование ультраметаморфических гранитоидов в этой области, начавшееся вслед за достаточно стабилизированным тектоническим режимом, нашло отражение в континентальном типе осадков, свидетельствует о существенной тектонической активизации территории.

Широко проявился кислый магматизм этого времени на территории Беломорья и на Кольском полуострове. В Беломорье это нашло отражение в широком развитии пегматитов, на Кольском полуострове в развитии гранитов, относимых к формации лейкократовых гранитов и пегматитов (Батиева, Бельков, 1968), а также пегматитов. Становление лейкократовых гранитов и аляскитов на Кольском полуострове имело место вскоре после размещения пород щелочно-габброидной формации (массива Гремья-Вырмес) и пород формации щелочных гранитов-сиенитов.

Таким образом, на большей части территории щита кислый магматизм этого времени следует рассматривать как внегеосинклинальный, имевший место вслед за этапом некоторой тектонической стабилизации. Картина аналогична и для зоны дальсандской регенерации, занимающей территорию Южной Норвегии и Юго-Западной Швеции. Интенсивные процессы магматизма и метаморфизма на этой площади происходили в интервале 1100-950 млн лет. Мощные



толщи супракрустальных пород, развитые на территории, которые можно рассматривать как образованные в геосинклинальных условиях, представлены сериями пород, сопоставимыми со свекофенскими. В период между этими сериями и гранитообразованием, т.е. в период от 1800 до 1200 млн лет, в восточной части дальсландской зоны активизации формировались субплатформенные или орогенные формации (серии Каппебо и Даль). Кислый магматизм дальсландской эпохи регенерации представлен на всей площади пегматитами и интрузиями гранитов, а в осевой части области регенерации пегматитам и постскладчатым гранитам предшествовал метаморфизм и ультраметаморфизм с образованием комплекса ультраметаморфических гранитоидов, включающих мигматиты, очковые гнейсы, ремобилизованные гнейсы фундамента. Сравнение химического состава гранитов, возникающих в эпохи тектоно-плутонической регенерации, с другими геологическими типами гранитоидов показывает ряд существенных отличий, которые определяются главным образом геологическими условиями их образования. Для разновозрастных серий гранитов эпох регенерации в отличие от всех других гранитов характерно отсутствие зависимости между содержанием кремнекислоты и следующих элементов и их отношений  $K/(K + Na)$ ,  $Fe/(Fe + Mg)$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ . Сравнительная однородность состава выражается отсутствием больших различий между разновозрастными гранитами разных регионов, а также значительно меньшими различиями для ряда элементов в крайних средних значениях при тех же содержаниях  $SiO_2$ .

Что касается абсолютных значений средних содержаний элементов и их отношений, то для саамских, свекофенских и дальсландских гранитов характерно более высокое отношение  $K/(K + Na)$ , чем в древних гранитах фундамента и в большинстве геосинклинальных гранитов, более высокое отношение  $Fe/(Fe + Mg)$ , чем в геосинклинальных гранитах, минимальное содержание  $Na_2O$  в сравнении с большинством других типов гранитоидов и промежуточные значения для  $K_2O$  между орогенными и платформенными комплексами, с одной стороны, и геосинклинальными — с другой. Отсутствие среди гранитных серий эпох регенерации пород с содержанием  $SiO_2$  меньше 62% свидетельствует в целом об их значительно более кислом составе в сравнении с геосинклинальными сериями, где широко представлены кварцевые диориты-гранодиориты.

Количественные петрохимические исследования, основанные на геохимическом опробовании по площади, свидетельствуют о том, что аллохтонное гранитообразование в эпохи тектонической активизации проходило в условиях открытой системы как по отношению к главным пороодообразующим элементам, так и по отношению рубидия и стронция, для которых были выполнены соответствующие определения.

Сравнение геологической истории территории Балтийского щита в эпохи тектоно-плутонической регенерации, сопровождаемой гранитообразованием, с зонами активизации в фанерозое, обнаруживает ряд существенных общих черт. Прежде всего отсутствует временная и пространственная связь с предшествующим геосинклинальным развитием; широко проявлен кислый магматизм при резко подчиненном, предшествующем во времени основном магматизме, который выражен преимущественно дайками основных пород; сходен тектонический режим.

В заключение об эпохах тектоно-плутонической регенерации следует затронуть еще один вопрос. Мы не имеем в большинстве случаев синхронных с этими эпохами осадочных серий, формационный состав которых помог бы решить вопрос об общем тектоническом режиме в эти периоды. Для областей развития докембрия определенную помощь в этом отношении могут оказать данные об Ar / K отношениях в минералах. На значение K - Ar датировок пород для тектоники обращалось внимание многократно. В частности, для территории Балтийского щита (Кратц, Лобач-Жученко, 1970) рассмотрен вопрос о соответствии в пространстве зон с равными возрастными по K - Ar методу с блоками земной коры, характеризующимися различным глубинным строением. Совместное использование изотопных и геологических данных позволяет подойти к решению вопроса о тектоническом режиме в период активизации для свекофеннской и дальсландской эпох гранитообразования.

В свекофенскую эпоху образование гранитов происходило в интервале 1850-1750 млн лет (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974). Для этих же площадей возраст слюд по K - Ar методу близок к 1750-1700 млн лет. Исходя из сохранности аргона в слюдах можно утверждать, что вслед за образованием гранитов вся территория в виде блока в течение примерно 50 млн лет была приподнята относительно термического уровня 200-150°C, выше чего Ar / K система становится закрытой. Об этом можно судить и по геологическим данным, так как на позднесвекофенских гранитах и вмещающих их комплексах располагаются породы порфировой формации, возраст которых варьирует от 1740 до 1600 млн лет. Отсюда геологические взаимоотношения свекофенских гранитов с породами порфировой формации также свидетельствуют о том, что в период между 1800 и 1750 млн лет эта область была приподнята и эродирована, после чего на ее поверхности происходило излияние вулканических пород. Сохранность аргона в слюдах свидетельствует о том, что ни в этот период, ни позднее область развития свекофенских гранитов не испытывала существенного погружения. Таким образом, свекофенская вторичная тектоно-плутоническая активизация происходила в условиях общего подъема территории. Аналогичные данные о последующем за гранитообразованием и метаморфизмом

подъеме территории имеются и для дальсландской зоны (O'Nions, Baadsgaard, 1971).

Области тектоно-плутонической регенерации и сопутствующего ей гранитообразования в их современных границах хорошо выделяются по распределению K-Ar датировок. Эти площади, в свою очередь совпадают с блоками земной коры, характеризующимися различным глубинным строением (Шустова, 1966; Kratz, Gerling, Lobach-Zhuchenko, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Sellenvoll, Warrick, 1971). Напрашивается мысль о том, что тектоно-плутоническая регенерация описанного выше типа связана с возникновением и развитием крупных геоблоков земной коры. Вероятно, благоприятными для этого были периоды поднятия геоблоков, которое, возможно, так или иначе было сопряжено с нарушением физико-химических условий в глубоких сечениях земной коры.

Очевидно, что предлагаемая здесь корреляция типов гранитообразования с тектоникой может найти отражение в других, сопряженных вопросах эндогенной (глубинной) геологии, петрологии, геохимии и т.д., в том числе и в такой традиционной проблеме, как генезис гранитов. Тем больше основания надеяться, что затронутые в настоящей статье вопросы вызовут надлежащее их обсуждение.

## Л и т е р а т у р а

- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского п-ва. - В кн.: Очерки по петрологии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., "Наука", 1968.
- Б о г д а н о в А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. - Вестн. Моск. ун-та, 1967, № 1.
- В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- В о л о д и ч е в О.И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма. - Труды Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1969, вып. 4.
- Г е р л и н г Э.К., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., Г о р о х о в И.М., К о л ь ц о в а Т.В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. - В кн.: Геохронол. рубежи и геол. эволюция Балт. щита. Л., "Наука", 1972.

- Горохов И.М., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Байкова В.С. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса кольской серии. Тезисы доклада. Днепропетровск, 1973.
- Кольцова Т.В. Использование пироксенов в К-Аг геохронологии. - В кн.: Геохронол. рубежи и геол. эволюция Балт. щита. Л., "Наука", 1972.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. - В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита. Л., "Наука", 1968.
- Лобач-Жученко С.Б., Байкова В.С., Чекулаев В.П. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука", 1974.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Петрология. - В кн.: Геология и петрология гранито-гнейс. обл. Юго-Зап. Карелии. Л., "Наука", 1969.
- Лобач-Жученко С.Б., Яскевич Н.И., Борисова К.Д. Гранитоиды. - В кн.: Геология и петрология гранито-гнейс. обл. Юго-Зап. Карелии. Л., "Наука", 1969.
- Мануйлова М.М., Кольцова Т.В. О возможности применения К-Аг метода для палеотермических и палеотектонических реконструкций (на примере Прибайкалья). - Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5.
- Мурбат С. Соотношения изотопов в метаморфических породах. - В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Перевозчикова В.А. Основные черты тектонического строения северо-западной части Центрально-Кольского антиклинорного поднятия и вопросы корреляции супракrustальных комплексов. - В кн.: Геология и метаморфизм пород архея центр. части Кольск. полуострова. Л., "Наука", 1968.
- Пушкарев Ю.Д., Шуркин К.А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. - В кн.: Деформации и структуры докембрийск. толщ. Л., "Наука", 1967.
- Свириденко Л.П., Шемякин В.М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971.

- Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). - Геотектоника, 1972, № 5.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра", 1966.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Шемакин В.М., Шуркин К.А. Формационные типы чарнокитов Балтийского щита. - В кн.: Геология, формац. анализ, петрология и металлоген. специализация кристал. образования Рус. платформы. Воронеж, 1972.
- Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геология, 1966, № 5.
- Black L.P., Gale N.H., Moorbath S., Pankhurst R.J., McGregor V.R. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland. - Earth Planet. Sci. Letts., 1971, vol. 12, p. 245-259.
- Compston W., Arriens P.A. The Precambrian geochronology of Australia. - Can. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, No 3, pt. 2.
- Condie K.C. North American composition of the ancient crust. - Science, 1967a, vol. 155, No 3765, p. 1013-1015.
- Condie K.C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967b, vol. 31, No 11.
- Condie K.C., Macke J.E., Reimer T.O. Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2759-2776.
- Green D.C., Baadsgaard H., Cumming G.L. Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada. - Can. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, No 3, pt. 2.
- Harper C.T. Isotopic ages from the Appolachians and their tectonic significance. - Can. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, No 1.
- Hjelmqvist S. Berggrundskarta over Kopparberg. - SGU, Ser. Ca, 1966, No 40.
- Kratz K.O., Gerling E.K., Lobach-Zhuchenko S.B. The isotope geology of

- the Precambrian of the Baltic Shield. - Can. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, No 3, pt. 2.
- Lundqvist T. Precambrian geology of the Los-Hamra region central Sweden. - SGU, Ser. Ba, 1968, No 23.
- Magnusson N.H., Thorlund P., Brotzen F., Asklund B., Kulling O. Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden. - SGU, Ser. Ba, 1960, No 16.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gale N.H., McGregor V.R. Further Rb-Sr age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. - Nature Phys. Sci., 1972, vol. 240, No 100, p. 78-82.
- O'Nions R.K., Baadsgaard H. A radiometric study of polymetamorphism in the Bamble region. - Norway. Contr. Mineral. a. Petrol., 1971, vol. 34, p. 1-21.
- Pankhurst R.J., Moorbath S., Rex D.C., Turner G., Mineral age patterns in CA 3700 my old rocks from West Greenland. - Earth a. Plan. Sci. Letts., 1973, vol. 20, No 2.
- Sellevoll A., Warrick R.E. A refraction study of the crustal structure in southern Norway. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, vol. 61, No 2.
- Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. - Geochim et Cosmochim. Acta, 1964, vol. 28, No 8.
- Welin E. Den Svekofeniska orogena zonen i norra Sverige en preliminar diskussion. - GFF, 1970, vol. 92, pt. 4.
- Welin E., Blomqvist G., Parwel A. Rb/Sr whole rocks age data on some Swedish Precambrian rocks. - GFF, 1966, vol 88, No 524.
- Welin E., Christiansson K., Nilsson O. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks on Northern Sweden. - SGU, Ser. C, 1971, No 666.

## СВЕКОФЕННСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

Свекофеннский пояс принадлежит к числу наиболее детально исследованных раннедокембрийских структур, что послужило автору основанием для выделения одноименного типа метаморфических поясов, для которых характерно проявление зонального метаморфизма в режиме одной из андалузит-силлиманитовых фашиальных серий (Глебовицкий, 1973). Подробный анализ тектоники Южно-Финляндской складчатой области, с которой территориально совпадает рассматриваемая структура, сделан в специальной монографии (Судовиков и др., 1970). Здесь мы ограничимся тем, что приведем лишь самые необходимые сведения о супракрустальных формациях, распространенных в этом регионе, и о его тектонической структуре.

Южно-Финляндская складчатая область на востоке и северо-востоке граничит с Центрально-Карельской структурной зоной, а на юго-западе — с Прибалтийским геоблоком, сложенным главным образом раннеархейскими образованиями, метаморфизованными, подробно кольской серии на севере Балтийского щита, в условиях гранулитовой фации умеренной глубинности (Кратц, Глебовицкий, 1972).



Рис. 1. Структурно-формационные зоны Южно-Финляндской складчатой области.

Стратиграфия. Наиболее широким распространением на рассматриваемой территории пользуются мощные геосинклинальные толщи, характер разреза которых заметно меняется в латеральном направлении. Это позволило ранее (Судовиков и др., 1970) расчленить всю область на структурно-формационные зоны (рис. 1).

Во внешней, северо-восточной, зоне стратиграфическая последовательность толщ устанавливается достаточно надежно. В основании разреза на периферии области седиментации залегают толщи кварцитов и карбонатных пород, несогласно перекрывающие гранито-гнейсовый фундамент, вулканогенно-осадочные раннекарельские серии и сменяющие

их вверх по разрезу „калевийские сланцы“, которые вместе с подстилающими породами и „офиолитами представляют собой формации карельской (а точнее, свекофеннской) геосинклинали (или „прото-геосинклинали“)“ (Эскола, 1967, с. 172).

Формации кварцитов, являющихся продуктами переотложения кор химического выветривания, и доломитов по направлению к внутренним частям прогиба исчезают и сменяются маломощными толщами основных вулканитов и карбонатных пород сортавальской серии, обнажающейся в обрамлении гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов.

Сортавальская серия перекрыта толщами ладожской серии, являющейся стратиграфическим и формационным аналогом калевийских сланцев и сложной главным образом терригенными породами, всегда обладающими четкой ритмичной слоистостью, подводно-оползевыми текстурами и другими признаками флишевой формации. Обычно ладожская серия подразделяется на две толщи, одна из которых (верхняя) отличается от другой большей железистостью и глиноземистостью.

Разрезы внутренних, примыкающих к Центрально-Финляндскому массиву, зон Южно-Финляндской складчатой области обладают существенными отличительными чертами. Детальными исследованиями в районах г. Тампере и г. Юливиески (Simonen, 1953; Salli, 1964) доказано, что терригенная флишевая формация существенно грауваккового состава в нижних своих частях с конгломератами в основании перекрывает мощную толщу основных и средних вулканитов. В верхней части разреза (над флишем) снова появляются метаэффузивы основного состава.

В южной части Финляндии, вдоль побережья Финского залива, протягивается специфическая зона, условно выделенная на прилагаемой схеме как внешняя (рис. 1). Сложная складчатость и высокая степень регионального метаморфизма не позволяют с достаточной надежностью воссоздать стратиграфическую последовательность. Однако некоторые особенности вещественного состава распространенных в пределах этой зоны толщ привлекают к себе внимание. По данным М. Хёрме (Härme, 1957), в ядре купольной структуры в районе дер. Мустйо (к западу от Хельсинки) обнажается пачка гнейсов аркозового состава с многочисленными прослоями карбонатных пород, которая перекрыта мощными толщами гранат-кордиеритовых и гранат-биотитовых гнейсов с реликтами ритмичной слоистости.

В районе Ориярви Х. Туоминен (Tuominen, 1957) расшифровал структуру метаморфических толщ и детально охарактеризовал расположенный на участке гранито-гнейсовый облекаемый купол, вокруг которого встречены последовательно сменяющие друг друга полевошпатовые сланцы аркозового состава, карбонатные породы и

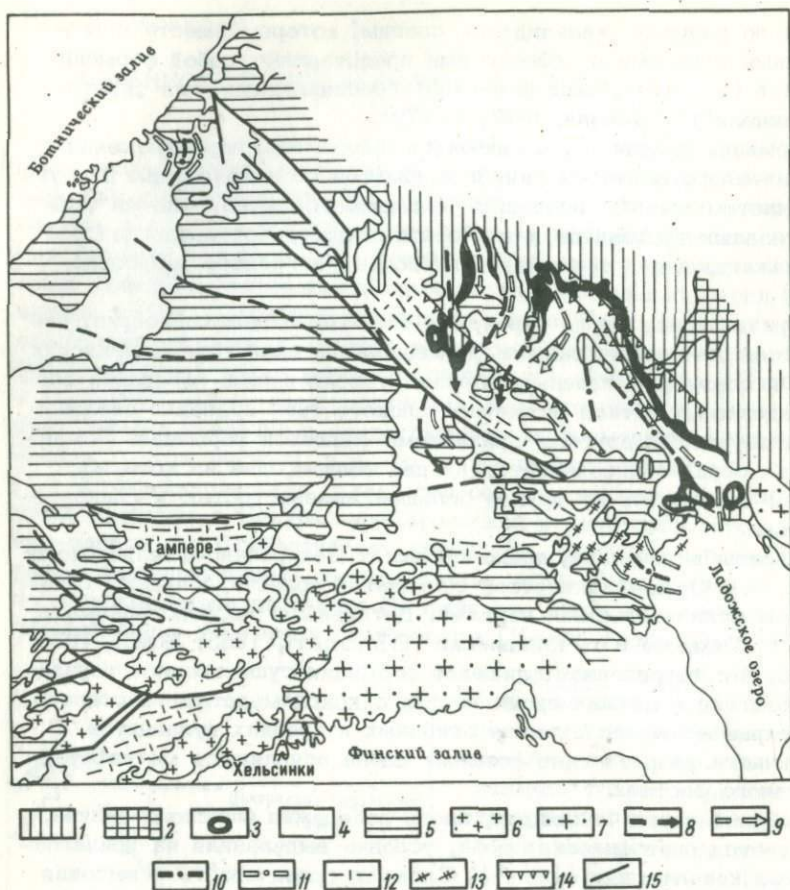


Рис. 2. Структура Южно-Финляндской складчатой области.

1 - докарельский фундамент; 2 - раннекарельские толщи (аналоги гимольской серии); 3 - горизонты метаконгломератов, кварцитов, основных метавулканитов, карбонатных пород ятулия и сортавальской серии; 4 - кристаллические сланцы и гнейсы ладожской серии и ее аналогов; 5 - области распространения соскладчатых (синхронных с главным, вторым, этапом деформационного цикла) гранитоидов; 6 - области распространения позднекладчатых (синхронных с поздним, третьим, этапом деформационного цикла) гранитоидов; 7 - граниты рапакиви. Осевые линии: 8 - антиклиналей; 9 - синклиналей первого этапа деформационного цикла; 10 - антиклиналей; 11 - синклиналей второго этапа деформационного цикла; 12 - ориентировка прочих складок второго этапа деформационного цикла; 13 - ориентировка кинкзона и осевых линий складок третьего этапа деформационного цикла; 14 - надвиги и пологие взбросы; 15 - крутопадающие взбросы второго и третьего этапа деформационного цикла.

параамфиболиты, конгломераты, а затем кислые и основные вулканы. Вся эта толща перекрыта обычными для этой зоны биотит-гранатовыми гнейсами, возникшими при метаморфизме ритмично-слоистых, терригенных, флишoidных толщ.

В районе г. Лахти М. Лехиярви (Lehijarvi, 1962) описал интересный горизонт кварцитов с косою слоистостью и со знаками ряби, которые подстилают гнейсовую толщу и перекрывают гранодиорито-гнейсы фундамента.

Метаморфизованные аркозы, карбонатные породы и кварциты, ассоциирующиеся иногда с маломощными горизонтами основных метавулканитов, встречены и в других районах Южной Финляндии, но их структурное положение во многих случаях проблематично. Тем не менее приведенных примеров достаточно, чтобы увидеть большое сходство разрезов внешних зон свекофеннской геосинклинали.

Структура Южно-Финляндской складчатой области. Изучение последовательности формирования складчатых и разрывных структур в Южно-Финляндской складчатой области приводит к заключению о существовании здесь полного деформационного цикла (Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1973).

Во время первого этапа деформации (рис. 2) были образованы антиклинальные поднятия докарельского фундамента и разделяющих их синклиналиных структур. При этом в сводах этих поднятий возникали лежащие изоклинальные складки с осевыми поверхностями, занимающими субпараллельное положение по отношению к напластованию. Такие структуры вообще характерны для раннего этапа деформационного цикла. Крупные складки первого этапа нельзя рассматривать только как результат действия радиальных сил. По мере увеличения амплитуды вертикальных движений и возрастания пластичности пород усиливалось тангенциальное сжатие в направлении от свода поднятия к периферии, что вызвало возникновение зон линейных, сильно сжатых прямых или слабо опрокинутых складок, обрамляющих поднятия. Одна из таких зон была детально изучена в Северном Приладожье, в районе пос. Импилахти и мыса Импиниеми (Судовиков и др., 1970).

Ко второму этапу относится формирование линейной складчатости северо-западного простирания, аналогичным образом ориентированных зон смятия и расланцевания, взбросов и надвигов. Характерной особенностью этих структур является их образование в условиях сильного тангенциального сжатия, направление которого хорошо выдерживается в пределах всей подвижной области и не зависит от ориентировки предшествующих структур.

Сквозной характер складчатости требует признания идеи сокращения складчатого сегмента во время этого этапа деформаций. Отсюда вытекают некоторые важные для нас следствия. Одним из них является образование в осевой части подвижной области (в данном

случае вблизи границы внешних и внутренних зон) сильно сжатых прямых или слабо запрокинутых складок, детально исследованных в Северо-Западном Приладожье (Судовиков и др., 1970). Характерной чертой их является значительное растяжение крыльев в процессе перемещения материала вдоль кинематической оси  $a$  и развитие кристаллизационной сланцеватости осевой поверхности, вдоль которой ориентируется жильный материал мигматитов. Отсюда ясно, что выжимание материала вверх (а это является выражением начальной стадии частной инверсии интрагеосинклинального прогиба) происходило одновременно с относительно ранними стадиями ультраметаморфизма.

Вторым важным следствием общего тангенциального сжатия и значительного сокращения складчатого сегмента является возникновение опрокинутых в сторону Центрально-Карельской зоны и лежащих изоклинальных складок, а также надвигов и взбросов в периферических частях подвижной области. Такие структуры были описаны в районе г. Сортавалы (Судовиков и др., 1970). Следует обратить внимание на то, что в процессе движений вдоль пологих надвигов происходил срыв и перемещение в северном направлении небольших облекаемых куполов. Параллельно с этим возникали лежащие изоклинальные складки, опрокинутые крылья которых часто срезались надвигами. Во фронтальной части перемещающихся на север покровов формировались зоны линейных складок субширотного и северо-западного простирания. В районе пос. Импилахти и мыса Импиниеми они накладывались на ранее сформированные линейные складки субмеридионального простирания, отнесенные нами к первому этапу деформационного цикла.

Лежащие складки и надвиги существуют и в зоне юго-западнее Оутокумпу (рис. 2). Этот вывод не нов. П. Эскола (1967) на основании многочисленных данных специально подчеркивал эту особенность тектоники Южно-Финляндской складчатой области и обращал внимание на то, что по этому признаку она близка к подвижным поясам альпийского типа. Однако тектонические покровы, о которых идет речь, хотя и напоминают в генетическом отношении пеннинские, несоизмеримы по масштабам с последними. После развития надвигов в Северном Приладожье не было столь существенных складчатых деформаций, как, например, в Аппалачской складчатой системе. Это необходимо иметь в виду при анализе связи петрогенетических особенностей метаморфизма со структурой.

Третий этап деформации включает образование мелких складок, осевые поверхности которых ориентированы поперечно или диагонально по отношению к структурам второго этапа, зон рассланцевания, повторной мигматизации и агматизации, являющихся разрывами в среде с относительно низкой вязкостью, и диапиродных куполов Южной и Центральной Финляндии.

Все эти деформации непосредственно продолжают тектонические движения второго этапа, обусловлены ими, являясь следствием пластического ламинарного течения масс вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок субширотного и северо-западного простирания. Такие движения вызывали осевое по отношению к последним структурам сжатие. Именно поэтому малые складчатые формы и кинкзоны третьего этапа деформаций проявлены почти исключительно в осевых зонах Южно-Финляндской складчатой области, в то время как на ее северо-восточной окраине разрывные нарушения такого типа появляются непосредственно после первого этапа и увязываются со вторым (Судовиков и др., 1970).

Деформации второго и третьего этапов отделены друг от друга внедрением даек основных и средних пород, часто наблюдающихся в относительно высокотемпературных зонах рассматриваемого метаморфического пояса.

Вопрос о времени формирования купольных структур Южно-Финляндской складчатой области заслуживает специального рассмотрения. По мнению П. Эскола (Eskola, 1949), купола Северного Приладожья являются следствием повторной мобилизации гранитоидов, слагавших отдельные массивы в древнем фундаменте карелид, и представляют собой структуры диапирного типа. Эта точка зрения была подвергнута серьезной критике со стороны Н.Г. Судовикова (1954), который интерпретировал эти структуры как блоки основания, обособившиеся на относительно поздних стадиях тектонических движений. Не останавливаясь подробно на анализе данной концепции, отметим только справедливость ее в том отношении, что в северо-ладожских куполах действительно нет никаких признаков диапиризма. Они являются следствием многократной складчатой деформации гранито-гнейсов фундамента и ладожского комплекса (Судовиков и др., 1970). При этом открытые складки ранних стадий пересекаются надвигами.

Иной характер соотношений между куполами и структурами разных генераций наблюдается в Южной Финляндии. Показательным в этом отношении является район месторождения Ориярви, где Х. Туоминен (Tuominen, 1957) провел детальные геофизические и структурно-геологические исследования, на основании которых Ориярвинский купол был интерпретирован как диапир, поднимавшийся во время третьего этапа деформации и деформировавший линейные складки субширотного простирания.

Для всей Южной Финляндии характерно широкое развитие диапиронных куполов, которые детально были описаны Э. Кранком (Kranck, 1957). В ядрах этих куполов обнажаются типичные для этого региона граниты, резко обогащенные калием (Simonen, 1953). В Северном Приладожье аналогичные по составу образования встречены в районе пос. Кузнечное и о. Койонсаари. Ранее отмеча-

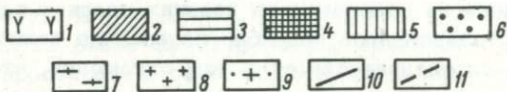
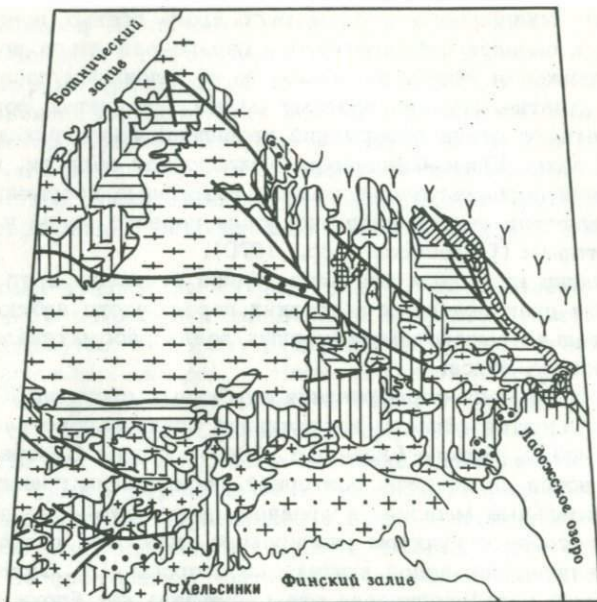


Рис. 3. Зоны регионального метаморфизма в Свеккофенском метаморфическом поясе.

1 - гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации досвеккофенского метаморфизма. Зоны: 2 - фации зеленых сланцев; 3 - ставролитовых; 4 - гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой; 5 - гранат-силлиманит-кордиерит-ортоклазовой субфации куммингтонитовых амфиболитов; 6 - гранулитовой фации; 7 - области распространения складчатых гранитоидов; 8 - области распространения поздне-складчатых гранитоидов; 9 - граниты рапакиви; 10 - крупные взбросы и надвиги; 11 - границы метаморфических зон.

дось, что эти граниты обладают явными эруптивными контактами и внедряются после формирования зон рассланцевания и разрывов северо-восточного простирания (Судовиков и др., 1970). Это дает основание связывать образование массивов этих гранитов, а вместе с ними и диапиродных структур с третьим этапом деформаций.

**Метаморфическая зональность.** Южно-Финляндская складчатая область представляет собой классический регион развития зональности андалузит-силлиманитового типа (рис. 3). Степень изменения пород варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Исследование соотношений кристаллизации критических минералов и их парагенезисов со стадиями деформаций показывает, что высокотемпературный метаморфизм накладывается на структуры второго этапа (Судовиков и др., 1970). Подтверждением этого может служить тот факт, что минеральная линейность, ориентированная по направлению перемещения тектонических покровов, выражена такими минералами, как куммингтонит и силлиманит, а в более южных районах гиперстен располагается параллельно шарнирам изоклинальных складок северо-западного простирания, с развитием которых и связано возникновение тектонических покровов на севере.

Обращает на себя внимание тот факт, что изограды ставролита и силлиманита в Северном Приладожье, пересекая Сортавальскую группу поднятий, окаймляют с севера Питкярантскую группу поднятий. Это можно объяснить, если учесть некоторые особенности структуры. Сортавальский выступ во время второго этапа деформаций испытывал интенсивное тангенциальное сжатие, частично был сорван со своих корней и перемещен на север по надвигам. При этом он не испытал заметного воздымания. Вместе с тем в Питкярантской группе поднятий имеются элементы структур, указывающие на подъем гранито-гнейсовых ядер на поздних стадиях тектонических движений, что и привело к деформации изотермических поверхностей.

Рассмотрим некоторые петрологические особенности метаморфизма в Южно-Финляндской складчатой области и попытаемся оценить термодинамические условия метаморфизма, пользуясь рассчитанной ранее схемой минеральных фаций, предложенной автором этой статьи (рис. 4), и существующими минералогическими термометрами (табл. 1) и барометрами.

В зоне зеленосланцевой фации встречаются пиррофиллитовые кварциты, в которых в процессе прогрессивного метаморфизма появляются как кианит, так и андалузит. Этот факт может свидетельствовать о том, что при температуре около 450–480°C давление составляло примерно 4–4,5 кб.

В рассматриваемом районе нигде не были найдены хлоритоидные породы, а ставролит возникал за счет хлорита и мусковита или хлорита, мусковита и граната, в непосредственной близости от зоны

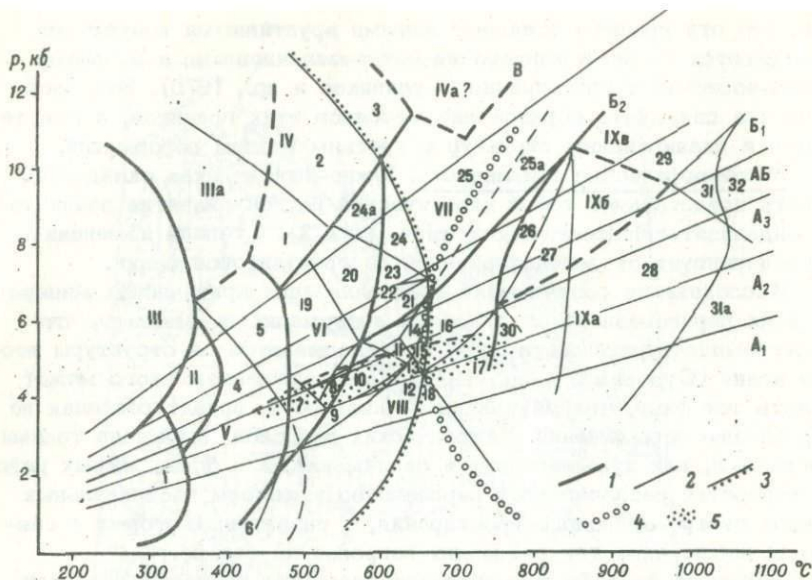


Рис. 4. Схема фаций, субфаций и фациальных серий и режим метаморфизма в Свеккофеннском поясе.

1 - границы фаций (как правило, несколько моновариантных равновесий); 2 - равновесия, принятые в качестве границ субфаций; 3 - верхний предел устойчивости мусковита с кварцем; 4 - минимум плавления гранита (граница зоны мигматизации); 5 - область - условий свеккофеннского метаморфизма. Обозначения на диаграмме. Фации: I - цеолитовая и пумпеллиит-пренитовая; II - пумпеллиит-актинолитовая; III - глаукофан-лавсанитовых сланцев; IIIa - глаукофан-эпидотовых сланцев; IV - кианит-цоизит-кварцевых сланцев; IVa - кианитовых эклогитов; V - зеленых сланцев; VI - эпидотовых амфиболитов; VII - алмандиновых амфиболитов; VIII - куммингтонитовых амфиболитов; IX - гранулитовая (а - низких, б - умеренных, в - высоких давлений). Субфации: 1 - парагонит-цоизит-кианит-кварцевая; 2 - мусковит-цоизит-кианит-кварцевая; 3 - цоизит-кианит-кварцевая; 4 - безгранатовые; 5 - гранатовые (фации зеленых сланцев); 6 - хлоритоид-кордиеритовая; 7 - гранат-хлорит-мусковитовая; 8 - кордиерит-ставролит-хлоритовая; 9 - кордиерит-ставролит-гранатовая; 10 - ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая; 11 - биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая; 12 - кордиерит-андалузит-мусковитовая; 13 - андалузит-гранат-мусковитовая; 14 - силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая; 15 - силлиманит-гранат-мусковит-биотитовая; 16 - силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая (амфиболитовая); 17 - силлиманит-гранат-кордиерит-

граната. Нет возможности определить положение этих равновесий по отношению к реакции появления жедрита. Поэтому зону эпидот-амфиболитовой фации нельзя выделить на карте. Можно лишь констатировать что соответствующие ей парагенезисы встречаются лишь возле изограды граната. Эта ситуация вполне естественна, так как нижняя граница поля устойчивости алмадинна при относительно низком давлении смещается в сторону высоких температур, а парагенезисы жедрита с кордиеритом и гранатом и куммингтонита с роговой обманкой и с плагиоклазом становятся, наоборот, более низкотемпературными (Глебовицкий, 1973).

В зоне низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов появляются интересные парагенезисы, позволяющие судить об условиях метаморфизма. В их числе следует упомянуть ассоциацию ставролита с кордиеритом в калиевых метапелитах (двусланцевых сланцах), что свидетельствует о кристаллизации примерно при 4 кб. При этом в таких сланцах часто наблюдаются реакционные соотношения минералов, говорящие о тенденции к смещению равновесий  $\text{ставролит} + \text{кварц} = \text{гранат} + \text{кордиерит} + \text{андалузит}$  и  $\text{ставролит} + \text{биотит} + \text{кварц} = \text{гранат} + \text{кордиерит} + \text{мусковит}$  вправо (одновременное замещение ставролита кордиеритом и андалузитом, образование нового мусковита и сохранение устойчивости граната). Это может указывать на условия, переходные между ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой и кордиерит-ставролит-гранатовой субфациями, что отвечает 4-4,5 кб.

ортоклазовая (амфиболитовая); 19 - ставролит-хлорит-мусковитовая; 20 - ставролит-биотит-кианит-мусковитовая; 21 - биотит-ставролит-мусковит-кианитовая; 22 - кордиерит-ставролит-жедритовая; 23 - ставролит-жедритовая; 24 - гранат-кианит-биотит-мусковитовая (или жедрит-кианит-гранатовая); 24а - кианит-гранат-хлоритовая; 25 - гранат-кианит (силлиманит - 25а)-биотит-ортоклазовая; 26 - силлиманит-биотит-ортоклазовая (гранулитовая); 27 - силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая (гранулитовая); 28 - гиперстен-кордиерит-ортоклазовая; 29 - гиперстен-силлиманит-ортоклазовая; 30 - рогово-обманково-гиперстен-диопсид-плагиоклаз-кварцевая; 31, 31а - шпидель кварцевая (без парагенезиса граната с кордиеритом); 32 - сапфирин-кварцевая. Фациальные серии: А<sub>1</sub> - хлоритоид-кордиерит-андалузит-силлиманитовая; А<sub>2</sub> - ставролит-андалузит-силлиманитовая; А<sub>3</sub> - ставролит-кордиерит-силлиманитовая; АБ - промежуточная, кианит-андалузит-ставролит-кордиерит-силлиманитовая; Б<sub>1</sub> - ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовая; Б<sub>2</sub> - ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовая; В - глаукофан-лавсонит-омфацил-гранатовая (или жадеит-глаукофановая).

Т а б л и ц а 1

Температура образования различных парагенезисов ладожской серии

№ образца	Парагенезис	X Gr Mg	X Bt Mg	T°, по Л.Л. Пер- чуку (1967)	T°, по В.А. Гле- бовицкому и др. (1972)	Оценки по-пет- рогенетическим элементам (Глебовицкий, 1973), °C
Фация куммингтонитовых амфиболитов						
Л-55	Bt ± Musc + SilI + Gr + Pl + Qu	0,194	0,513	620	645	630-670
Л-60	То же	0,194	0,520	620	645	630-670
Л-196	" "	0,173	0,540	600	610	630-670
Л-139	Bt ± Musc + SilI + St + Gr + Pl + Qu	0,162	0,505	610	615	~ 630
Л-56	То же	0,172	0,494	625	650	~ 630
2168	Bt + Gr + KFsp + Pl + Qu	0,184	0,491	630	680	670-750
Л-273	Bt + Gr + SilI + Cd + KFsp + Pl + Qu	0,246	0,545	655	700	670-750
10566	Bt + Gr + And + Cd + KFsp + Pl + Qu	0,233	0,470	657	790	670-750
Л-295	Bt + Gr + SilI + Cd + KFsp + Pl + Qu	0,236	0,530	655	710	670-750
Л-134	То же	0,201	0,443	670	780	670-750
Гранулитовая фация						
Л-16	Bt + Gr + KFsp + Pl + Qu	0,320	0,549	720	825	750-870
Л-12	То же	0,290	0,569	675	750	780-870
Л-32а	" "	0,254	0,548	660	700	750-870
606в	" "	0,201	0,474	660	720	750-870

6206	To же	0.178	0.438	625	720	750-870
Л-4	Bt + Hrp + Gr + Pl + Qu	0.296	0.576	670	730	750-870
375	Bt + Gr + Cd + Sil <sub>1</sub> + KFsp + Pl + Qu	0.284	0.577	660	720	750-870
718		0.247	0.555	640	700	750-870
Переход от амфиболитовой и гранулитовой фаз						
Л-50а	Bt + Gr + Pl + KFsp + Qu	0.244	0.500	680	780	750
Л-7в	Bt + Gr + Pl + Qu	0.237	0.546	640	710	750
Л-3в	To же	0.221	0.479	660	780	750
Л-54	" "	0.220	0.490	660	740	750
Л-54а	" "	0.200	0.527	620	650	750
Л-19а	" "	0.262	0.470	700	820	750

Примечание. Анализы с индексом Л взяты у В.Я. Лебедева и др. (1964).

Об относительно низких значениях давления в зонах среднетемпературного метаморфизма свидетельствует не только повсеместное отсутствие кианита, но и устойчивость ассоциации кордиерита с альмандином и сосуществование жедрита исключительно с гранатом и кордиеритом (но не со ставролитом и с одной из модификаций  $Al_2SiO_5$ ).

Наиболее точную информацию о величине давления при метаморфизме можно получить при анализе парагенезисов в участках перехода от среднетемпературных к высокотемпературным зонам (около 630-660°C). Ставролит исчезает в поле устойчивости силлиманита, а биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая субфация (рис. 4, 11) сменяется силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой (рис. 4, 15), что возможно при давлении около 4,5 кб. В Северном Приладожье выделяется достаточно широкая зона последней субфации. Вероятно, она существует и в других участках Южно-Финляндской складчатой области (например, в районе Куопио), однако степень изученности метаморфизма не столь высока, чтобы можно было бы повсеместно выделить зону, соответствующую столь узкому интервалу температур.

Появление мигматитов (начало плавления гранитоидов) в Северном Приладожье происходит на границе гранат-силлиманит-биотитовой и гранат-

кордиерит-ортоклазовой субфации, что определяет величину давления примерно в 4,5 кб. В то же время ассоциация андалузита с гранатом, кордиеритом, биотитом и калиевым полевым шпатом, хотя и встречается в зоне мигматизации (Судовиков и др., 1970), но крайне редко. Поэтому можно говорить о том, что давление редко опускалось ниже 4 кб.

Менее надежно оценивается давление в высокотемпературной части фации куммингтонитовых амфиболитов и в гранулитовой фации. Повсеместное развитие парагенезисов гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации говорит лишь о том, что давление, как правило, не превышало 6-6,5 кб.

Зоны ставролитовых, силлиманит-биотит-мусковитовой, кордиерит-гранат-ортоклазовой субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов и зона перехода к гранулитовой фации детально исследованы петрологически.

Основываясь на имеющихся опубликованных материалах (Лебедев и др., 1964; Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972), можно наметить некоторые закономерности изменения состава минералов с возрастанием степени метаморфизма. В биотитах по мере повышения температуры уменьшается содержание октаэдрического алюминия при примерно постоянной концентрации алюминия в четверной координации, что вполне понятно, если учесть эндотермический характер процессов, сопровождающихся переходом  $Al_{VI} \rightarrow Al_{IV}$ . При этом уменьшение  $Al_{VI}$  сопровождается повышением магнезиальности биотита (Судовиков и др., 1970). Как и в других регионах, с повышением степени метаморфизма повышается магнезиальность граната (Лебедев и др., 1964; Судовиков и др., 1970).

Гранаты метapelитов Свекофеннского метаморфического пояса отличаются от соответствующих парагенетических типов этого минерала более глубоинных комплексов повышенной железистостью. При этом в ассоциации с кордиеритом в фации куммингтонитовых амфиболитов встречаются гранаты с содержанием пироба ниже 20%, что свидетельствует о давлении, не превышающем 5 кб. О невысоких величинах давления свидетельствует также низкое содержание кальциевых минералов в пиральспитах.

В зонах средне- и высокотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов широко распространен парагенезис куммингтонита с роговой обманкой, плагиоклазом меняющейся основности, гранатом и кварцем. При более высоких температурах становится устойчивым ортопироксен. Характерно низкое содержание алюминия в кальциевом амфиболе, ассоциирующемся с куммингтонитом и ортопироксеном, что объясняется неустойчивостью чермакитового амфибола при низком давлении (Кориковский, 1967; Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1973).

Таблица 2

Температура образования парагенезисов гранита и биотита

№ образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bt}$	$K_{Mg}^{Bt-Gr}$	$T, ^\circ C$	Примечание
7в	0,237	0,525	3,56	710	Гнейс с мелкозернистым гранатом, ассоциация равновесная
7в	0,236	0,491	2,70	815	Гнейс с порфиробластическим гранатом, ассоциация неравновесная
2168	0,184	0,492	3,37	680	Гнейс с мелкозернистым гранатом, ассоциация равновесная
2166	0,238	0,489	3,06	790	Гнейс с порфиробластическим гранатом, ассоциация неравновесная

Имеющийся в упоминавшихся публикациях аналитический материал позволяет произвести оценку температуры и давления метаморфизма в средне- и высокотемпературных зонах. Температура метаморфизма, определенная по диаграмме фазового соответствия

$X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bt}$ , выведенной Л.Л. Перчуком (1967), варьирует от 600–620 в высокотемпературной части зоны ставролитовых субфаций до 660–720°C в зоне, переходной к гранулитовой фации, а температуры, определенные по рассчитанным нами уравнениям (Глебовицкий, Косой, Нагайцев, 1972), – соответственно от 610–645 до 700–825°C, что в общем неплохо согласуется с оценками, которые можно получить на основании петрогенетических решеток (Глебовицкий, 1973). Однако отдельные оценки условий минералообразования по составам сосуществующих гранатов и биотитов получаются со значительными погрешностями, что связано с отклонением природных систем от состояния равновесия и с влиянием на коэффициенты распределения магния составов сосуществующих минералов. Для иллюстрации первого положения приводим данные по составам гранатов и биотитов из равномернoзернистых (равновесных) и возникающих за их счет при повышении температуры порфиробластических (неравновесных) гнейсов (табл. 2).

На этом примере можно убедиться, что в процессе роста порфиробластического граната, часто обладающего прямой зональностью (более магнезиальные каймы по сравнению с центром зерна) и не пришедшего в равновесие с биотитом основной массы породы, происходит резкое уменьшение  $K_{Mg}^{Bt-Gr}$ . Оценка температуры по этой величине, каким бы способом ни была отградуирована диаграмма фазового соответствия, получится завышенной, причем нет способа определить величину возникающей систематической погрешности. Рассмотренная ситуация является довольно обычной, когда мы имеем дело с мигматитами. Поэтому отбор материала на анализ должен быть особенно тщательным.

Вместе с тем на основании имеющегося аналитического материала можно показать, что отбор материала только из ассоциаций, приближающихся к равновесным, дает хорошие результаты. Так, величина коэффициента распределения магния между гранатом и биотитом, отобранном из парагенезисов алмадин-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации (а она отвечает узкому интервалу температуры 630–670°C), меняется в узких пределах и соответствует температуре 600–620°C, лишь немного более низкой по сравнению с оценками по петрогенетическим решеткам.

Вторым обстоятельством, ограничивающим применимость гранат-биотитового термометра, является зависимость коэффициента распределения магния от состава анализируемых фаз. Так, например, увеличение содержания кальция в гранате, происходящее при прочих равных условиях с повышением давления, вызывает заметное снижение  $K_{Mg}^{Bt-Gr}$ , что равносильно увеличению температуры. Возможно, это и послужило причиной того, что Д.А. Великославинский (1972) на основании статистического материала получил более высокие значения температуры для зон метаморфизма кианит-силлиманитового типа по сравнению с андалузит-силлиманитовым типом. Вероятно также, что с этим эффектом связано систематическое занижение температуры малоглубинного метаморфизма в пределах Свектофенского пояса. Ранее (Судовиков и др., 1970) отмечалось, что в мигматитах Северного Приладожья встречаются будины мелкозернистых биотит-гранатовых гнейсов, в которых сохранились парагенезисы, возникшие до мигматизации (до плавления). Гранаты в них отличаются от гранатов вмещающих пород повышенной относительной кальциевоcтью, а  $K_{Mg}^{Bt-Gr}$  имеет низкие значения. Но это, естественно, не может означать, что плавление происходило при понижающейся температуре, а свидетельствует лишь о том, что плавление проявляется при уменьшении глубинности, во время частной инверсии интрагеосинклинали и по мере того, как  $p_{H_2O}$  во флюиде повышается.

Для оценки величины давления в зонах ставролитовых и более высокотемпературных субфаций были использованы биотит-гранат-кордиеритовый (Глебовицкий, Косой, Нагайцев, 1972) и биотит-гранат-ставролитовый (Перчук, 1972) термобарометры. Первый из них дает устойчивые показания и свидетельствует о том, что минералообразование протекало при 4,5 кб. Применение второго термобарометра показывает, что ладожская фация глубинности соответствует антарийской, а парагенезисы ставролитовых субфаций попадают в интервал от 4 до 4,5 кб. Если при этом учесть приведенные выше оценки по петрогенетическим решеткам, то совпадение сведений, полученных независимыми методами, следует признать вполне удовлетворительным.

Приведенные здесь данные по условиям минералообразования относятся лишь к моменту становления закартированной метаморфической зональности. Естественно, что в каждой из выделенных зон присутствуют породы, механически вынесенные с глубины в момент инверсии. Выше приводился пример сохранившегося на современном эрозионном уровне глубинного парагенезиса граната повышенной кальциевости с биотитом и плагиоклазом. В зоне гранулитовой фации известны гранат-кордиерит-ортоклазовые гнейсы с магнезиальными гранатами (до 30% пироба при содержании его в гранатах аналогичных ассоциирующихся гнейсов 18-20%), которые могли возникнуть при давлении не менее 6 кб.

Таким образом, все существующие данные по петрологии метаморфических пород Южно-Финляндской складчатой области указывают на изобарический характер зональности и на то, что при значительных вариациях температуры давление могло меняться в интервале от 4 до 5 кб, редко выходя за эти пределы (рис. 4). Случаи отклонения в сторону больших величин связаны с тем, что горизонтальная зональность отражает возникновение термической аномалии во время восходящих движений, когда возможен был механический вынос глубинных образований с парагенезисами, отвечающими повышенным давлением. Естественно, что такие породы чаще встречаются в участках наибольшего воздымания, т.е. в высокотемпературных зонах. В то же время следует подчеркнуть, что в рассматриваемом регионе нигде не встречены гнейсы и кристаллические сланцы, претерпевшие метаморфические преобразования в режиме одной из кинит-силлиманитовых фациальных серий. Вообще для поясов свекофеннского типа характерны небольшое разнообразие геотермических режимов и относительно высокая плотность общего теплотока.

Свекофеннский метаморфический пояс, как и все структуры подобного рода, отличается широким распространением гранитоидов различного состава и генезиса и в этом смысле сходен с фанерозойскими метаморфическими поясами европейского типа. Вместе с тем рассматриваемый регион является классической областью про-

явления ультраметаморфизма, закономерности структурной локализации которого хорошо исследованы. Это создает необходимую предпосылку для выявления роли всех названных процессов в формировании метаморфических поясов.

Процессы ультраметаморфизма проявлены в зонах линейной складчатости северо-западного и субширотного простирания и накладываются на надвиги северо-восточной части Южно-Финляндской складчатой области. Граница зоны мигматизации или гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации проходит вдоль фронтальной части тектонических покровов, перемещение которых обусловило возникновение перед ними прерывистых зон смятия, накладывающихся на складки первого этапа тектонических движений, сминающих немигматизированные толщи. (Судовиков и др., 1970). Во многих участках Северо-Западного Приладожья можно наблюдать, что жильный материал мигматитов располагается вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок второго этапа деформаций. Таким же образом ориентированы наиболее ранние из известных зон агматитизации (Судовиков и др., 1970). Все это свидетельствует об определенной связи интенсивного ультраметаморфизма со вторым этапом тектонических движений.

Этому моменту предшествует внедрение гранитов сортавальского типа, относящихся к трондземитовой формации (Simonen, 1953), широко распространенной на территории Южно-Финляндской складчатой области, и возникновение порфиробластических кварцевых диоритов и плагиогранитов, которые рассматривались Н.Г. Судовиковым (1967) как результат метасоматической переработки биотито-амфиболовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. К категории ранних гранитоидов, по-видимому, относятся гиперстеновые плагиогранитоиды, отнесенные А. Симоненом (Simonen, 1953) к так называемой чарнокитовой формации.

Синхронны с мигматизацией второго этапа деформационного цикла плагиомикроклиновые гранитоиды, пользующиеся наиболее широким распространением в рассматриваемом метаморфическом поясе и объединенных А. Симоненом (Simonen, 1953) в гранодиорит-гранитную формацию.

Ультраметаморфизм и гранитообразование продолжались и во время третьего этапа деформаций, когда обособлялся гранитоидный жильный материал мигматита в зонах рассланцевания (кинкзонах), ориентированных поперечно и диагонально по отношению к осевым поверхностям складок второго этапа. Примерно одновременно с этим или позже происходило становление массивов существенных калиевых гранитоидов, особенно типичных для южной, внешней, зоны, протягивающейся вдоль побережья Финского залива.

Таким образом, на территории Южно-Финляндской складчатой области можно выделить три стадии гранитообразования (диорит-

трондьемитовая, гранодиорит-гранитная, гранитная) и две стадии мигматизации, связанные соответственно со вторым и третьим этапами деформационного цикла. Правомочность выделения двух стадий ультраметаморфизма подтверждается тем фактом, что мигматиты разных генераций разделены внедрением даек основных и средних пород, благодаря чему проявляется так называемый „эффект Седерхольма“ (будинаж даек, пересекающих мигматиты), отмечаемый П. Эскола (1967) для всего прибрежного района Финляндии.

Приведенные в статье данные показывают, что формирование горизонтальной метаморфической зональности и наиболее интенсивный ультраметаморфизм синхронны. Это обстоятельство вносит определенную ясность в вопрос о причинах увеличения интенсивности тепловых потоков в осевых частях интрагеосинклиналей в момент их частной инверсии. Можно предполагать, что снижение давления при наличии восходящих потоков флюидов, парциальное давление воды в которых возрастает по мере снижения глубинности, благоприятствует процессам плавления гранитоидов (независимо от того, за счет какого субстрата они возникают), а это в свою очередь способствует возрастанию суммарной теплопроводности земной коры за счет конвективной составляющей.

## Л и т е р а т у р а

- Великославинский Д.А. Сравнительный анализ кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов регионального метаморфизма. Л., „Наука“, 1972.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973.
- Глебовицкий В.А., Косой А.Л., Нагайцев Ю.В. Определение температуры и давления по составу минералов в парагенезисе биотит-кордиерит-гранат. - Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 4.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и послемагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., „Наука“, 1967.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Метаморфические пояса СССР. МГК, XXIV сессия, Докл. сов. геологов, проблема 1. Л., „Наука“, 1972.
- Лебедев В.И., Нагайцев Ю.В., Потockая В.Е., Прудников Е.Д., Шапкина Ю.С., Юроба Г.Г. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. - В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 1. Изд-во ЛГУ, 1964.

- Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим метаморфизма. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 12, с. 47-60.
- Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород ладожской формации. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4.
- Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.-Л., „Наука“, 1967, 119 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., „Наука“, 1970.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., „Мир“, 1967.
- Eskola P. The problem of mantled domes. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, vol. 104, No 416, pt. 4.
- Härme M. Structure and stratigraphy of the Mustio Area, Southern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1957, No 166.
- Kranck E.H. On folding movement in the zone of the basement. - Geol. Rundschau, 1957, Bd. 46, No 2.
- Lehijarvi M. The quartzite area of Tiirismaa. - Extrait Comt. Rend. Soc. Geol. Finl., 1962, No XXXIV.
- Salli I. The structure and stratigraphy of the Ylivieska-Himanka schist area, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1964, No 211.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic. Early archcan suprocrustal rocks in Southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, No 160.
- Tuominen H. The structure of an Archean area: Orijarvi, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1957, No 177.

РАННИЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЗМА  
ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА  
(РАЙОН ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ)

Начиная с В.М. Тимофеева (1935 г.), впервые выделившего самостоятельную стратиграфическую „беломорскую формацию“, многие исследователи геологии докембрия Балтийского щита (Н.Г. Судовиков, А.А. Полканов, К.А. Шуркин, К.О. Кратц и др.) пришли к выводу о древнем, архейском, возрасте беломорского комплекса. Однако в последние годы в основном под влиянием результатов определения изотопного возраста пегматитов неоднократно делались попытки сопоставить беломорскую серию или отдельные части ее разреза с ниже- и среднепротерозойскими образованиями (Виноградов, Тугаринов, 1964; Харитонов, 1966; Горлов, 1967, и др.). В результате систематического комплексного изучения стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма беломорского комплекса Западного Беломорья, проводимого с 1964 г. Лабораторией метаморфической петрологии Института геологии Карельского филиала АН СССР, был получен большой фактический материал, свидетельствующий о древнем происхождении пород беломорского комплекса и о длительной и сложной истории его геологического развития (Стенарь, 1972). В настоящей статье приводятся некоторые результаты изучения метаморфизма пород беломорского комплекса и особенностей его эволюции в истории геологического развития. При этом большое внимание отводится описанию метаморфизма раннего этапа, не получившего до настоящего времени достаточного освещения в литературе.

Одной из отличительных особенностей беломорского комплекса, выделяющей его среди других образований восточной части Балтийского щита, является специфический метаморфизм, характеризующийся условиями высоких давлений, которые в отдельных районах сохранялись на всех этапах геологического развития.

Ассоциации в породах беломорского комплекса качественно однообразны и обычно не содержат индекс-минералов, которые отражали бы вариации термодинамических условий при их образовании. Исключение составляют насыщенные калием глиноземистые гнейсы, которые, к сожалению, не пользуются широким распространением. В этих условиях выделение пород разных ступеней метаморфизма стало возможным благодаря применению парагенетического анализа, основанного на выявленной закономерности изменения состава сосуществующих железо-магнезиальных минералов при смене условий метаморфизма. При этом в качестве реперных использовались парагенезисы в богатых калием глиноземистых гнейсах. Это позволило

выделить в беломорском комплексе породы фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов, используя схему метаморфических фаций Н.Л. Добрецова и др. (1970). Граница выделенных фаций характеризуется условиями равновесия  $Ki + Kпш = Му + Kв$ , которое в отличие от равновесия с силлиманитом при высоких давлениях смещено в область более низких температур (Маракушев, 1965; Володичев, 1972). Фация дистеновых гнейсов подразделяется нами на субфации дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов. Использование петрогенетической схемы минеральных фаций А.А. Маракушева (1968) и гранато-биотитового геотермометра Л.Л. Перчука (1970) позволило определить физические условия метаморфизма. Для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов были определены температуры 650–700, для субфации дистен-микроклиновых гнейсов 600–620, для дистен-мусковитовых гнейсов 500–550 и для границы фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов, отмеченной парагенезисом клянит-микроклин-мусковит, 580–590°C. Давления при метаморфизме составляли 12–14 кбар, и эволюция метаморфизма, вероятно, проходила в условиях, близких к изобарическим, либо при снижении температуры и снижении давления было незначительным. По температурным условиям субфации дистен-ортоклазовых и дистен-мусковитовых гнейсов соответствуют гранулитовой и амфиболитовой фациям, а фация дистен-мусковитовых гнейсов – эпидот-амфиболитовой. Возрастная последовательность метаморфических процессов устанавливалась на основании структурно-метаморфических исследований, при этом проявления интрузивных образований использовались в качестве геологических эпизодов, разделяющих во времени периоды или фазы деформаций и метаморфизма.

Формирование полиметаморфического беломорского комплекса проходило в три этапа (Стенарь, 1972; Володичев, 1972). На раннем этапе были образованы региональные структуры северо-западного простирания. Магматические породы представлены комплексом ультраосновных и основных пород и гранитами I возрастной группы, широко распространены процессы мигматизации и высокотемпературного метаморфизма. Наиболее древние проявления метаморфизма соответствуют фации двупироксеновых гнейсов, или гранулитовой фации умеренных давлений, но в целом для раннего этапа характерен режим высоких давлений, породы преимущественно метаморфизованы в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, и только в заключительные фазы складчатости интенсивность метаморфизма снижалась до субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Подробнее на последовательности тектонических и метаморфических процессов этого этапа мы остановимся ниже.

На втором этапе формировались структуры субширотного простирания. В раннюю фазу складчатости образовались складки изоклинального типа, затем разломы и зоны разгнейсования субширот-

ного направления, параллельные осевым плоскостям складок. К разломам бывают приурочены интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1971) и несколько позднее - гранитов II возрастной группы. В заключительную фазу этого этапа формировались более мелкие складки с субширотной ориентировкой осевых плоскостей, но уже открытого типа. Интенсивность метаморфизма в раннюю фазу складчатости была, по-видимому, неравномерной. Для большей площади она соответствовала субфации дистен-микроклиновых гнейсов, но на некоторых участках (озера Юлозеро-Ворочистое, Верхнее-Нижнее Кумозеро) снижалась до условий, пограничных между фациями дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов. Для заключительной фазы повсеместно характерен метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов. Процессы мигматизации на втором этапе проявились неравномерно и по сравнению с ранним этапом они были менее интенсивными.

Третий этап формирования беломорского комплекса связан с протерозойской складчатостью и метаморфизмом. Магматические породы представлены небольшими интрузиями пород ультраосновного и основного состава и дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, а также жилами гранитов и легматитов. Процессы мигматизации в отдельные фазы складчатости проявились интенсивно, но неравномерно, характерна метасоматическая мигматизация.

Устанавливается следующая последовательность деформаций, в результате которых образовались складки или зоны разгнейсования: 1) с северо-западной до субмеридиональной, участками до субширотной, 2) с северо-восточной, 3) с субмеридиональной и 4) с северо-западной ориентировкой осевых плоскостей.

Поскольку на данном этапе породы беломорского комплекса участвовали в складчатости и метаморфизме совместно с протерозойскими образованиями, то, естественно, они не могли не испытать их влияния. Ниже мы остановимся на характеристике некоторых особенностей метаморфизма протерозойских комплексов.

В отличие от метаморфизма высоких давлений беломорского типа метаморфизм протерозойских образований характеризуется условиями умеренных давлений, соответствующих „обычному“ региональному типу (по Miyashiro, 1961), с тенденцией прогрессивного развития от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации с участками зонального метаморфизма (Стенарь, 1964; Воинов, Богданов, 1968, и др.), отмеченного минералами-индикаторами: хлорит-биотит-гранат-ставролит-кианит и ставролит-кианит-силлиманит. По этим признакам метаморфизм карелид наиболее сопоставим с фациальными сериями барровианского типа. Следует подчеркнуть большое сходство в направленности и условиях метаморфизма карелид Западной и Восточной Карелии. Небольшие различия заключаются в несколько повышенных давлениях при метамор-

физме в пограничной с беломоридами зоне. Для глиноземистых гнейсов карелид Западной Карелии характерны ассоциации со ставролитом, кианитом и силлиманитом и совершенное отсутствие ассоциаций с андалузитом (Стенарь, 1964; Чернов и др., 1970, и др.). Эти данные противоречат существующему мнению об андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма пород района (Глебовицкий и др., 1971; Богданов, Воинов, 1971, и др.).

В раннюю фазу породы беломорского комплекса в юго-западной части были подвергнуты складчатости и метаморфизму в пограничной с карелидами полосе шириной не более 30-40 км. Метаморфизм соответствовал условиям амфиболитовой фации умеренных давлений (ставролитовая и кианитовая субфации). В северной и северо-западной частях метаморфизм был проявлен более интенсивно, особенно севернее озер Ковдозеро-Толванд, он достигал условий силлиманитовой субфации. В это же время, вероятно, формировался и комплекс лапландских и колвицких гранулитов.

В районе центральной части Западного Беломорья деформации и метаморфизм в это время либо не были проявлены совсем, либо проявились локально по зонам северо-западного простираения. Они фиксируются в Чупино-Лоухском районе, в районе Пиземских озер и оз. Колежмы, но южнее ст. Энгозеро пока не были обнаружены.

В зонах проявления протерозойского метаморфизма в породах Беломорья появляются нехарактерные для метаморфизма беломорского типа ассоциации со ставролитом, кордиеритом, силлиманитом, жедритом, куммингтонитом и антофиллитом. С метаморфизмом первой фазы складчатости связано образование своеобразных пород - кианитсодержащих амфиболитов. Для них характерна ассоциация амфибола (роговой обманки, жедрита или антофиллита) с гранатом, кианитом и часто со ставролитом. Кианитовые амфиболиты распространены как в пограничной зоне беломорид и карелид в составе беломорского комплекса и среди протерозойских пород, так и в центральной части Западного Беломорья, где они отмечены в районе Лягкомыны (Н.Г. Судовиков), оз. Важенского (К.А. Шуркин), месторождения Плотины (Н.Д. Малов, устное сообщение), оз. Колежмы (В.С. Степанов), оз. Верхнего и Нижнего Рюжи и др. В районе оз. Колежмы возрастное положение кианитовых амфиболитов устанавливается на основании факта их приуроченности к зонам разгнейсования и метасоматоза северо-западного направления, проявленным в габбро-норитах друзитового комплекса второй возрастной группы, секущих мигматизированные гнейсы беломорского комплекса (данные В.С. Степанова). Аналогичное возрастное положение, вероятно, имеют кианитовые амфиболиты района Лягкомыны (Лутковская, 1971). Возможно, некоторые из них образовались в более позднюю фазу складчатости, когда формировались складки северо-восточного направления (Московченко, 1971).

Описанные породы отличаются от кианитовых амфиболитов раннего этапа развития, встреченных в районе губ Сухой и Великой на Белом море. Последние образовались по метаморфизованным габброидам первой возрастной группы, встречаются в субстрате мигматитов раннего этапа, ассоциируют с кианитовыми гнейсами субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и сформировались, таким образом, в иных термодинамических условиях. Этого вопроса мы еще коснемся при характеристике древнейших ассоциаций.

При последующих деформациях этого этапа, с которыми связано образование складок с северо-восточной и субмеридиональной ориентировкой осевых плоскостей, в зонах проявления раннепротерозойского метаморфизма в юго-западной части Беломорья условия умеренных давлений сохранились, а для центральной и, вероятно, северо-западной частей был характерен метаморфизм высоких давлений, соответствующий фации дистен-мусковитовых гнейсов.

Вопрос о возрасте метаморфизма этих фаз складчатости в настоящее время является дискуссионным. До сих пор существовало мнение, что он архейский или нижнепротерозойский, но в последние годы многие исследователи пришли к выводу, что он среднепротерозойский — ятулийский и даже постятулийский (Коросов, Елисеев, 1969; Глебовицкий и др., 1971; Богданов, Воинов, 1971, и др.). Основанием этому послужили радиологические определения, а также тот факт, что складчатость северо-восточного направления и связанный с нею метаморфизм затрагивают наряду с породами тунгудско-надвоишской серии нижнего протерозоя и породы, относимые некоторыми исследователями к ятулию. Это кварциты и часть основных метаэффузивов Пибозерского района (Робонен, Коросов, Елисеев, 1970) и породы хирвинаволоксской свиты (Глебовицкий и др., 1971). Вопрос этот, безусловно, требует дальнейшего изучения, тем более что подобная стратиграфическая корреляция, как отмечают и некоторые сторонники этой точки зрения (Глебовицкий и др., 1971), является пока дискуссионной. Кроме того, мнению об ятулийском возрасте описываемого метаморфизма противоречат проводимые М.А. Гиляровой (1967) для района пос. Восточный. Идель и Т.И. Амоновой для участка Ожиярви факты присутствия порфиробластических амфиболитов (типичных продуктов этого метаморфизма) в гальке полимиктовых конгломератов ятулия. С другой стороны, в зоне сочленения карелид и беломорид на юго-западе Беломорья широким распространением пользуются зоны разгнейсования северо-западного направления, параллельного простираению ятулийских структур. Разгнейсование сопровождается диафторезом в условиях фации зеленых сланцев, и ему подвержены и беломорские гнейсы, и метаморфизованные протерозойские породы, в том числе и порфиробластические амфиболиты. Описанные процессы разгнейсования и диафтореза, по предварительным данным, неплохо коррелируются с деформациями

и метаморфизмом, проявленными в распространенных к юго-западу ятулийских образованиях. Эти процессы могли явиться причиной появления радиологических датировок, соответствующих ятулию.

Породы раннего этапа метаморфизма, в основном соответствующего фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, сохранились к настоящему времени в виде реликтовых участков или площадей, обнаруженных во всех, в том числе и верхних стратиграфических единицах принимаемого разреза беломорской серии (Шуркин и др., 1962; Стенарь, 1969). Пространственно зона их распространения приурочена к осевой части выделяемого здесь Ёнско-Лоухско-Беломорского синклинория (Стенарь, 1969), являющегося продолжением на юго-восток Ёнско-Лоухского синклинория (Шуркин и др., 1962). Эта зона прослеживается в северо-западном направлении от района ст. Поньгома-губа Поньгома на Белом море до озер Энгозеро-Заячье и далее в Чупино-Лоухском районе. Работы последних лет на побережье Белого моря в районе о-ва Ивановы луды-дер. Гридино-губа Сухая позволили обнаружить интересные находки пород раннего метаморфизма и в этом районе.

Ранний этап геологического развития беломорского комплекса характеризуется сложной и длительной историей, трудно поддающейся расшифровке. Нами была предпринята попытка воспроизвести последовательность геологических событий на основании изучения взаимосвязи процессов складчатости, магматизма, мигматизации и регионального метаморфизма. Прежде всего было выделено два периода складчатости и метаморфизма  $F_1$  и  $F_2$ , разделенных во времени внедрением гранитов I возрастной группы. В период  $F_1$  были сформированы структуры северо-западного простирания. Дальнейшее выделение фаз складчатости и метаморфизма этого периода проводилось относительно времени мигматизации, предшествовавшей внедрению гранитов. Было установлено, что наиболее ранними были складчатость и метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов ( $F_1'$ ).

Мигматизации предшествовала еще одна фаза складчатости ( $F_1''$ ), при которой породы были метаморфизованы в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Об этом свидетельствуют наблюдения над субстратом мигматитов и реликтами пород, сохранившимися среди гнейсов, которые образовались по ним при мигматизации. В субстрате мигматитов и среди описанных выше реликтов наблюдаются немигматизированные, смятые в складки мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы, гранато-диопсидовые амфиболиты, эклогитоподобные породы, в различной степени подверженные амфиболитизации и биотитизации (губа Поньгома), и кианитовые гнейсы (губа Великая), а также образовавшиеся по габбро при метаморфизме и разгнейсовании своеобразные симплектитовые эклогитоподобные породы и их кианитсодержащие амфиболитизированные разности (губы Сухая и Великая). Анализ парагенезисов этой группы пород

показал, что они метаморфизованы в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

Следующая фаза деформаций ( $F_1'''$ ) синкинематична с широко развитыми процессами мигматизации и метасоматоза, существенно преобразившими первоначальный состав и облик пород. В это время, а также при последующем внедрении гранитов условия метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов сохраняются.

Изучение взаимоотношения гранитов с вмещающими породами показывает, что граниты секут мигматизированные и смятые в складки гнейсы, амфиболиты и эклогитоподобные породы. В складчатости периода  $F_2$  уже участвуют граниты, при этом выделяется фаза их разгнейсования ( $F_2'$ ) и фаза складчатости ( $F_2''$ ). В этот период образуются складки с субмеридиональным, северо-восточным, простираем осевых плоскостей и погружением шарниров в северных румбах. Предварительные данные позволяют предполагать, что ранней фазе соответствует метаморфизм субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, поздней – субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

Метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов к настоящему времени наименее изучен. Реликты этих пород нами были обнаружены только в районе губы Поньгомы, но, вероятно, они имеют более широкое распространение. Об этом свидетельствуют находки двупироксеновых гнейсов и сланцев в районе озер Керчуг и Ковдозеро (Гранулитовая фация ..., 1972) и в Чупино-Лоухском районе (по данным Е.П. Чуйкиной).

В районе губы Поньгомы фация двупироксеновых гнейсов представлена следующими ассоциациями: Гип<sub>30-35</sub>-Ди<sub>20-25</sub>-Пл<sub>28-32</sub>-Кв - в двупироксеновых гнейсах, Ка-Ди+Ол<sub>20</sub>+Шп - в кальцифах,

Ди-Пл<sub>70-75</sub> и Ди<sub>38-42</sub>-Кв - в слабо амфиболитизированных или гранитизированных диопсидо-плаггиоклазовых породах. Кальциты в кальцифах, по данным химического и рентгеноструктурного анализов, содержат 10-11% магнезита. Использование гиперстен-диопсидового (Перчук, 1970) и кальцитового (Graf, Goldsmith, 1958) геотермометров позволяет определить температурные условия метаморфизма, соответствующие 700°C. По характеру ассоциаций (отсутствие граната и присутствие гиперстена) предполагаются условия более низких давлений, чем при последующем метаморфизме. Описанные породы фации двупироксеновых гнейсов, по-видимому, наиболее сопоставимы с гранулитами алданского типа (Гранулитовая фация..., 1972).

При современном состоянии изученности породы домигматитового метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов можно выделить только на основании их геологического положения относительно процессов мигматизации. По петрографическому составу и

по характеру минеральных парагенезисов многие из них близки породам, которые образовались позднее, во время метаморфизма и складчатости, синкинематической с процессами мигматизации. Вместе с тем характерной особенностью домигматитового метаморфизма является широкое развитие гранато-диопсидовых амфиболитов и эклогитоподобных пород. Последние образуются как по диопсид-плагиоклазовым породам неясного происхождения фации двупироксеновых гнейсов, так и по интрузивным породам основного состава. С этим метаморфизмом связано образование амфиболитизированных кианитсодержащих эклогитоподобных пород и амфиболитов, а также пород цоизитового и кварц-цоизитового состава, которые являются крайними членами в ряду преобразования пород при кальциевом и кремне-кальциевом метасоматозе. Подобный тип метасоматоза, как нами отмечалось ранее (Володичев, 1972), по-видимому, характерен для метаморфизма в условиях высоких давлений.

Ассоциации домигматитового метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов были изучены на примере глиноземистых гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов, а также кианитовых амфиболитизированных эклогитоподобных пород.

Мелкозернистые немигматизированные гранато-биотитовые гнейсы широко распространены в районе губы Поньгома, где они образуют реликты среди образованных по ним среднезернистых мигматизированных гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов, метаморфизованных в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов или претерпевших диафторез в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Гнейсы в реликтах смяты в складки, и структурные элементы этих складок (простирающие осевые плоскостей, погружение шарниров складок, линейности) не согласны с элементами складок в мигматизированных гнейсах, что свидетельствует о том, что эти группы пород образовались в разные фазы складчатости и метаморфизма. Гранат ( $F = 60,0\%$ ) из немигматизированных гнейсов содержит 34,3% пироба, биотит характеризуется низкой железистостью ( $F = 30,0\%$ ) и высоким содержанием  $TiO_2$ , равным 4,34% (ассоциация  $Gr_{60}-Bi_{30}-Pl_{32}-Kv$ ).

В основном глиноземистые гнейсы домигматитового метаморфизма представлены гранато-биотитовыми разновидностями, но на северном берегу губы Великой, на Белом море, среди домигматитовых образований был встречен среднезернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс с голубовато-синим кианитом и малиновым гранатом двух генераций. Равновесный с биотитом гранат ранней генерации содержит 30,6% пироба ( $F = 66,8\%$ ) и 7,5% гроссуляра и андрадита. В составе граната второй генерации, образующего порфиробласты размером до 3-4 см, содержание пироба достигает 36,1 ( $F = 60,0\%$ ), а гроссуляра и андрадита - 8,8%. Образование его, вероятно, связано с процессами наложенной мигматизации.

В ряду метаморфизованных интрузивных пород основного состава амфиболитизированные кианитовые эклогитоподобные породы занимают промежуточное положение между симплектитовыми эклогитоподобными породами и кианитсодержащими гранатовыми ортоамфиболитами. В них еще сохраняются участки симплектитового сростания диопсида и плагиоклаза, но уже в заметной степени проявлены процессы амфиболитизации, при этом бледно-зеленая роговая обманка также образует симплектитовые сростания с плагиоклазом. Зерна кианита размером до 1,5 мм обычно приурочены к участкам скопления зерен плагиоклаза (30–36% An), по которому, вероятно, и образуются. Гранат в этой ассоциации содержит 32,0% пирропа ( $F = 58,6\%$ ) и 21,8% гроссуляра.

Для мигматитов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов ведущей является следующая смена ассоциаций при нарастании процессов мигматизации: гранат-диопсид, гранат-роговая обманка, гранат-биотит с тенденцией преобразования пород основного состава в различные гнейсы, в том числе глиноземистые гранато-биотитового и кианито-гранато-биотитового состава. Нами были изучены две зоны мигматитов, различающиеся составом мигматизирующего материала и характером связанных с мигматизацией метасоматических преобразований.

Одна зона интенсивного насыщения гранитным материалом была прослежена в северо-западном направлении от о-ва Ивановы Луды до губы Великой. В результате мигматизации, метасоматоза и синкинематической деформации субстрат, представленный в основном различными амфиболитами и эклогитоподобными породами, преобразован в гранато-биотито-амфиболовые, реже гранато-диопсидо-амфиболовые, гранато-амфиболовые и гранато-биотитовые гнейсы. Жильный материал мигматитов и небольшие тела формирующихся позднее гранитных интрузий сложены преимущественно плагиогранитами. Для этой зоны характерен щелочной натровый метасоматоз.

Другая зона, пространственно приуроченная к осевой части Ёнско-Лоухско-Беломорского синклинория (Стенарь, 1969), изучалась в районе губы Поньгомы. Здесь в составе жильной части мигматитов и в гранитах обычно наблюдается калиевый полевой шпат (до 20%), который в наименее измененных разностях представлен ортоклазом. В аплитах и пегматитах его содержание достигает 60%.

При мигматизации отмечаются те же преобразования, которые были описаны для первой зоны. Но кроме них широко проявлены процессы преобразования субстрата основного состава в породы глиноземистого ряда – гранато-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые гнейсы, последние обычно содержат ортоклаз. Ниже приводится один из примеров такого преобразования.

В начальной стадии процесса в исходных лейкократовых эклогитоподобных породах (содержание граната и диопсида не превышает

30-35%) отмечается увеличение содержания граната за счет его образования по диопсиду (до его полного замещения) и плагиоклазу, сначала в виде мелких цепочек на их границе с последующей избирательной перекристаллизацией в зерна панидиоморфной формы (ассоциация  $\text{Gr}_{55-61}$ - $\text{Ди}_{10-15}$ - $\text{Пл}_{43-62}$ - $\text{Кв}$ ). На следующей стадии появляется биотит, который образуется вместе с гранатом новой генерации, при этом происходит перекристаллизация всех минералов (ассоциация  $\text{Gr}_{58}$ - $\text{Би}_{29}$ - $\text{Пл}_{35-36}$ - $\text{Кв}$ ). С возрастанием интенсивности мигматизации образуются кианито-гранато-биотитовые гнейсы с ортоклазом (ассоциация  $\text{Gr}_{61-64}$ - $\text{Би}_{29-31}$ - $\text{Пл}_{29-32}$ - $\text{Ки-Орт-Кв}$ ).

Аналогичную направленность имеет процесс изменения вмещающих пород в эндоконтактах небольших тел гранитов и жил аплитов и пегматитов. Конечным продуктом изменения являются гранато-биотитовые (ассоциация  $\text{Gr}_{64}$ - $\text{Би}_{32}$ - $\text{Пл}_{26-28}$ - $\text{Кв}$ ) и кианито-гранато-биотитовые гнейсы с ортоклазом (ассоциация  $\text{Gr}_{58}$ - $\text{Би-Пл}_{30-33}$ - $\text{Ки-Орт-Кв}$ ). Такие же ассоциации отмечаются в аплитах и пегматитах ( $\text{Gr}_{61-63}$ - $\text{Би-Пл}_{29-31}$ - $\text{Ки-Орт-Кв}$ ).

Таким образом, для второй зоны интенсивной мигматизации более характерны процессы щелочного калиевого метасоматоза. В локальных зонах проявления кальциевого и кремне-кальциевого метасоматоза, возможно отражающего сохранение общего баланса вещества, происходит образование эклогитовых и эклогитоподобных ассоциаций, обычно содержащих, кроме того, скаполит, цоизит и кварц.

Для заключительного периода складчатости и метаморфизма раннего этапа характерно постепенное снижение температуры до субфации дистен-микроклиновых гнейсов, причем для ранней фазы  $F_2'$  условия метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов еще сохраняются. Об этом можно судить по ассоциациям в глиноземистых гнейсах ( $\text{Gr}_{66-70}$ - $\text{Би}_{30-35}$ - $\text{Пл}_{29-32}$ - $\text{Ки-Кв}$ ) и в разгнейсованных гранитах 1 возрастной группы ( $\text{Gr}_{74}$ - $\text{Би}_{43}$ - $\text{Пл}_{20-25}$ - $\text{Кв}$ ).

Анализ последовательности процессов складчатости, магматизма и метаморфизма в истории геологического развития выделяемого нами раннего этапа позволяет предполагать, что складчатость и метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов образуют самостоятельный этап, предшествующий формированию беломорского комплекса. Иными словами, комплекс пород фации двупироксеновых гнейсов, вероятно, является фундаментом, на котором в верхнем архее формировалась беломорская подвижная область и для которой, начиная с наиболее ранних фаз складчатости, был характерен метаморфизм в условиях высоких давлений. Однако имеющегося в настоящее время

фактического материала недостаточно, чтобы определить состав фундамента и выделить его среди беломорид. Отнесение Н.В. Горловым (1967) к фундаменту пород западной свиты, которые в его предыдущей стратиграфической схеме (Шуркин и др., 1962) слагают низы беломорской серии, нам кажется недостаточно аргументированным. Как показали проведенные нами детальные работы в районе озер Кереть-Поньгома, выделенные здесь Н.В. Горловым гранито-гнейсовые купола представлены интрузиями различных по составу (в том числе и гиперстенсодержащих) и, вероятно, по возрасту гранитоидов, неоднократно участвующих в складчатости, но при этом занимающих отчетливо секущее положение относительно пород, которые предыдущими исследователями отнесены к беломорскому комплексу (Шуркин и др., 1962) или к нижнему протерозою (по Е.П. Чуйкиной). Гранитоиды содержат многочисленные и разнообразные по составу ксенолиты этих пород. Таким образом, нами подтверждаются выводы, к которым ранее пришли К.А. Шуркин и его сотрудники при изучении геологии этого района.

В эволюции беломорского метаморфического пояса раннего этапа развития намечается ранняя стадия, с которой связано образование комплекса, сопоставимого с эклогит-спилитовой метаморфической формацией А (по Маракушеву, 1965), стадия интенсивной мигматизации, гнейсообразования и формирования гранитных комплексов (формационный ряд Б) и заключительная стадия регрессивного метаморфизма. Вторая стадия наиболее полно (формационные ряды Б-1 → Б-II) проявилась в районе губы Поньгомы, а в районе о-ва Ивановы Луды-губа Великая ее развитие ограничилось образованием плагиогнейсового и плагиогранитного комплексов (Б-1). Возможно, приведенные выше различия определяются более глубинными условиями формирования второй зоны, о чем, кроме того, может свидетельствовать и более широкое распространение здесь эклогитоподобных пород.

Особенностью эволюции беломорского метаморфического пояса являются небольшие вариации на разных стадиях рТ-условий, которые соответствуют одному и тому же редкому типу метаморфизма, характеризующемуся высокими давлениями и средними температурами. Наиболее сопоставимые условия метаморфизма отмечаются в дистен-гнейсовых комплексах юго-западного Памира, Саксонии и Богемского массива, хотя, на наш взгляд, породы беломорского комплекса метаморфизованы при несколько больших давлениях. Это позволяет их рассматривать в качестве возможного среднетемпературного аналога жадеит-глаукофанового типа метаморфизма (по Miyashiro, 1961), а сформировавшийся на раннем этапе развития беломорского комплекса метаморфический пояс — как наиболее изученный в настоящее время редкий пример образования в раннем докембрии альпийского (уральского) типа метаморфических поясов

(по Глебовицкому, 1973). Кроме того, раннедокембрийский (верхнеархейский) возраст устанавливается на основании результатов изучения изохронным Rb - Sr методом (определение И.М. Горохова, ИГГД) возраста пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и гранитов 1 возрастной группы из района губы Поньгомы, для которых получены значения 2.95 и 2.7 млрд лет соответственно.

## Л и т е р а т у р а

- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Воинов А.С., Богданов Ю.Б. Метаморфическая зональность Печозерского района. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. Ш. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Володичев О.И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дис. 1972.
- Гилярова М.А. Стратиграфия и структура докембрия района Надвоицы-Парандово Карельской АССР. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., "Недра", 1967.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморф. пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Горлов Н.В. Структура беломорид. Л., "Наука", 1967.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., "Наука", 1972.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Коросов В.И., Елисеев М.А. О порфиробластических амфиболитах печозерского типа района озер Печозеро-Во-

- ронье. — Тезисы докл. Межобл. конфер. молодых ученых по теме „Геология и полезн. ископаемые докембрия Карельск. АССР“. Петрозаводск, 1969.
- утковская Т.А. К вопросу образования кианита на месторождения Лягкомина. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., „Наука“, 1971.
- аракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., „Наука“, 1966.
- аракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., „Наука“, 1968.
- осковченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). — В кн.: Метаморф. пояса СССР. Л., „Наука“, 1971.
- ерчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. М., „Наука“, 1970.
- обонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. О стратиграфическом положении кварцитов Пебозера (Восточная Карелия). — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6.
- тенарь М.М. Геология карельских образований зоны Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро (Западная Карелия). Автореф. канд. дис. Петрозаводск, 1964.
- тенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). — В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. — Труды Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1969, вып. 4.
- тенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). — Геотектоника, 1972, № 5.
- тепанов В.С. Друзиты губы Домашней Белого моря. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольск. региона. Л., „Наука“, 1971.
- аритонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., „Недра“, 1966.
- ернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1970.
- уркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.

- Graf D.L., Goldsmith J.R. The solid solubility  $MgCO_3$  in  $CaCO_3$  in the a revision. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1958, No 13.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - *Journ. Petrology*, 1961, No 1.

Л.А. Прияткина, В.А. Глебовицкий,  
Б.А. Шлайфштейн

### О РАННИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

В ранних работах по Балтийскому щиту (Полканов, 1937, 1939; Шуркин, 1968, и др.) беломориды были выделены в качестве структуры земной коры, консолидированной к концу архея, а уже в раннем протерозое представлявшей собой срединный массив, который разделял Карельскую подвижную область на две ветви: юго-западную (или собственно карельскую) и северо-восточную (кольскую).

Более поздними работами (Московченко, 1971) было показано, что гнейсы и кристаллические сланцы архейского беломорского комплекса были интенсивно и многократно деформированы совместно с толщами тикшозерской серии, развитыми в Северной Карелии. Эти деформации сопровождалась метаморфизмом, степень которого достигала высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации. Анализ материалов к карте метаморфических фаций восточной части Балтийского щита позволил распространить эти выводы на всю Беломорско-Лапландскую зону и обосновать выделение одноименного метаморфического пояса, обособившегося в качестве самостоятельной структуры на рубеже раннего и среднего протерозоя (Глебовицкий и др., 1971). Действительно, все имеющиеся материалы по стратиграфии и геохронологии этого региона свидетельствуют о том, что становление и развитие данной структуры земной коры происходило в интервале 2200-1750 млн лет (Глебовицкий, 1973), что совпадает с периодом развития Svecofennского метаморфического пояса (см. статью В.А. Глебовицкого в этом же сборнике).

Не рассматривая всей сложной истории развития структур и метаморфизма беломорид, остановимся лишь на характеристике последнего периода эволюции данного региона.

Обобщение данных по структуре Беломорско-Лапландского метаморфического пояса приводит к заключению о том, что наблюдаемые деформации архейских и протерозойских пород происходили в условиях интенсивного тангенциального сжатия всей подвижной области, что вызывает значительные горизонтальные перемещения тектонических покровов от центра пояса к периферическим зонам (Глебовицкий, 1973). Эти деформации и их последовательность лучше всего исследованы в северной части Карелии и на юге Кольского полуострова (Дук, 1967; Эз, 1968; Московченко, Турченко, 1975), где достаточно убедительно показана синхронность складчатости протерозойских толщ и наложенных структур в архейском беломорском комплексе. Применение геометрического анализа к протерозойским толщам района озер Кукас и Нот (Северная Карелия) привело Н.И. Московченко к заключению, что относительно поздние стадии складчатости являются результатом последовательной трансформации постоянного внешнего поля напряжения, отличающегося горизонтальной северо-восточной ориентировкой главных сжимающих сил. Это свидетельствует о принадлежности всех наблюдаемых складок и разрывов не только к единому циклу тектонического развития, но и к одному, а именно ко второму, этапу деформационного цикла (Миллер, 1973; Глебовицкий, 1973).

Беломорско-Лапландский метаморфический пояс является великоленным примером проявления горизонтальной метаморфической зональности. Степень преобразования пород меняется от зеленосланцевой, а в северной части региона - от пумпеллит-пренитовой фации до высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Из опубликованных данных (Глебовицкий и др., 1971; Глебовицкий, 1973; Московченко, Турченко, 1975, и др.) следует, что 1) в зоне с температурой около  $600^{\circ}\text{C}$ , определенной с помощью минералогических термометров и на основании рассчитанных петрогенетических решеток, при прогрессивном метаморфизме не кристаллизуется ставролит, возникающий только при регрессивных изменениях в ассоциации с гранатом и роговой обманкой (иногда с хлоритом) или жедритом и гранатом одновременно с появлением парагенезиса куммингтонита с плагиоклазом вместо существенно альмандинового граната и чермакитовой роговой обманки; 2) в широких зонах фиксируются парагенезисы жедрит-гранат-кианитовой или гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфаций; 3) в зонах высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов широко распространен парагенезис граната, кианита, биотита и калиевого полевого шпата; 4) силлиманит, а иногда и кордиерит в калиевых метапелитах появляются в северной части Беломорско-Лапландского пояса на поздних стадиях метаморфизма. Все это свидетельствует о том, что давление во всех исследованных зонах превышало 7,5-8 кб и только во время регрессивных изменений снижалось до

5-6 кб. Интересно, что такие же оценки условий минералообразования можно получить с помощью гранат-биотит-ставролитового термобарометра Л.Л. Перчука (1972; Московченко, Турченко, 1975).

Рассмотренные метаморфические процессы проявлялись одновременно со складчатостью, которая, как уже отмечалось, была связана с тангенциальным сжатием всей подвижной области во время главного этапа деформационного цикла и воздымания в осевой части пояса, что и объясняет регрессивные тенденции (снижение давления и в меньшей степени температуры) в эволюции метаморфизма.



Рис. 1. Схема размещения разрывных нарушений.

1 - пологие надвиги;  
2 - крутые взбросы. I - Сальные тундры; II - Нява-тундры; III - Чуна-тундры; IV - Колвицкие тундры.

В силу интенсивного развития структур этого периода эволюции Беломорско-Лапландского пояса выявление более ранних процессов возможно лишь в ограниченном числе районов. К ним относятся Лапландия и Колвицкие тундры. Здесь устанавливается серия крупных разрывных нарушений, входящих в систему Лапландских глубинных разломов, которые вытянуты в северо-западном направлении и прослеживаются от государственной границы с Финляндией через районы Нотозера, Сальных тундр, тундры Нява, Чуна-тундры. Далее эта система разломов прерывается структурами главного этапа деформаций, появляется снова в районе Колвицких тундр (рис. 1) и прослеживается, по данным геофизики, в акватории Белого моря. Суммарная ширина зоны около 20-25 км. Строение этой зоны определяется серией кулисообразно расположенных зон расланцевания, поверхность которых падает на северо-восток в среднем под углами 20-45°. В разрезах, поперечных к глубинному разлому, наблю-

дается некоторая закономерность в распределении углов падения поверхности сланцеватости: в северо-восточных частях они, как правило, более крутые, а по мере движения на юго-запад постепенно выволаживаются, достигая минимальных значений 5-10°.

Разломы контролируют размещение расслоенных габбро-анортозитовых плутонов, а на юго-западной периферии рассматриваемой зоны, в лежачем боку надвигов, - тел гипербазитов.

По данным Е.В. Шаркова (1974), массивы габбро-анортозитов имеют пластообразную форму и согласно с поверхностью надвига падают на северо-восток. Первичная расслоенность параллельна внешним контактам. Кроме этих пород к разлому приурочены многочисленные мелкие тела габбро, габбро-норитов и оливиновых габбро, характеризующихся широким развитием друзитовых структур. Их внедрение несколько отставало во времени от формирования крупных тел габбро-анортозитов и было связано с периодом возникновения поперечных разрывов, секущих фронт надвига. В свою очередь габбро, габбро-нориты и оливиновые габбро подвергаются всем метаморфическим преобразованиям, связанным с формированием упомянутой выше горизонтальной зональности.

К северо-востоку от Лапландской зоны глубинных разломов распространены разнообразные по составу толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренной глубинности. Они слагают два разобщенных тектонических блока в бассейне р. Лотты и к востоку от Колвицких тундр.

В бассейне р. Лотты этот комплекс пород представлен чередованием гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, как правило лишенных граната, и гранат-биотит-кордиеритовых или гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов. Все эти толщи, образующие серию довольно простых открытых складок, надвинуты на распространенные южнее мигматиты и гранито-гнейсы беломорского комплекса, а также на пачки среднетемпературных кристаллических сланцев района Корва-тундры, которые обычно относятся к протерозою. Вдоль приуроченной к разлому мощной зоны рассланцевания происходила перекристаллизация в условиях гранулитовой фации с образованием бескордиеритовых парагенезисов в породах, бедных кальцием, и ассоциаций двупироксенов, граната и плагиоклаза в богатых СаО гнейсах и кристаллических сланцах.

Анализ парагенезисов глиноземистых пород и изучение состава минералов в них позволили сравнить условия метаморфизма лоттинских гнейсов с условиями метаморфизма кольской серии, с одной стороны, и пород, попавших в зону глубинного разлома, - с другой. На диаграммах (рис. 2) представлены составы проанализированных биотитов и гранатов. Биотиты из лоттинских гнейсов оказываются несколько более железистыми и глиноземистыми, хотя и мало отличающимися по составу от биотитов кольской серии. По

сравнению же с биотитами из пород зоны разлома они заметно менее магниезальные, что при сходной общей глиноземистости может быть связано со сравнительно низким давлением. Еще более отчетливо выступают различия составов граната сравниваемых комплексов. Наибольшей железистостью характеризуются гранаты лоттинских гнейсов, точки которых занимают максимально приближенный к вершине „Альмандин” участок поля составов гранатов кольской серии. В то же время гранаты зоны разлома содержат большую примесь пиропового минала. Такие особенности состава,

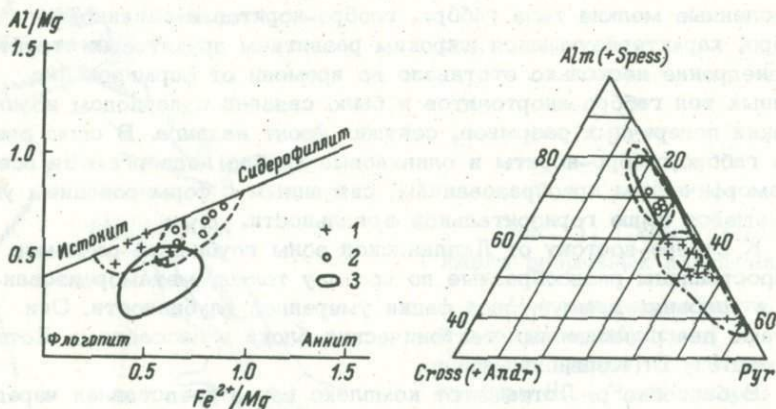


Рис. 2. Сопоставление составов биотитов (а) и гранатов (б).

1 - зона разлома; 2 - лоттинское поле; 3 - гранулиты кольской серии.

учитывая сходство температуры метаморфизма, можно объяснить тем, что повторные преобразования в зоне Лапландских глубинных разломов происходили при более высоких давлениях, чем изменения лоттинских гнейсов. Действительно, оценка этой величины по диаграммам, на которые были нанесены линии фиксированных составов гранатов из парагенезисов гранат-биотит-силлиманит, гранат-биотит-кордиерит, гранат-силлиманит-кордиерит, рассчитанные на основании экспериментальных данных Б. Хенсена и Д. Грина (Hensen, Green, 1971, 1972), показывает, что давление при метаморфизме лоттинских гнейсов не достигало 10 кб, а в зоне разлома превышало эту величину. В связи с этим становятся понятными находки парагенезиса гиперстена, граната и силлиманита,

устойчивого при  $p = 10$  кб и более в гранулитах лапландского типа.<sup>х</sup>

Метаморфизм в зоне разломов неоднороден и приводит к формированию своеобразной асимметричной зональности, которая хорошо проявлена в районе Сальных тундр. Здесь выделяются зоны: 1) неизмененных малоглубинных гранулитов с парагенезисом двупироксенов и плагиоклаза в породах, богатых кальцием; 2) рассланцованных и перекристаллизованных гранулитов (лапландский тип), в которых возникает новая минеральная ассоциация клинопироксена с гиперстеном повышенной глиноземистости, высокомагнезиального граната, плагиоклаза и кварца; 3) эклогитизации основных кристаллических сланцев гранулитовой фации и габброидов; 4) диафтореза высокотемпературных пород и метаморфизма сланцевых и гнейсовых толщ, развитых к югу от разлома в условиях высоко- и средне-температурных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Ассоциации каждой из последующих метаморфических зон накладываются на ассоциации предыдущих, а сама рассматриваемая зональность отражает эволюцию термодинамических условий преобразования пород от высоких температур и умеренных давлений через высокие температуры и высокие давления к более низким температурам при сохраняющемся высоком давлении, а далее к последовательному снижению величин обоих параметров.

В этой цепи метаморфических событий особый интерес представляют два явления. Это формирование гранат-ортопироксеновых гранулитов в связи с рассланцеванием в зоне разлома синхронно с рассмотренным выше преобразованием глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев и явления эклогитообразования. Ранее нами было показано (Гранулитовая фация..., 1972), что первый из этих процессов происходил при повышающемся давлении, вызывающем разложение анортитовой составляющей плагиоклаза, образование граната повышенной магнезиальности в породах, ранее не содержавших этого минерала, и перераспределение избыточного глинозема в гиперстен. Процессы эклогитизации протекают в две стадии, разорванные внедрением габброидов. Во время первого из этих эпизодов возникают высокотемпературные эклогиты и эклогитоподобные (плагиоклазосодержащие) породы, тесно ассоциирующиеся с гранат-пироксеновыми гранулитами и отличающиеся высокой магнезиальностью граната и низким содержанием жадеитового минала в

---

<sup>х</sup> Первое описание этого парагенезиса дано П. Эскола (Eskola, 1952). На советской территории гиперстено-гранато-силлиманитовые гнейсы в лапландских гранулитах впервые были установлены совместными работами Л.А. Прияткиной и М.Д. Крыловой в 1972 г.

Таблица 1

Состав минералов пород из зоны глубинного разлома

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Обр. 44		Обр. 375		Обр. 580		Обр. 68		Обр. 116	
	Gr	CPy	Gr	CPy	Gr	CPy	Gr	CPy	Gr	CPy
SiO <sub>2</sub>	40.12	49.86	38.38	48.35	37.76	55.70	38.32	49.30	39.04	49.40
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.38	0.14	0.63	0.12	0.86	0.32	1.20	0.40	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.00	11.15	21.61	5.49	21.43	8.25	22.50	5.20	21.00	3.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	1.40	1.71	3.23	1.05	2.50	0.69	3.60	1.45	2.98
FeO	13.50	3.60	22.35	7.70	26.90	6.89	22.32	6.84	20.52	7.40
MnO	0.30	0.08	0.56	0.09	0.49	0.04	0.30	0.09	0.44	0.06
MgO	14.68	13.84	6.55	11.05	3.87	8.38	9.54	12.50	10.16	12.74
CaO	7.50	18.16	9.12	22.55	8.09	13.86	6.50	19.20	6.88	21.26
Na <sub>2</sub> O	-	1.04	-	0.82	-	2.50	-	1.54	-	1.35
K <sub>2</sub> O	-	0.19	-	0.07	-	0.52	-	0.01	-	0.01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	0.45	-	-	-	0.50	-	0.24
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма . . .	100.36	99.70	100.42	100.43	99.71	99.50	100.49	99.98	99.89	99.64

Таблица 1 (продолжение)

Окисел	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Обр. 342/2		Обр. 2146		Обр. 2227		Обр. 3084		Обр. 298
	Gr	Срy	Gr	Срy	Gr	Срy	Gr	Срy	Gr
SiO <sub>2</sub>	38,28	50,81	40,24	49,87	40,84	50,38	39,52	50,68	40,22
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,59	0,56	0,57	0,25	0,77	0,11	0,61	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,95	6,58	22,06	5,63	22,00	7,41	22,78	5,96	23,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	2,25	0,96	2,58	2,09	1,37	1,30	2,20	0,16
FeO	21,85	5,00	15,12	5,76	17,71	4,89	19,04	4,91	19,47
MnO	0,52	0,06	0,23	0,06	0,36	0,05	0,57	0,10	0,34
MgO	7,90	12,43	12,08	12,83	110,87	13,10	9,92	13,40	16,17
CaO	8,27	20,55	4,76	19,88	6,16	19,48	7,02	21,30	Нет
Na <sub>2</sub> O	-	1,68	0,10	1,45	-	1,41	-	0,70	-
K <sub>2</sub> O	-	0,06	-	Сл.	-	Сл.	-	0,10	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	0,20	-
П.п.п.	-	-	1,32	1,03	-	0,70	-	-	-
Сумма . . . .	99,74	100,01	97,43	99,66	100,28	99,56	100,26	100,16	99,70

П р и м е ч а н и е . Анализы 1-18 - гранато-клинопироксеновые сланцы; 1-12 - коллекция Л.А. Прияткиной, 13-18 - коллекция Е.В. Шаркова. Анализ 19 - гранато-гиперстено-силлиманитовый гнейс из коллекции Л.А. Прияткиной. Анализы 13-16 выполнены в ИГФМР АН УССР, остальные - в ИГГД АН СССР.

Таблица 2

Значения  $T$  и  $p$ , определенные по коэффициенту распределения  $X_{Ca}$  и  $X_{Mg}$  в паре гранат-клинопироксен (по данным табл. 1)

№ образца	$X_{Ca}$	$X_{Py}$	$X_{Mg}$	$X_{Py}$	$T, ^\circ C$	$p, \text{кб}$
44	0.19	0.94	0.65	0.87	660	14
375	0.25	0.97	0.34	0.72	650	10
580	0.23	0.85	0.20	0.68	610	7
68	0.17	0.93	0.43	0.76	700	9
116	0.18	0.95	0.46	0.75	700	12
342/2	0.22	0.93	0.39	0.81	630	8
2146	0.14	0.92	0.58	0.80	710	13
2227	0.17	0.94	0.52	0.83	700	9
3084	0.19	0.97	0.47	0.83	700	7

клинопироксене. После этого происходит эклогитизация габброидов не только в зонах развития гранат-пироксеновых гранулитов, но и в участках разлома, где такие породы вообще не возникают (например, в районе тундр Нявки и Чуна). В этих эклогитах заметны менее магнезиальные и более кальциевые гранаты и более жадеитовые пироксены. Составы гранатов и клинопироксенов лапландских эклогитов отражены в табл. 1. Была предпринята попытка оценить условия образования этих пород с помощью термобарометра Л.Л. Перчука (1970). Полученные вариации температур (580–720°C) и давлений (7–14 кб), возможно, являются в какой-то своей части заниженными (табл. 2). Однако эти данные как будто бы подтверждают падение  $T$  и  $p$  от разлома в юго-западном направлении, где проявляются все более молодые процессы, и правильно отражают тенденцию в изменении термодинамического режима метаморфизма со временем. Кроме того, обращают на себя внимание максимальные величины давления, достигавшиеся в зоне разлома.

В районе Колвицких тундр и Порьей губы устанавливаются сходные закономерности в распределении метаморфических зон возле глубинного разлома, контролирующего, как и в Сальных тундрах, внедрение габбро-анортозитов, а затем габбро, габбро-норитов и оливинных габбро с друзитовыми структурами. В этом районе с северо-востока к зоне разлома примыкает толща гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов, чередующихся

с гранат-биотитовыми, кордиерит- и силлиманитсодержащими гнейсами, кристаллизационная сланцеватость и полосчатость которых залегает почти горизонтально. Парагенезисы в этих породах свидетельствуют о метаморфизме в условиях гранулитовой фации умеренной глубинности, мало отличающейся от глубинности лотгинских гнейсов. Для самой зоны разлома характерно развитие полого ориентированной сланцеватости, накладывающейся на гнейсы и кристаллические сланцы, на упомянутые только что основные породы и на своеобразные толщи гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев с горизонтами кварцитов и карбонатных пород. К юго-западу от зоны разлома развиты метапорфириты с хорошо сохранившимися миндалекаменными и порфировыми текстурами и далее мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы беломорского комплекса.

В районе Порьей губы в связи с формированием глубинного разлома отчетливо проявлены процессы, по своим условиям соответствующие зоне гранат-пироксеновых гранулитов в Сальных тундрах. Составы породообразующих минералов кристаллических сланцев, богатых кальцием, и определенные на их основании величины температуры и давления представлены в табл. 1 и 2. Именно с этими породами ассоциируются здесь гранат-биотит-гиперстен-силлиманитовые гнейсы, гранат которых содержит около 60% пироба (табл. 1).

Как и в Сальных тундрах, метаморфизм в условиях фации альмандиновых амфиболитов, связанный с главным этапом развития Беломорско-Лапландского пояса, накладывается на гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации повышенного давления, на эклогиты и на породы, не несущие никаких признаков более раннего высокотемпературного метаморфизма, например на пачки метапорфиритов.

Амфиболовые парагенезисы появляются уже в зоне гранато-клинопироксеновых сланцев. Морфологически амфиболы этой зоны выглядят как диафорические. Однако в сравнении с амфиболами из зоны прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации они обладают рядом особенностей: повышенным содержанием щелочей (3,5-4,2 вес.%) и сравнительно низким содержанием воды (1,9-1,3 вес.%). Содержание этих компонентов в зоне амфиболитовой фации иное: сумма щелочей колеблется от 3 до 2 вес.%, воды - от 2 до 2,5 вес.%.

Гранаты из амфиболовых парагенезисов на диаграмме рис. 3 образуют поле, заметно смещенное к вершине „Альмандин“, и по своему составу отвечают амфиболитовой фации. Таким образом, амфиболо-гранатовые парагенезисы представляют собой наиболее низкотемпературную ассоциацию и обнаруживают некоторую зональность, подтверждающую общую для этого района тенденцию падения температуры с северо-востока на юго-запад.

Таким образом, в строении различных участков Лапландской зоны глубинных разломов, в распределении в ее пределах магмати-

ческих пород и метаморфических фаций наблюдаются закономерности, хорошо выдерживающиеся на всем протяжении этой структуры. Наиболее интересной ее особенностью является проявление метаморфизма в специфическом термодинамическом режиме. Эта специфика определяется прежде всего значительной величиной давления, достигающегося на относительно ранних стадиях эволюции Беломорско-Лапландского пояса. Из приведенного фактического материала

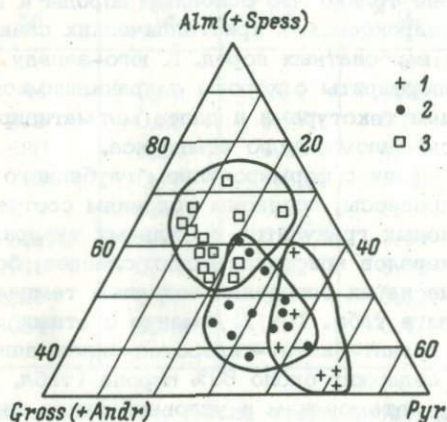


Рис. 3. Гранаты из сланцев зоны разлома.

1 - гранато-гиперстеновые сланцы;  
2 - гранато-клинопироксеновые сланцы;  
3 - гранатовые амфиболиты.

следует, что высокие давления строго контролировались зоной глубинного разлома.

Вся эбна имеет отчетливо асимметричное строение, что находит отражение и в асимметричном характере метаморфической зональности. Интересно, что формирование гранат-пироксеновых гранулитов, гиперстен-силлиманитовых и гранат-силлиманитовых гнейсов с высокомагнезиальным гранатом, а также высокотемпературных эклогитов наблюдается только там, где в более ранний этап геологического развития возникали гранулиты умеренной глубинности (районы Лапландии и Колвицких тундр-Порьей губы). В противном случае, как например в районе Нявки-тундры, высокотемпературной зоны в разломе не образуется. В настоящее время нет еще достаточного количества данных, которые позволили бы оценить длительность перерыва между метаморфическими событиями, обусловившими формирование гранулитов, распространенных к северо-востоку от глубинного разлома и в самом разломе. Надежно датированы только последние, которые по данным А.И. Тугаринова, Е.В. Бибиковой и Г.Л. Горошенко (1968), имеют возраст 1950 млн лет и поэтому несомненно относятся к рассматриваемому в статье тектоно-метаморфическому циклу, отражая его ранние стадии. Первые же определения возраста гранулитов умеренного давления

на территории Финляндии (Kouvo, 1967; Gulson, 1970) дали результат ~ 2200 млн лет. Эта проблема требует дальнейшего изучения, а без ее решения невозможно судить о характере пространственной связи высокотемпературных гнейсов и кристаллических сланцев, возникающих при резко различных давлениях. Тем не менее существующие данные не противоречат геологическим наблюдениям о более молодом возрасте метаморфизма в зоне глубинного разлома по отношению к метаморфизму толщ, примыкающих к нему с северо-востока. А это значит, что на ранних стадиях эволюции Беломорско-Лапландского метаморфического пояса в определенных зонах, где в предшествующие периоды проявлялись плутонические процессы под действием достаточно интенсивных тепловых потоков, так что температура гранулитовой фации достигалась на умеренных глубинах, устанавливался термодинамический режим, соответствующий фациальной серии Б<sub>2</sub> (Глебовицкий, 1973), в которую входят рассмотренные здесь субфации повышенных давлений, и тепловым потокам пониженной интенсивности. Только в более позднее время, когда происходит формирование горизонтальной метаморфической зональности, связанной с главным этапом цикла складчатости, режим метаморфизма менялся в сторону возрастания плотности теплового потока.

Такая направленность в развитии метаморфических поясов устанавливается при изучении многих как молодых, так и древних структур. Рассмотренный эклогито-гранулитовый комплекс своим положением в цикле метаморфизма и пространственной локализацией напоминает эклогито-сланцевые и глаукофан-сланцевые комплексы, которые формируются на ранних стадиях соответствующих им метаморфических циклов. Но все же рассмотренные комплексы обладают и явной спецификой. Они формируются при необычных, очень высоких, температурах, что говорит о значительном прогреве земной коры даже в период быстрых нисходящих движений в узких линейных зонах сжатия. Это может быть связано с заметным термальным влиянием основных магм. Действительно, гранулиты высоких давлений постоянно ассоциируются с крупными телами габбро-анортозитов, в чем можно убедиться не только на примере рассмотренной здесь зоны Лапландских глубинных разломов.

## Л и т е р а т у р а

- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973, 128 с.  
Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д.

- Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: *Метаморф. пояса СССР*. Л., „Наука“, 1971, с. 5–23.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972. 256 с.
- Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., „Наука“, 1967, 84 с.
- Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — *Геотектоника*, 1973, № 5.
- Московченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит–силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). — В кн.: *Метаморф. пояса СССР*. Л., „Наука“, 1971, с. 34–51.
- Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит–силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., „Наука“, 1975.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., „Наука“, 1970. 392 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим метаморфизма. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1972, № 12, с. 46–60.
- Полканов А.А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. — В кн.: *МГК, XVIII сессия, путеводитель, Северная экскурсия. Кольский полуостров*. Л.–М., 1937.
- Полканов А.А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенно–Скандинавского кристаллического щита. — В кн.: *МГК, XVIII сессия, т. П. М.*, 1939.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горощенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — *Геохимия*, 1968, № 9.
- Шарков Е.В. Массивы габбро–анортозитов и мангелитов Коввических, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовных зон глубинных разломов. — В кн.: *Анортозиты СССР*. М., „Наука“, 1974.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения восточной части Балтийского щита. — В кн.: *Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита*. Л., „Наука“, 1968.
- Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ беломорского комплекса архея Балтийского щита. — В кн.: *МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, Проблема 4 „Геология докембрия”*. Л., „Наука“, 1968.

- Eskola P. On the granulites of Lapland. - Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952, p. 133-171.
- Gulson B. Radiometriset iänmaaritykset. - Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1969. Otaniemi, 1970.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental data of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperature. I. Compositions with excess aluminosilicate. - Contr. Min. a. Petrol., 1971, vol. 33, p. 309-330.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental data of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperature. II. Compositions without excess aluminosilicate. - Contr. Min. a. Petrol., 1972, vol. 35, p. 331-354.
- Kouvo O. Radiometriset iänmaaritykset. - Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1966. Otaniemi, 1967.

Е.В. Шарков, В.В. Сидоренко

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ  
МЕТАГАББРО-АНОРТОЗИТОВ РАЙОНА  
КЕЙВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ  
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Как известно, характерной особенностью докембрийского базитового магматизма является широкое развитие габбро-анортозитовых комплексов. До недавнего времени большинством исследователей выделялось два главных типа таких комплексов: 1) „бушвельдский“ - мощные прослои габбро-анортозитов в постороженных расслоенных интрузиях основных и ультраосновных пород и 2) „адирондакский“ - так называемые „массивные“ анортозиты, ассоциирующиеся с мангеритами и чарнокитами. В отличие от комплекса первого типа формирование последнего связано с ранними этапами развития подвижных зон. В последнее время Б. Виндли (Windley, 1970) предложил выделять третий тип расслоенных высококальциевых анортозитов, образующих пластинообразные тела среди глубоко метаморфизованных пород древних щитов. В отличие от анортозитов „адирондакского“ типа, с которыми они имеют много общего в тектоническом по-

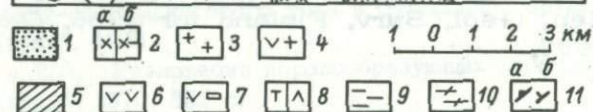
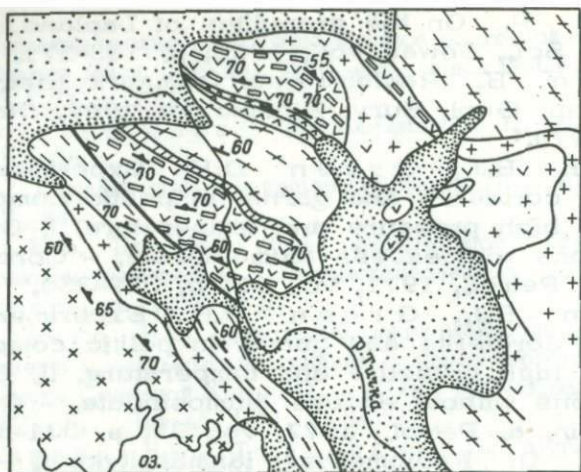


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Колмозеро.

1 - рыхлые отложения; 2 - щелочные граниты (а) и сланцы по ним (б); 3 - плагиомикроклиновые граниты; 4 - гранодиориты; 5 - хлоритовые сланцы по габбро-анортозитам; 6 - „овоидные метагаббро-анортозиты“; 7 - метагаббро-анортозиты; 8 - метаультраабазиты (а) и эндоконтактовые габброиды (б); 9 - гранатавролитовые и двуслюдяные кристаллические сланцы; 10 - мигматизированные гранито-гнейсы Мурманского блока; 11 - элементы залегания (а - первичной расслоенности; б - сланцеватости).

ложении и морфологии тел, для них характерна ассоциация с породами ультраосновного состава.

Представителем интрузий такого типа на территории Балтийского щита является метагаббро-анортозиты возвышенности Кейв в центральной части Кольского полуострова. Эти массивы были обнаружены в процессе систематических геологических съемок района, проводившихся в 1931-1941 гг. под руководством П.В. Соколова и Л.Я. Харитонova. В результате работ было установлено, что мета-

габбро-анортозиты образуют расслоенные пластовые интрузии (Харитонов, 1958). Более подробные сведения о геологии и петрологии этих массивов содержатся в работе Д.Д. Мирской (1968), посвященной метабазитам Кейв. Петрохимические и металлогенические особенности пород данного комплекса рассмотрены Б.А. Юдиным (1970).

Авторами статьи кейвские метагаббро-анортозиты изучались в 1970-1971 гг. В процессе полевых работ были обследованы сравнительно хорошо обнаженные массивы Колмозерской группы (северо-западное окончание Кейвской возвышенности) и южной части Ачинского массива (юго-восточное окончание возвышенности).

Согласно существующим представлениям (Мирская, 1968; Шуркин, 1968; Биркин и др., 1972), интрузии метагаббро-анортозитов приурочены к зоне тектонического контакта двух докембрийских структурных комплексов. Наиболее древний из них (архейский) образует Мурманский блок фундамента карелид, занимающий всю северо-восточную часть Кольского полуострова. Здесь развиты разнообразные гранитоидные породы — от олигоклазовых гранитов и гиперстеновых диоритов до лейкократовых биотитовых гранито-гнейсов. Расположенный к юго-западу от него Кейвский структурный комплекс (блок) сложен вулканогенно-осадочными образованиями кейвской серии нижнего протерозоя. Они преобразованы в различные по составу гнейсы и сланцы, которые смяты в крутые линейные складки, осложненные более поздними деформациями. Региональная структура блока отвечает синклинали, запрокинутой на юго-запад.

Метагаббро-анортозиты образуют цепочку массивов, трассирующих контакты Кейвского блока, как северо-восточный, так и юго-восточный (рис. 1. к статье А.П. Платуновой, настоящий сборник). Встречены они также и вдоль юго-западного контакта этого блока с так называемым Понойским выступом фундамента карелид. Все массивы габбро-анортозитов представляют собой согласные пластинообразные тела мощностью 1,5-2 км, а в пережимах — до десятков метров, протягивающиеся на десятки (до сотни) километров. Совместно с вмещающими их образованиями они интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Тем не менее нередко сохраняются участки с реликтовыми магматическими текстурами и структурами, что позволяет восстановить внутреннюю структуру интрузий и характер их соотношений с вмещающими породами.

Наименее изменены вторичными процессами массивы метагаббро-анортозитов северо-западного окончания Кейв, расположенные в районе оз. Колмозеро (рис. 1). Наиболее крупным здесь является линзообразное тело горы Патчемварака (мощность 2 км, длина около 7 км). На северо-западе и юго-востоке массив частично перекрыт четвертичными отложениями, и, судя по данным магнитометрии, его истинные размеры значительно больше. Контакты интрузии

тектонические, причем вдоль северного контакта развита зона хлоритовых сланцев.

Массив сложен в основном весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-лабрадоритами (рис. 2). Породы состоят из близких к идиоморфным таблитчатых кристаллов плагиоклаза, состав-

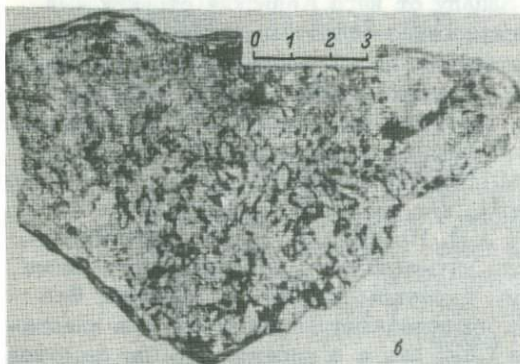
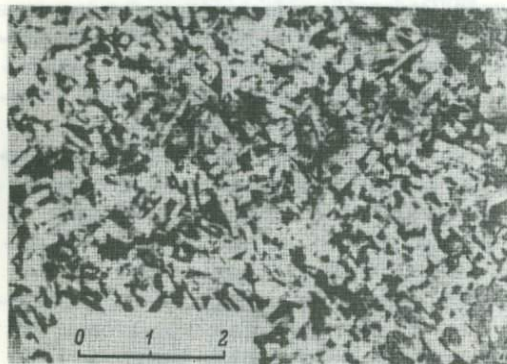


Рис. 2. Характер текстур среднезернистых метагаббро-лабрадоритов. Интрузия горы Патчемва-рака.

а — равномерное распределение кумулюсно-го и интеркумулюсного материала; б — пятнистое.

ляющих от 60 до 95% объема породы. Интерстиции между ними выполнены агрегатом зеленой роговой обманки, очевидно, по первичным пироксенам. Как известно, такие структуры, где четко выделяются две группы зерен, одна из которых образует близкие к идиоморфным кристаллы (кумулус), а вторая — «цементирует» эти зерна (интеркумулус), выделяются в качестве кумулятивных (Уэйджер, Браун, 1970). Считается, что минералы кумулуса выделялись из главного объема расплава, а интеркумулюсный материал кристаллизовался позже из расплава, оставшегося в промежутках между осевшими минералами кумулуса. Кумулятивные структуры весьма характерны для расслоенных интрузий, однако в отличие от интрузий консолидированных зон, где количественные соотношения кумулуса и интеркумулуса в пределах одного слоя меняются постепенно, здесь характер обогащения пород интеркумулюсным материалом чаще име-

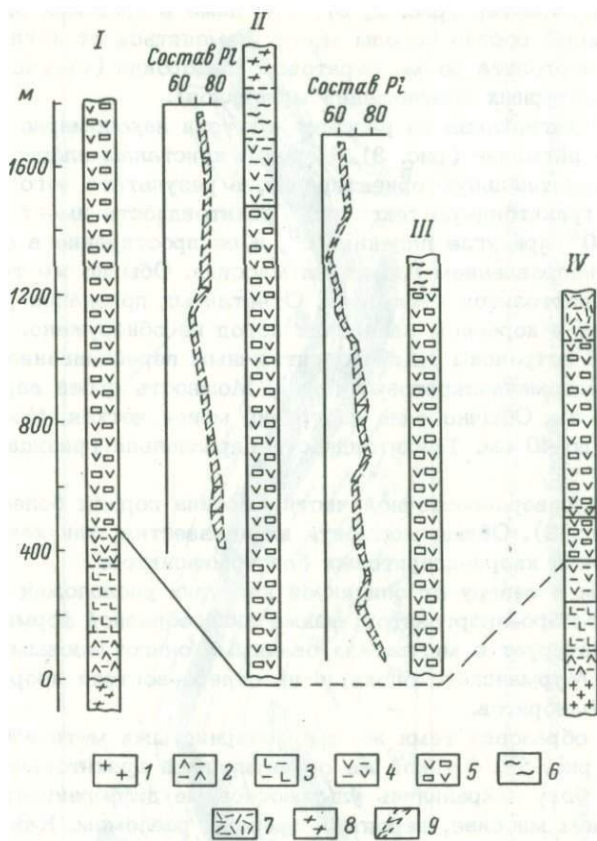


Рис. 3. Типичные разрезы массивов метагаббро-анортозитов.

I-III - Колмозерские массивы; IV - Ачинский массив. 1 - плагиомикроклиновые граниты; 2 - эндоконтактовые метагаббро; 3 - метаяльтрабазиты; 4 - метагаббро; 5 - метагаббро-анортозиты и анортозиты; 6 - хлоритовые сланцы; 7 - гранат-биотитовые гнейсы; 8 - гранито-гнейсы Мурманского блока; 9 - вариации состава плагиоклаза по разрезу интрузий.

ет пятнистый характер (рис. 2, б), т.е. даже в пределах одного штуфа модальный состав породы может изменяться от анхимономинерального анортозита до мезократового габброида (однако при сохранении структурных соотношений минералов).

Состав плагиоклаза по разрезу интрузии закономерно меняется, а именно ритмично (рис. 3). Нередко кристаллы плагиоклаза имеют план-параллельную ориентировку, в результате чего порода приобретает трахитоидную текстуру. Трахитоидность имеет азимут падения  $10-20^{\circ}$  при угле падения  $70^{\circ}$ , и ее простираение в общем совпадает с направлением удлинения массива. Обычно же текстура метагаббро-анортозитов массивная. Отчетливых признаков расслоенности массива в коренном залегании пород не обнаружено. Только в осыпи были встречены глыбы с ритмичным переслаиванием лейкократовых и мезомеланократовых пород. Мощность слоев варьирует от 3-4 до 20 см. Обычно одна из границ менее четкая. Мощность ритмов от 5 до 40 см. Трахитоидность параллельна границам между слоями.

В самой северо-восточной части массива породы более меланократовые (рис. 3). Общая мощность их неизвестна, так как они срезаются зоной кварц-хлоритовых бластомилонитов.

В 1,5 км к северу от описанной интрузии расположен другой массив метагаббро-анортозитов, также линзообразной формы. С юга он контактирует с мигматизированными олигоклазовыми гранито-гнейсами Мурманского блока; а на северо-востоке прорван интрузией гранодиоритов.

Массив образован теми же среднезернистыми метагаббро-лабрадоритами (рис. 3), с такой же ориентировкой трахитоидности. В его лежачем боку сохранились ультраосновные дифференциаты, которые в Южном массиве, вероятно, срезаны разломом. Как видно на рис. 3, метагаббро-лабрадориты подстилаются мезомеланократовыми метагабброидами, которые в свою очередь сменяются серпентинизированными и амфиболитизированными ультрабазитами.

В ультраосновных породах наблюдается отчетливо выраженная расслоенность, характеризующаяся тонким чередованием метапериidotитов и метапироксенитов. Мощность прослоев в восточной части тела 1-2 м, в западной - 10-20 см. Расслоенность ориентирована так же, как и трахитоидность в метагаббро-лабрадоритах.

Вдоль южного контакта массива с гранито-гнейсами наблюдаются выходы мелкозернистых метагабброидов, обычно преобразованных в полевошпатовые амфиболиты, которые, вероятно, представляют собой эндоконтактные образования интрузии.

Ачинский массив располагается вдоль левого притока р. Понойр. Ачи (Ачерийок), с чем и связано его название. Он представляет собой пластообразное тело длиной около 100 км при ширине, варьирующей от первых километров до нескольких десятков метров. Общее

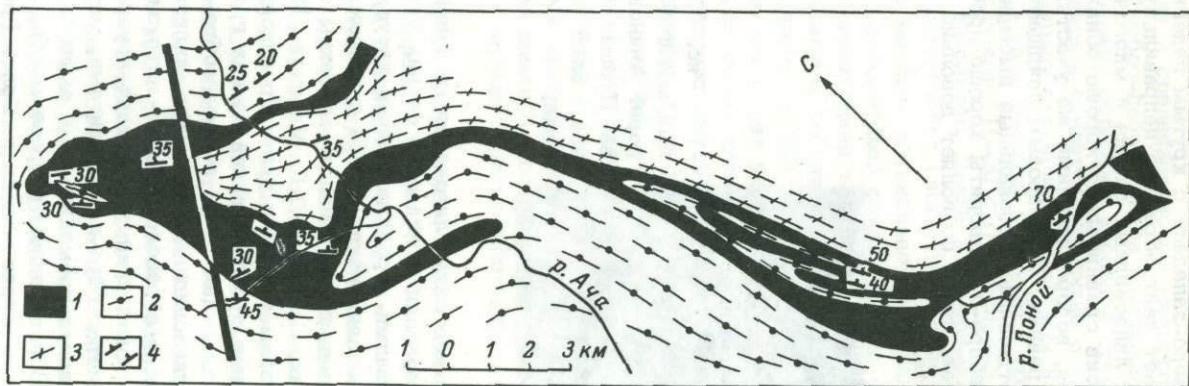


Рис. 4. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Ачинского массива.  
 1 - Ачинский массив; 2 - образования Кейвского блока; 3 - образования Мурманского блока; 4 - элементы залегания.

простираение интрузива северо-западное с крутым падением на северо-восток. В плане он имеет лентообразную неправильную форму из-за отходящих в гнейсы линзовидных апофиз и многочисленных расширений (рис. 4). Массив сравнительно хорошо обнажен только в долинах рек Ачи и Поноя, водоразделенные же участки представляют собой заболоченную равнину с тундровым ландшафтом, где среди болот отмечаются отдельные элювиальные высыпки и грядки коренных пород. Однако габбро-лабрадориты хорошо прослеживаются на аэромагнитных картах, что и позволяет довольно уверенно судить о форме и размерах тела.

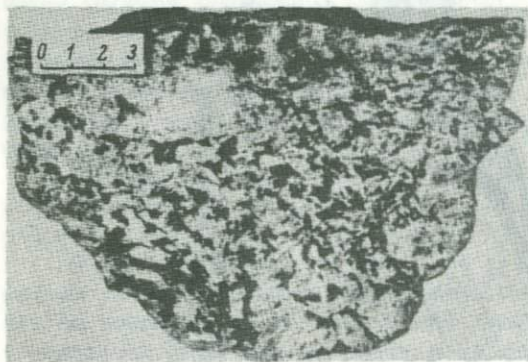


Рис. 5. Такситовый метагаббро-лабрадорит Ачинского массива. Правый берег р. Поноя, близ устья р. Колмака.

Интрузив приурочен к контакту олигоклазовых гнейсо-гранитов Мурманского блока с образованиями кейвской серии. Характер его взаимоотношений с вмещающими породами обычно затушеван процессами более позднего расщелачивания, часто сопровождавшимися внедрением гранитов. Первичные интрузивные контакты сохранились лишь на отдельных участках. Согласно Д.Д. Мирской (1968), в зоне экзоконтакта под воздействием интрузии часто происходит аплитизация гнейсов кейвской серии с регенерацией из них гранитного расплава, образующего маломощные жилы в метагаббро-анортозитах. Иногда наблюдаются линзовидные ксенолиты аплитизированных гнейсов, залегающих согласно с расслоенностью интрузива.

Ачинский массив образован преимущественно крупнозернистыми сильно расщелачиванными метагаббро-лабрадоритами, метагаббро и подчиненными им количественно тремолитовыми амфиболитами по ультраосновным породам. В поперечном разрезе массив имеет асимметричное строение. Судя по разрезу вдоль р. Поноя (рис. 3), его юго-западная часть сложена крупнозернистыми до гигантозернистыми (размеры кристаллов плагиоклаза до 10 см и более) метагаббро-лабрадоритами, которые в северо-восточном направлении постепенно сменяются такситовыми метагаббро-лабрадоритами (рис. 5), а за-

тем переходят в среднезернистые мезократовые габброиды. В отличие от метагаббро-лабрадоритов плаггиоклаз и псевдоморфозы амфибола по пироксену образуют в равной степени субидиоморфные индивидуальные зерна, свидетельствующие о том, что минералами кумулуса здесь наряду с плаггиоклазом были и темноцветные минералы. Метагаббро в свою очередь сменяются тремолитовыми амфиболитами с маломощными (10–20 см) прослоями меланократовых полевошпатовых амфиболитов. Далее к северо-востоку развиты мелко-среднезернистые метагаббро (полевошпатовые амфиболиты) эндоконтакта.

Породы массива интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Однако местами в них отмечается реликтовая трахитоидная текстура, обусловленная плоскопараллельным расположением таблитчатых кристаллов плаггиоклаза, азимут падения варьирует от 350 до 30–50° при угле падения 70°. Аналогичное залегание имеет расслоенность в зоне тремолитовых амфиболитов и наложенная сланцеватость. В плане трахитоидность и расслоенность располагаются параллельно контактам массива.

На изученном нами участке метагаббро-лабрадориты слагают лежащий бок интрузии, а метаультрабазиты – висячий. Такое залегание обратно тому, какое наблюдалось в Северном массиве Колмозерской группы, а также обычному разрезу расслоенных интрузий. Это позволяет предположить, что Ачинский массив, как и все породы северного крыла Кейвской структуры, имеет опрокинутое залегание, на что впервые обратил внимание Б.А. Юдин (1970 г., личное сообщение).

Метагаббро-лабрадориты всех рассмотренных массивов образованы лабрадором № 64–85 (70–95% объема), зеленой или сине-зеленой роговой обманкой (5–30%) и второстепенными минералами: биотитом, кварцем, апатитом, титаномагнетитом, сфеном. Пироксены практически отсутствуют. Роговая обманка развивается в связи с наложенной сланцеватостью и, несомненно, имеет вторичный характер (по пироксену, с сохранением мелких реликтов последнего), ассоциируясь с клиноцоизитом и эпидот-клиноцоизитом. Плаггиоклаз при этом деанортитизируется до андезина № 30–45. В метаультрабазитах амфибол относится к актинолит-тремолитовому ряду. Судя по характеру парагенезисов, метаморфизм пород происходил в условиях, соответствующих ставролит-дистен-мусковитовой субфации кианит-силлиманитовой фациальной серии в глиноземистых породах. Аналогичный метаморфизм претерпели и вмещающие массивы образования кейвской серии (Глебовицкий и др., 1971), что позволяет сделать вывод об изофациальности метаморфизма габбро-анортозитов и вмещающих их пород.

Характеристика химизма главных разновидностей пород кейвского комплекса приведена в табл. 1. Из нее следует, что породы охарактеризованных массивов относятся к известково-щелоч-

Таблица 1

Средние химические составы главных разновидностей пород

Окисел	Метаультраба- зиты			Метагабброиды			Метагаббро-анор- тозиты		
	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>
SiO <sub>2</sub>	5	36.20	4.60	17	48.76	3.40	21	50.34	2.20
TiO <sub>2</sub>	5	2.15	1.92	17	1.11	0.71	21	0.39	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5	6.77	3.37	17	16.22	3.64	21	25.22	2.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5	11.42	7.53	17	3.94	2.36	21	1.49	0.70
FeO	5	14.76	7.28	17	8.08	3.18	21	3.35	1.40
MnO	5	0.28	0.08	17	0.15	0.07	21	0.07	0.02
MgO	5	20.18	5.48	17	6.57	3.37	21	2.34	1.24
CaO	5	3.07	2.43	17	11.06	1.94	21	11.63	1.87
Na <sub>2</sub> O	5	0.07	0.06	17	2.46	1.11	21	3.57	1.30
K <sub>2</sub> O	5	0.03	0.05	17	0.55	0.37	21	0.50	0.41

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

<i>a</i>	0.2	6.3	9.7
<i>c</i>	3.5	7.9	14.2
<i>b</i>	55.9	27.5	11.3
<i>S</i>	40.4	57.3	64.8
<i>a'</i>	2.3	-	-
<i>f'</i>	40.3	39.9	44.9
<i>m'</i>	57.3	39.7	35.9
<i>c'</i>	-	20.4	15.6
<i>n</i>	79.6	87.1	91.5
$\varphi$	16.4	12.0	12.7
<i>t</i>	4.3	1.7	0.6
<i>Q</i>	23.2	5.9	3.9
<i>a/c</i>	0.05	0.8	0.7

Примечание: *n* - количество анализов;  $\bar{x}$  - средние содержания; *S* - средние квадратичные отклонения. Для усреднения использовались анализы из коллекции авторов, а также Б.А. Юдина, Д.Д. Мирской и др.

Таблица 2

Составы эндоконтактных зон и средневзвешенный состав кейвского комплекса

Окисел	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	49.09	48.04	49.18	48.80
TiO <sub>2</sub>	1.09	0.90	1.00	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	16.09	15.46	16.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	2.81	2.73	3.56
FeO	9.76	9.66	9.84	9.15
MnO	0.23	0.15	0.19	0.17
MgO	7.71	6.12	6.99	7.31
CaO	11.67	12.04	12.01	11.03
Na <sub>2</sub> O	1.97	2.30	2.16	2.20
K <sub>2</sub> O	0.40	0.48	0.44	0.45
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0.02	0.06	-	-
П.п.п.	1.52	1.27	-	-
Сумма . . .	100.46	99.91	99.99	100.00

Примечание: 1, 2 – мелкозернистые метагаббро из колл. Е.В. Шаркова (1 – обр. 2775, в 3 км к северу от горы Патчемварака; 2 – обр. 2854, Ачинский массив, берег р. Поноя); 3 – среднее по двум анализам, пересчитанное на безводной основе; 4 – средневзвешенный состав комплекса (по данным табл. 1).

ному ряду и по соотношению Na<sub>2</sub>O:K<sub>2</sub>O в составе щелочей являются существенно натриевыми породами. Как видно из табл. 1, наблюдаемый характер эволюции химизма пород в ряду ультрабазиты-габбро-анортозиты в общем типичен для интрузий основных и ультраосновных пород и не требует специального рассмотрения.

Нами была произведена попытка реконструировать исходный расплав комплекса. Для этого был изучен химизм эндоконтактных мелкозернистых метагабброидов Ачинского и северного Колмозерского массивов, отождествляемых с зонами закалки, и определен средневзвешенный состав массивов (табл. 2).

Как видно из рис. 3, на долю ультрабазитов в разрезе массивов приходится около 15%, габброидов – также 15%, остальное составляют метагаббро-лабрадориты. Однако, как указывалось выше, модальный состав последних при устойчивых структурных соотноше-

ниях минералов варьирует от габброида до анхимономинерального анортозита, причем пропорции между ними примерно равны. Поэтому анортозитовая часть разреза рассчитывалась как наполовину габброидная, наполовину анортозитовая. С учетом поправки на удельный вес пород доля каждой разновидности выразилась так (в %): ультрабазиты 19, габброиды 52, метагаббро-лабрадориты 29.

Из табл. 2 видно, что средневзвешенный состав комплекса и средний состав эндоконтактовых метагаббро-массивов близки друг другу и отвечают составу высокоглиноземистого толеитового базальта. Этот вывод находит свое подтверждение в преобладании в данном комплексе основных пород, а также в присутствии в них (по данным Ж.А. Федотова, 1966 г., взято у Мирской, 1968) Ni, Co, Cr, Ti и V в количестве, свойственном породам основного состава.

Тектоническое положение комплекса. До недавнего времени считалось, что расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород являются специфическими магматическими образованиями консолидированных зон земной коры. Изученные нами интрузии обладают многими характерными чертами классических расслоенных интрузий (асимметрия внутреннего строения с развитием высокотемпературных ультраосновных пород в нижних частях разреза, а сравнительно низкотемпературных габбро-анортозитов - в верхней, наличие макро- и ритмичной расслоенности, кумулятивные структуры пород), которые возникают при однонаправленном затвердевании интрузий (Jackson, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1971а, 1972).

Однако в отличие от подобных массивов кейвский комплекс транслирует мощную зону расслаивания вдоль границы блоков с различным геологическим строением и историей развития и вовлекается во все процессы деформаций и метаморфизма, связанные с эволюцией этой структуры. Пластинообразная конфигурация массивов (в отличие от воронкообразной классических расслоенных интрузий) свидетельствует о том, что внедрение расплава и его затвердевание происходили в условиях явно выраженного одностороннего давления. Удивительная близость ориентировки наложенного расслаивания к ориентировке самих массивов и расслоенности в них, а также отсутствие каких бы то ни было следов более ранних процессов преобразования пород, по нашему мнению, с очевидностью указывают на неразрывную связь между появлением рассматриваемых интрузий и формированием зоны смятия. Перечисленные выше особенности этой зоны (пространственная локализация, наличие специфического магматического комплекса), вероятно, позволяют интерпретировать ее в качестве шовной зоны глубинного разлома, а изученный интрузивный комплекс - как расслоенные интрузии шовной зоны такого разлома.

Имеющиеся данные позволяют также сделать вывод о первичной ориентировке этого разлома в пространстве. Как было показано на примере расслоенных интрузий консолидированных зон, в процессе затвердевания плутонов фронт кристаллизации в общем случае располагается субгоризонтально (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1971а, и др.). Естественно полагать, что в этом случае параллельность первичной расслоенности изученных массивов контактовым ограничениям и близости ориентировки наложенной сланцеватости к первичной расслоенности будут свидетельствовать о том, что движения по разлому были ориентированы субгоризонтально, т.е. что первоначально разлом имел характер надвига. Современное положение массивов является вторичным и связано с более поздними деформациями.

Аналоги комплекса в других регионах. В связи с тем, что в большинстве других регионов комплексы габбро-анортозитов изучались главным образом в петрографическом плане, без анализа их тектонического положения в структуре регионов, в настоящее время можно выделить только „петрографические аналоги“ изученного комплекса.

Пластинообразные (пластообразные) расслоенные интенсивно рассланцованные, метаморфизованные и деформированные тела анортозит-базит-ультрабазитового состава широко распространены среди докембрийских подвижных зон. Они даже были выделены Б. Виндли (Windley, 1970) в качестве „третьей группы“ габбро-анортозитов (после „массивных“ адирондакского типа и „стратиформных“ бушвельдского типа). Высокая основность плагиоклаза (битовнит-анортит) в анортозитах этого типа, сравнимая с составом плагиоклаза в лунных анортозитах, привела его к мнению о том, что анортозиты являются аналогами лунных и соответственно представляют собой специфические образования древнейшей палеокоры.

Габбро-анортозиты этого типа, по данным Б. Виндли, встречаются в 7 регионах мира: 1) Западная Гренландия (комплекс Фискенассет), 2) Юго-Восточная Гренландия, 3) Норд-Левис, Шотландия, 4) Мессина-Саутпансберг (Messina-Sautpansberg), Родезия, 5) Сакени, Мадагаскар, 6) Ситампунди, Индия и 7) Кондалали, Индия. Однако только в одном случае (анортозиты Шотландии) имеется указание, что интрузии анортозитов приурочены к протерозойской Лаксфордской зоне смятия, срезающей более древние структуры (Watson, 1956). Судя по морфологии тел и характеру вторичной переработки, массивы других регионов, вероятно, тоже имеют аналогичную тектоническую позицию.

Эти комплексы метаморфизованы в условиях как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций, что, вероятно, зависит от конкретных условий, возникающих в зонах деформаций, к которым они приурочены. Имеются и некоторые различия в характере минеральных

фаз, особенно рудных. Наряду с массивами, характеризующимися обычной для таких комплексов титаномагнетитовой специализацией, наблюдаются интрузии с прослоями хромитов (Ситтампунди, Фискенассет). В последнем случае участками сохранились первичные ультраосновные и основные породы (гарцбургиты, бронзититы, нориты), в общем аналогичные описанным для „стратиформных“ типа Бушвельда. На этом основании некоторые исследователи (Subramaniam, 1956; Ghisler, 1971, и др.) пытались провести аналогию между этими типами интрузий. Однако, по нашему мнению, этому противоречит как морфология самих интрузивных тел, так и характер их вторичного преобразования, типичный для интрузий, подобных кейвскому комплексу, и резко отличающийся от характера преобразования интрузий, затвердевавших в жесткой раме, например, массива габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи (Шарков, 1971б), которые в процессе более поздних деформаций подвергаются блокированию и рассланцовываются только вдоль границ блоков.

В заключение отметим следующее.

1. Расслоенные массивы анортозитов-габброидов-ультрабазитов района Кейв приурочены к шовной зоне глубинного разлома, разделяющего крупные блоки земной коры.

2. Состав исходного расплава их определен как высокоглиноземистый базальт.

3. Внедрение массивов произошло на самых ранних этапах заложения зоны разлома, имевшей характер надвига. В процессе дальнейшей эволюции этой зоны массивы были интенсивно рассланцованы, метаморфизованы, деформированы.

4. Изученные интрузии являются близкими аналогами пластинообразных интрузий анортозитов-базитов-ультрабазитов, устанавливаемых в пределах древних щитов.

## Л и т е р а т у р а

Биркис А.П., Богатиков О.А., Богданова С.В., Дагелайская И.Н., Личак И.Л., Мошкин В.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А. Докембрийские анортозиты Русской платформы. - В кн.: Тезисы Второго петрогр. совещ. по европ. части СССР. Воронеж, 1972, с. 33-34.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморф. пояса СССР. Л., 1971, с. 5-24.

- Мирская Д.Д. Петрология метабазитов района Кейв. Л., „Наука“, 1968, 167 с.
- Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970, 552 с.
- Харитонов Л.Я. Основные породы свиты кейв. – В кн.: Геология СССР, Т. XXУП. Мурман. обл. М., 1958, с. 298–309.
- Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1971а, № 12.
- Шарков Е.В. О формационной характеристике массива габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). – В кн.: Проблемы магнетизма Балт. щита. Л., 1971б, с. 153–158.
- Шарков Е.В. Некоторые гранулометрические характеристики пород расслоенных интрузий. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, № 6, с. 380–388.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита. Л., 1968, с. 5–59.
- Юдин Б.А. Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольск. п-ова, вып. 1. Апатиты, 1970, с. 159–166.
- Ghisler M. On the discussion of the origin of the Fiskenaesset complex; – Mineral Deposita, 1971, vol. 6, No 2, p. 157–159.
- Jackson E.D. Primary structures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. – US Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, No 358. 106 p.
- Subramaniam A.P. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. – Bull. Geol. Soc. America, 1956, vol. 67, No 3, p. 317–390.
- Watson J. The precambrian gneiss complex of Ness, Lewis, in relation to the effects of Laxfordian regeneration. – Scottish J. Geol., 1956, vol. 5, pt. 3, p. 269–285.
- Windley B.F. Anorthosites in the early crust of the Earth and on the Moon. – Nature, 1970, vol. 226, No 5243, p. 333–335.

О „ЛИТОСФЕРНЫХ“ СЕГМЕНТАХ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
И РАЗГРАНИЧИВАЮЩИХ ИХ ШОВНЫХ ЗОНАХ

Северо-восточная часть Балтийского шита представляет собой самостоятельный Норвего-Кольский геоструктурный регион, или геоблок,<sup>х</sup> географически совпадающий с территориями Кольского полуострова и полярных областей Норвегии и Финляндии. Правомерность его обобщения, как будет видно из дальнейшего изложения, обуславливается рядом геолого-геофизических особенностей.

В настоящей статье основное внимание уделяется части указанной структуры, территориально приуроченной к Кольскому полуострову. Рассматриваются важнейшие тектонические элементы, которые явились определяющими в становлении всей структуры земной коры (литосферы) Кольского полуострова в среднепротерозойское время. К таким элементам отнесены древние зоны глубинных разломов западо-северо-западного простирания – Лавландская, Печенгско-Варзугская и Кейвско-Поросозерская и блоки (сегменты), выделяемые в пределах указанного Норвего-Кольского геоструктурного региона – Мурманский, Центрально-Кольский и Лапландско-Терский (рис. 1).

Эти зоны глубинных разломов, отчетливо документируемые по данным геолого-геофизических исследований и находящиеся на стыке различных сегментов коры, можно рассматривать в качестве зон сопряжения, или шовных тектонических зон. Они известны давно и многократно описывались в литературе. В свете дальнейшего изложения представляют интерес следующие их отличительные черты. Указанные шовные зоны прослеживаются на глубину ниже поверхности Мохоровичича; различаются по особенностям своего развития; разделяют собой сегменты земной коры (литосферы) с различным геологическим строением; являются одновозрастными структурами – точнее, время протекания наиболее активных тектонических и сопряженных с ними эндогенных процессов во всех трех зонах датируется ~ 1900–1800 млн лет. Указанные тектонические швы в их специфическом сочетании с сегментами, ими разграниченными, и являются важнейшими элементами всей геоструктуры Норвего-Кольского региона.

---

<sup>х</sup> Понятия геоблок, блок, сегмент и др., используемые здесь, носят в основном описательный характер.

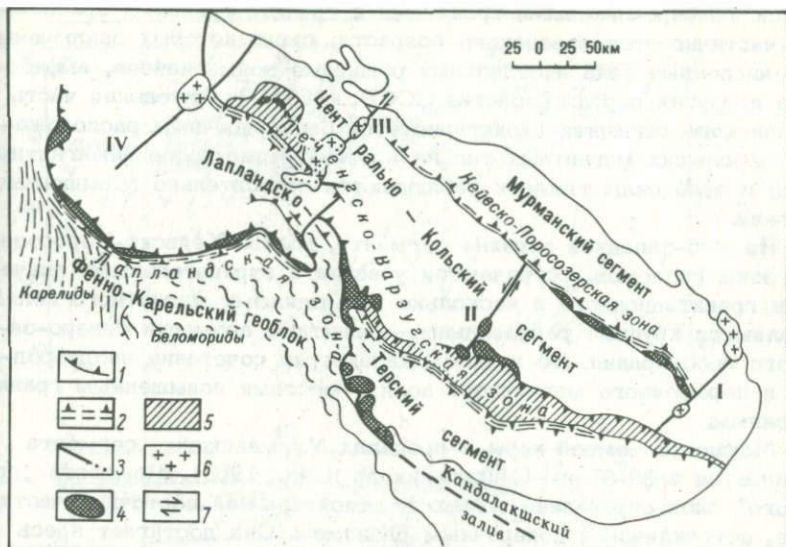


Рис. 1. Схема разломно-блокового строения Норвего-Кольского региона.

1 - зоны разломов и направление их падения; 2 - зоны blastомилонитов и направление их падения; 3 - сдвиговые разломы; 4 - интрузии основных и ультраосновных пород; 5 - диабазовые комплексы Печенги и Имандро-Варзуги; 6 - граниты; 7 - направление сдвига. Разломы: I - Восточно-Кольский; II - Цагинский; III - Арагубский; IV - Инари.

На основании приводимого ниже анализа геолого-петрологических, геофизических и геохронологических данных представляется, что указанные структуры - результат длительного взаимодействия двух крупных геоблоков литосферы (Норвего-Кольского и Фенно-Карельского) при общем горизонтальном сжатии. Такое горизонтальное сжатие привело к возникновению закономерной системы полей и зон напряжений в гетерогенном докембрийском фундаменте и их разрешению в виде мощных тектонических швов и разграничиваемых ими сегментов.

Следует кратко остановиться на характеристике этих шовных зон и сегментов. Расположенный к северу от Кейвско-Поросозерской системы разломов Мурманский сегмент составляет северную часть Кольского полуострова, продолжаясь, вероятно, далее под водами Баренцева моря. Он сложен преимущественно олигокла-

зовыми и микроклиновыми гранитами и гранито-гнейсами архейского и частично протерозойского возраста, среди которых заключены многочисленные тела и отдельные обширные зоны гнейсов, амфиболитов и других пород (Геология СССР, 1958). Значительная часть Мурманского сегмента характеризуется беспорядочным расположением небольших магнитных тел на преобладающем фоне немагнитных пород; в поле силы тяжести наблюдаются относительно повышенные значения.

На юго-западной окраине сегмента, вблизи Кейвско-Поросозерской зоны разломов, встречаются участки с отрицательными значениями гравитационного и несколько повышенными магнитного полей. Выделяются крупные региональные магнитные аномалии северо-западного простирания. Но в целом характерно сочетание неоднородного и переменного магнитного поля с местами повышенным гравитационным.

Мощность земной коры в пределах Мурманского сегмента оценивается в 30–37 км (Цирульников и др., 1968). Мощности „гранитного“ слоя определена только в самой крайней восточной части блока, отграниченной поперечным разломом. Она достигает здесь 3–4 км, по данным тех же авторов.

Следующий к югу – Центрально-Кольский сегмент, заключенный между Кейвско-Поросозерской и Печенгско-Варзугской зонами разломов, отличается широким распространением дислоцированных глубокометаморфизованных пород супракrustальных комплексов. Большая, северо-западная, его часть сложена гнейсами и сланцами кольской серии с развитием среди них олигоклазовых и микроклиновых гнейсо-гранитов, чарнокитов и других плутонических пород. Породы, претерпевшие наиболее ранний гранулитовый метаморфизм умеренных давлений, подверглись затем двукратному диафорезу амфиболитовой фации. Возраст последнего позднеархейский и раннепротерозойский (Другова, Талдыкина, 1970; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Глебовицкий и др., 1971).

Гнейсы кольской серии, несущие залежи железистых кварцитов и магнетитосодержащих гиперстеновых гнейсо-диоритов, в магнитном поле отражаются относительно интенсивными положительными линейными аномалиями. Гравитационное поле в основном характеризуется переменными значениями силы тяжести (Зандер и др., 1967).

Юго-восточная часть Центрально-Кольского сегмента построена дислоцированными, метаморфизованными в амфиболитовой фации повышенных давлений гнейсами и сланцами кейвской серии раннего протерозоя и прорывающими их щелочными гранитами. Строение этой части сегмента нарушают продольные и поперечные зоны разломов. Представляют интерес поперечные к главным структурам Арагубский, Цагинский и Восточно-Кейвский сбросо-сдвиги, сопряженные по времени возникновения с развитием упомянутых

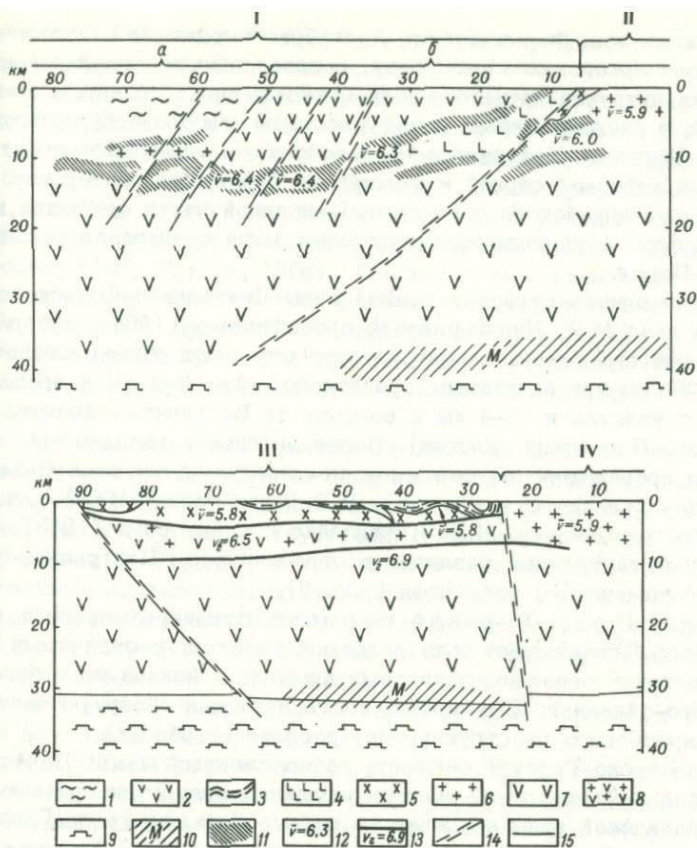


Рис. 2. Сейсмологические разрезы (по И.В. Литвиненко и др., 1968).

1 - Имандра-Варзугская синклиорная зона (а - Южная, б - Северная структурные подзоны); II - Центрально-Кольский антиклинорий; III - Кейвский синклиорий; IV - Мурманский блок. 1 - тундровая серия; 2 - имандра-варзугская серия; 3 - кейвская серия; 4 - Панская интрузия габбро-норитов; 5 - щелочные граниты; 6 - архейский гранито-гнейсовый комплекс; 7 - гранулитобазитовый слой земной коры; 8 - верхняя часть гранулитобазитового слоя; 9 - подкорковый слой; 10 - положение границы Мохоровичича; 11 - отражающие площадки; 12 - значение средней скорости, км/сек.; 13 - преломляющие границы и значения граничной скорости  $V_{г}$ , км/сек.; 14 - тектонические нарушения; 15 - предполагаемые геологические границы по данным гравиразведки.

выше шовных зон. Формирование Арагубского разлома, расположенного в поле архейских образований, сопровождалось возникновением трещинных интрузий порфириовидных микроклиновых гранитов. Цагинская зона с расположенным в ней массивом габбро-лабрадоритов с запада и Восточно-Кейвская зона с востока ограничивают участок, сложенный кейвской серией и щелочными гранитами протерозоя, отделяя его от архейского поля северо-западной части сегмента и от поля гранитов и осадочно-вулканогенных толщ протерозоя района устья р. Поноя.

Общая оценка строения земной коры Центрально-Кольского сегмента дана М.Я. Цирульниковой с соавторами (1968), которые для большей его северо-западной части отмечают общую мощность коры 37–38 км при мощности „гранитного“ слоя 8–9 км в пределах Кейвского участка и 3–4 км к востоку от Восточно-Кейвского разлома (Усть-Понойский участок). Более детальное расчленение земной коры произведено по сейсмическим профилям для северо-западной части Кольского полуострова И.В. Литвиненко (1968) и для Кейвского синклинария И.В. Литвиненко с соавторами (1968). Они отмечают существенные различия в строении коры Центрально-Кольского и Мурманского сегментов (рис. 2).

Лапландско-Герский сегмент Норвего-Кольского геоблока через Лапландскую зону разломов граничит с отличными по геологическому строению областями карелид в Финляндии и беломорид северо-западного Беломорья, составляющими северную часть Фенно-Карельского геоструктурного региона (геоблока).

Лапландско-Герский сегмент, расположенный между Печенгско-Варзугской и Лапландской зонами разломов, вследствие резкого изгиба Лапландской зоны на север в районе Сальных тундр-Главного габбрового хребта распадается на два крупных блока, Лапландский блок, составляющий северо-западную часть данного сегмента, в основном находится в Финской Лапландии и южной части полярной Норвегии и лишь юго-восточным краем заходит на советскую территорию. В этом блоке выделяется так называемый гранулитовый массив, сложенный кислыми и основными гранулитами умеренных давлений, которые к северу от массива сменяются архейскими и частью нижнепротерозойскими гнейсами и гранитоидами. Гранулитовому массиву соответствует положительная гравитационная аномалия по всему полю его развития. Юго-восточная часть блока в поле силы тяжести характеризуется в основном положительными значениями. Здесь развиты магнитные тела преимущественно слабой намагниченности и невыдержанного простираения.

Мощность земной коры Лапландского блока оценивается в 37–42 км, причем в пределах гранулитового комплекса верхняя сейсмическая граница с  $V_r = 6.2 \div 6.8$  км/сек., принимаемая за поверхность

„гранулито-базитового” слоя, залегает на глубине 3–5 км (Цирульникова и др., 1968; Литвиненко, 1968).

Терский блок в юго-восточной половине Лапландско-Терского сегмента охватывает юг Кольского полуострова и смежную часть дна Белого моря и по геофизическим данным прослеживается на восток в пределы Русской плиты. Здесь преобладают гранитоиды, местами гнейсы архейского возраста, в меньшей степени развиты протерозойские осадочно-вулканогенные толщи и граниты (Харитонов, 1962; Шуркин, 1968). Терский блок насыщен магнитными телами; в поле силы тяжести ему соответствуют повышенные значения (Зандер и др., 1967). Мощность его коры можно оценить лишь условно (30–37 км) в сопоставлении с соседней областью развития беломорид, к которой он причленяется некоторыми исследователями.

Приведенное выше краткое описание крупных сегментов земной коры Кольского полуострова позволяет подчеркнуть важные для рассматриваемого вопроса различия в их как наблюдаемой на поверхности, так и глубинной структурах. Очевидно, что зоны их сочленения, каковыми и являются названные в начале тектонические швы, отличаются значительными градиентами мощности коры и геофизическими параметрами и потому могут соответствовать зонам максимальных напряжений, с которыми были связаны интенсивные тектонические нарушения и сопряженные с ними магматические и метаморфические процессы. Краткая характеристика основных особенностей зон сочленения приводится ниже.

Кейвско-Поросозерская зона разломов отчетливо прослеживается по геологическим и геофизическим данным. Вдоль нее Мурманский сегмент надвинут (в среднем под углами 50–60°) на северный край Центрально-Кольского сегмента. К этой зоне приурочены интрузии габбро-анортозитов и дайки пижонитовых диабазов. Наличие в ней многочисленных тел основных пород подтверждается интенсивными линейными магнитными аномалиями в целом северо-западного простирания.

Л.Я. Харитонов (Геология СССР, 1958) для северного края Кейвского синклиория отмечает надвигание архейских гнейсо-гранитов с севера на гнейсы и сланцы кейвской серии, которые здесь круто опрокинуты на юг. По краю Мурманского сегмента в гранитах наблюдаются мощные зоны бластомилонитов с падением на север. Расположенные в зоне разломов интрузии габбро-анортозитов также местами интенсивно милонитизированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что, по мнению многих исследователей (Геология СССР, 1958; Шарков, Сидоренко, настоящий сборник), свидетельствует о продолжении надвиговых движений после становления интрузии. В зонах бластомилонитов развиты будинированные дайки пижонитовых диабазов. Секреционное пегматитовое вещество

в межбуждинных пространствах, как и наличие микроклинового порфиобластеза в бластомилонитах указывают на условия начала ультраметаморфизма при процессах деформации. В.Г. Загородный (1970) отмечает присутствие в этой зоне разломов среднепротерозойских отложений, размещение которых, по его мнению, контролируется ею. Наличие интрузивных тел основных пород в зоне нарушений указывает на ее глубокое заложение. Это подтверждается и сейсмогеологическим разрезом (рис. 2) по Кейвскому профилю: зона разломов уходит в подкоровый слой (Литвиненко, Анкудинов и др., 1968).

Печенгско-Варзугская зона разломов, протягивающаяся почти на 700 км в северо-западном направлении, объединяет 3 отличные по структуре и выраженности в физических полях участка: северо-западный (Печенгские тундры и тундровая гряда Кучин-Кингерем), центральный (Займандрье и Главный габбровый хребет) и восточный (зеленокаменный пояс Имандра-Варзуга). На первом участке выделяется Пороярвинская зона смятия северо-западного простирания, по геофизическим данным шириной 3-9 км. Она представляет собой сложнопостроенный взброс, круто падающий на юг и срезающий южное крыло Печенгской мульды, выполненной печенгской осадочно-вулканогенной серией среднего протерозоя (см. статью Г.А. Завинской и др. в настоящем сборнике). Метаморфические породы зоны смятия выделяются одними исследователями как нижнепротерозойская пороярвинская толща тундровой серии (Поляк, 1968), другие же их считают, по крайней мере частично, тектонически переработанными породами печенгской серии.

Границы пороярвинской зоны смятия отмечаются высокими градиентами гравитационного поля. Согласно Г.А. Завинской и др. (настоящий сборник), поверхности зоны нарушений прослеживаются по сейсмическим данным в верхнюю мантию. Южнее Пороярвинской зоны поле архейских гранитоидов разбито на глыбы, при этом тектонические контакты субширотного простирания также падают на юг. К северу от зоны смятия в пределах печенгской серии отмечается целый ряд относительно полого падающих на юг надвигов, расчленяющих ее на тектонические чешуи. В то же время Порьиташский разлом, считающийся „фронтальным надвигом“ пороярвинской зоны смятия, явился подводящим каналом для самой молодой, порьиташской, толщи вулканитов печенгской серии (Поляк, 1968).

Юго-восточный участок Печенгско-Варзугского шва представлен Имандра-Варзугской структурной зоной, которая протягивается от оз. Имандра на юго-восток на расстояние более 400 км. Максимальная ширина ее достигает нескольких десятков километров. Эта структурная зона, относительно полого падающая на юг, образована осадочно-вулканогенными толщами серии имандра-варзуга

среднепротерозойского возраста. Здесь, как и в печенгской серии, преобладающую часть составляют диабазовые вулканиты.

Вся зона, ограниченная с северо-северо-запада и юго-юго-востока глубинными разломами, падает на юго-запад под углами 30–60°. По геологическим и геофизическим данным, ее внутренняя структура осложняется серией падающих на юго-юго-запад, в целом параллельных надвиговых разломов, по которым каждый следующий к югу тектонический клин надвинут на север относительно соседнего (чешуйчатая моноклиналь, по И.В. Литвиненко). Такое строение подтверждается и наблюдаемыми в пределах зоны высокоградиентными значениями гравитационного поля.

По северному краевому разлому расположены крупные „межформационные“ интрузии основных пород, прослеживающиеся по гравиметрическим данным на большую глубину. Как эти интрузии, так и вмещающие породы пересечены зонами бластомилонитов, согласными северному контакту структуры. По сейсмическим данным этот краевой разлом достаточно достоверно прослеживается до подошвы земной коры (Литвиненко, Платоненкова и др., 1968) (рис. 2).

По южному тектоническому контакту архейские и частично нижнепротерозойские породы Терского блока надвинуты на север на образования серии имандра-варзуга. Сам контакт представлен зонами бластомилонитов шириной несколько километров, с тем же южным падением, характерным для всей структуры. Бластомилониты возникли за счет среднепротерозойских и более древних образований, что приводится как объяснение отсутствия во многих случаях южного крыла Имандра-Варзугской структуры.

В целом зона Имандра-Варзуги представляет собой мощный тектонический шов, по которому Терский блок надвинут на Центрально-Кольский сегмент земной коры.

Центральный участок, по данным Л.Я. Харитонова (Геология СССР, 1958), вырисовывается в виде горизонтального флексурного изгиба, соединяющего смещенные по простиранию северо-западный (Печенгский) и юго-восточный (Варзугский) участки рассматриваемой зоны разломов.

На центральном участке неизвестны какие-либо супракрустальные образования протерозоя. Структура его осложняется тем, что здесь Печенгско-Варзугская зона приходит в соприкосновение с Лапландской. Сюда следует, по-видимому, отнести зону Главного хребта и вмещающие его архейские гнейсы и гиперстеновые гнейсодиориты. В его пределах гнейсовидность пород следует коленообразному изгибу зоны, меняя свое простирание от меридионального на юге до северо-западного к северу, ориентируясь в направлении Печенгского участка. Габбровый массив Главного хребта, а также архейские породы разбиты на многочисленные блоки зонами тектонических брекчий и бластомилонитов, мощность которых варьирует

от нескольких метров до сотен метров. Простираение их следует общему простираению при крутом падении большей частью на восток и северо-восток. Развиты и зоны бластомилонитизации северо-восточного простираения. По расколам и зонам бластомилонитов меридионального и северо-западного простираения залегают многочисленные интрузивные тела габбро-норитов, габбро-диабазов и порфири-тов. По геофизическим данным здесь, в месте соприкосновения Печенгско-Варзугского и Лапландского швов, находится зона разломов глубокого заложения, проникающих по крайней мере до поверхности Мохо (Цирульникова и др., 1968), а возможно, и уходящих в мантию до глубины порядка 100 км (Шустова, Дедеев, Платунова, 1973).

Лапландский тектонический шов, как уже указывалось, служит зоной сочленения двух крупных геоструктурных регионов (геоблоков): Норвего-Кольского и Фенно-Карельского. Последний географически совпадает с территориями советской Карелии и Фенноскандии (без полярных областей). Лапландский шов в плане имеет сложную извилистую конфигурацию. В пределах северной Финляндии он представляет собой мощную зону надвига — дугообразно выгнутого на юг гранулитового массива. Эта своеобразная тектоническая чешуя надвинута на складчатые нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи карелид. Юго-восточная часть гранулитовой дуги в пределах советской территории — гранулитовый массив, надвинутый на сложнодислоцированные архейские амфиболито-гнейсовые толщи беломорской серии. Самая восточная окраина дуги образует сложный S-образный выступ к северо-западу между Сальными тундрами и Анис-тундрой. Здесь, приходя в соприкосновение с Печенгско-Варзугской зоной, Лапландская зона резко поворачивает на юг — вдоль Главного габбрового хребта до Кандалакшских и Колвицких тундр, меняя свое направление в пределах Беломорья на юго-восточное.

Исследования финских геологов (Mikkola, Sahama, 1936; Mikkola, 1941; Eskola, 1941, 1952, 1963) показали, что на финской территории гранулитовый массив на всем своем протяжении (около 300 км) надвинут на юго-запад на карельские (лаппонийские) и докарельские супракрустальные комплексы. Эта надвиговая зона падает везде к „центру“ гранулитовой дуги, т.е. на север и восток, под углами 10–40°. Вдоль контакта карельские и докарельские образования переориентированы согласно краю гранулитового массива с теми же пологими северным и восточным падениями структурных элементов под гранулиты. По данным Э. Миккола (1941), ширина этой зоны структурной переработки достигает 10 км. Структурные элементы пород гранулитового массива по его наружному краю имеют совершенно аналогичное залегание — они становятся круче к центру дуги.

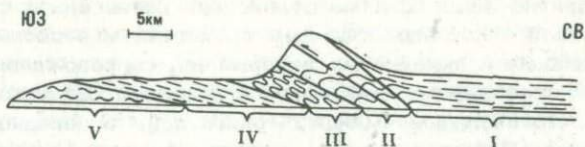


Рис. 3. Строение зоны разлома в районе Порей губы (по Л.А. Прияткиной).

I - зона горизонтальных структур; II - зона разрывных нарушений; III - зона изоклиальной складчатости; IV - зона развития моноклиальной сланцеватости; V - беломориды.

Отличительной чертой этой надвиговой зоны П. Эскола (Eskola, 1963) считает наличие в ней на всем протяжении линзовидных тел и массивов, согласных с зоной и сложенных ультраосновными породами с характерными минералами - оливином, шпинелью, гиперстеном и магнезитом, а также энстатитовыми пироксенитами и анортозитами. Минеральные преобразования (по Eskola, 1952, 1963) произошли в результате метаморфизма в процессе интенсивного скалывания при высоких давлениях.

В противовес общепринятым представлениям о надвиговом характере данной зоны Г. Гертнер (Gaerther, 1962) рассматривал ее как зону поддвига области беломорид и карелид на север - под выделяемый здесь Норвего-Кольский геоблок.

В пределах юго-восточной, советской, части Лапландская шовная зона имеет в целом такое же, несколько усложненное в деталях строение. На этом участке шовная зона отделяет площадь развития гранулитовых и других пород Лапландско-Герского сегмента от расположенных южнее образований беломорской серии архея. Дизъюнктивный характер этой зоны сочленения отмечался и ранее многими исследователями, особенно же интересны в связи с этим новейшие данные, полученные Л.А. Прияткиной (Прияткина, 1974) при изучении Лапландской зоны. Как указывает автор, зона разлома на современной поверхности устанавливается по развитию широкой (до 15 км) полосы бластомилонитов. К этой же зоне приурочены интрузии основных и ультраосновных пород. Крупные тела габбро-норит-анортозитов Сальных тундр, Монче-Чуна, Колвицких и Кандалакшских тундр вытянуты согласно с простиранием зоны разлома. В том же направлении ориентирована их внутренняя структура, выраженная первичной расслоенностью.

Развитие зоны разлома отличалось интенсивной структурной перестройкой с последовательным проявлением нескольких генераций разрывных и складчатых деформаций, сопровождавшихся минеральными преобразованиями пород в условиях сильного сжатия (рис. 3). По наблюдениям Л.А. Прияткиной, в западной (Юрийоки), центральной (Сальные тундры) и юго-восточной (Колвицкие тундры) частях рассматриваемой площади Лапландской зоны характер тектонических и метаморфических проявлений указывает на надвигание Лапландско-Терского сегмента на Беломорский массив по зоне надвига, падающей на север и северо-восток под углами 20-50°.

Местами строение зоны, вероятно, еще более сложное. Так, у северного изгиба зоны, в районе Анис-гундры, в непосредственной близости от Печенгско-Варзугской зоны, наблюдается ее расчленение на многочисленные относительно мелкие глыбы сериями разрывов преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания. На участке Главного хребта северо-западного простирания она представляет собой скорее зону крутопадающих на восток, нередко вертикальных разломов.

Общая характеристика Лапландской зоны разломов в пределах советской территории дана Л.А. Прияткиной (Гранулитовая фация..., 1972), которая в качестве ее отличительной черты отмечает проявление метаморфизма гранулитовой фации повышенных давлений (более 10 кб) и формирование ассоциирующихся с высокотемпературными гнейсами и кристаллическими сланцами эклогитов. Специфика этого метаморфизма дала основание В.А. Глебовицкому (Гранулитовая фация..., 1972) выделить его в качестве особого - лапландского типа гранулитов высоких давлений. В целом прослеживается полоса в 10-20 км шириной с развитием в осевой части тектонического шва указанного лапландского типа гранулитов. Обращает на себя внимание также насыщенность рассматриваемой зоны телами основных и ультраосновных пород, в большинстве своем несущих следы гранулитового метаморфизма. Часть из них, несомненно, представляет собой интрузии, внедрившиеся в эту зону. Вопрос об их временной связи с гранулитовым метаморфизмом периода надвиговых дислокаций решается двояко: наряду с представлениями о наложенном характере процессов гранулитового метаморфизма на уже сформировавшиеся интрузивные тела существуют мнения (Eskola, 1952; Шарков, 1974), что конечная стадия кристаллизации этих интрузий имела место в условиях гранулитовой фации метаморфизма с проявлениями в них гранулитового минералообразования. Последняя точка зрения в достаточной мере указывает на примерную синхронность проявлений основного-ультраосновного магматизма и гранулитового метаморфизма, и, вероятно, именно в связи с развитием Лапландской шовной зоны.

Существование зоны глубинных разломов подтверждается и тем, что Лапландскому шву по всему протяжению соответствует гравитационная ступень  $\sim 20-30$  км. В магнитном поле выделяются интенсивные линейно вытянутые аномалии, на основании которых этот тектонический шов предположительно прослеживается в пределах Белого моря, что увязывается и с установленным Л.А. Прияткиной и Е.В. Шарковым юго-восточным простиранием Лапландской зоны в Колвицких тундрах.

Следует еще отметить, что наличием зоны глубинных разломов можно объяснить выведение на один уровень и гранулитовых пород глубинных фаций метаморфизма, и пород, метаморфизованных на значительно меньших глубинах — в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (карелиды и беломорида).

Лапландский тектонический шов, являясь зоной сочленения двух крупнейших геоструктурных регионов (геоблоков), представляется структурой более высокого порядка по отношению к двум описанным выше тектоническим швам — Кейвско-Поросозерскому и Печенгско-Варзугскому.

Вопрос о времени возникновения, а вернее, активного развития среднепротерозойской разломно-блоковой структуры Кольского полуострова, хотя специально и не рассматривался в данном аспекте, довольно удовлетворительно решается на основании имеющихся геолого-геохронологических данных, изложение и анализ которых наиболее полно представлены в работе С.Б. Лобач-Жученко и соавторов (Геохронологические рубежи..., 1972).

О возрасте Кейвско-Поросозерской зоны разломов можно судить по тому, что она геологически моложе складчато-метаморфической кейвской серии (см. выше), время проявления метаморфизма которой, как и возраст прорывающих ее щелочных гранитов, оценивается примерно в 2000-1900 млн лет. Далее, возраст амфибола (K-Ar метод) из амфиболитизированной габбро-анортозитовой интрузии, залегающей в этой зоне на стыке Кейвского синклиория и Мурманского блока, определен в 1950-1850 млн лет. Северо-западнее, на Полмос-Поросозерском участке этой шовной зоны, время метаморфизма гнейсо-сланцев с андалузитом оценивается по K-Ar методу (биотит, мусковит) примерно в 2050 млн лет. Для восточной части данного участка возраст наиболее поздних наложенных тектонитов (бластомилонитов) по слюдам считается равным 1800-1700 млн лет. Интересна здесь находка пегматита с возрастом монашита (U-Th-Pb метод) 1800 млн лет, что, возможно, связано с явлениями ультраметаморфизма, сопряженного с процессами бластомилонитизации в зоне разлома, как например на Кейвском участке этого тектонического шва (см. выше).

Таким образом, основные события активного развития Кейвско-Поросозерской зоны разломов укладываются в интервале 1900-1800 (1950-1700) млн лет.

Возраст Печенгско-Варзугской тектонической зоны определяется возрастом залегающих в ней и деформированных этой надвиговой зоной среднепротерозойских отложений и прорывающих их основных и ультраосновных интрузий. Так, связанные с развитием данной зоны разломов никеленосные основные и ультраосновные интрузии, внедрившиеся в отложения среднего протерозоя (печенгская формация), по рудному свинцу дали возраст 1880–1860 млн лет, а для габбро-норитовой интрузии Панских гундр в северном краевом разломе Варзугского участка ~ 2090–1960 млн лет. К – Ar возраст порфировидных гранитоидов (Ара-граниты), прорывающих среднепротерозойские образования, определяется в 1830–1600, а сопряженных с ними метабазитов в 1820–1760 млн лет.

Как видно, период активного развития Печенгско-Варзугской зоны приходится на тот же интервал 1900–1800 млн лет.

В Лапландской зоне, в пределах Финляндии, как уже отмечалось, переориентировка (перестройка) складчатых структур карелид, а равно и гранулитовый метаморфизм пород гранулитового комплекса связываются с интенсивным сжатием в зоне надвига гранулитового массива на юго-запад (Eskola, 1952, 1963). Возраст же гранулитового метаморфизма, по данным О. Коуво, определяется в 1950 млн лет. В настоящее время А. Симонен (Simonen, Vormaa, 1973) указывает, что докарельский гранулитовый комплекс был снова метаморфизован в гранулитовой фации „на конечных стадиях свекокарельской орогении в тесной связи с внедрением свекокарельских пироксен-кварцевых диоритов 1950 млн лет назад. В этот же период гранулитовый массив был приподнят и сдвинут в направлении на юго-запад“. Гранулитовые породы в самой надвиговой зоне на советской территории Л.А. Прияткина (Гранулитовая фация..., 1972) выделяет в особый тип гранулитов высоких давлений, отличных от более раннего метаморфизма остальной части гранулитового массива и гранулитов кольской серии. Поскольку здесь нет противоречий с данными финских геологов, есть основания отнести время метаморфизма высоких давлений к тому же периоду – 1950 млн лет. Согласно С.Б. Лобач-Жученко (Геохронологические рубежи..., 1972), для пород в этой же зоне разломов получены К – Ar возрасты по биотиту и мусковиту 1850–1750 млн лет, отражающие, видимо, продолжавшиеся здесь тектонические и метаморфические процессы.

Породы гранулитового массива прорываются лейкократовыми грейзенизированными гранитами с возрастом 1870–1770 млн лет и позднеорогенными Наттанен-гранитами карелид Северной Финляндии (по сопоставлению с аналогичными им Лина-гранитами Северной Швеции, имеющими возраст 1800 млн лет). Указанные позднеорогенные граниты определяют верхний предел активного развития Лапландской зоны 1800 млн лет. В.А. Глебовицкий и др. (1971) рассматри-

вают гранулитовый метаморфизм повышенных давлений Лапландской зоны и более поздний, наложенный на смежный беломорский комплекс архея зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа в составе единого среднепротерозойского метаморфического цикла. С этим же амфиболитовым метаморфизмом кианит-силлиманитового типа в Беломорье связаны слюдяные пегматиты с возрастом 1800 млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972).

В результате можно сделать вывод о том, что Лапландская зона, так же как и Печенгско-Варзугская и Кейвско-Поросозерская, активно развивалась в течение периода 100-150 млн лет в интервале от 1950 до 1800 млн лет назад.

К тому же периоду, вероятно, относится возникновение разломов северо-восточного простирания, поперечных по отношению к главным тектоническим швам. Это сдвиговые и сбросо-сдвиговые Арагубский, Цагинский и Восточно-Кольский разломы, упоминавшиеся выше. Время образования Арагубского разлома ориентировочно определяется по возрасту залегающих в нем интрузий порфиroidных гранитов в 1800-1700 млн лет. Подобный же поперечный разлом расположен к северу от гранулитового массива; к разлому также приурочена интрузия порфиroidных гранитов (оз. Инари) с возрастом 1800 млн лет (U-Th-Pb метод, по Куово, 1966 г.).

Цагинский разлом, „залеченный“ габбро-лабрадоритовой интрузией, ограничивает с запада Кейвский участок зоны, сложенный кейвской серией и щелочными гранитами возраста 1900 млн лет. По простиранию он упирается в Кейвско-Поросозерский и Печенгско-Варзугский разломы, по-видимому не пересекая их. Это дает основание предполагать их примерную синхронность.

Восточно-Кольский разлом изучен пока очень мало. Установлено лишь, что он ограничивает Кейвский блок с востока.

Приведенные выше геологические, геофизические и геохронологические данные позволяют сделать вывод о том, что рассматриваемые структуры, своими корнями уходящие в подкордовый слой и потому названные здесь „литосферными“, составляют единую систему пространственно и во времени взаимно связанных разломных зон и ограниченных ими блоков. Подобное единство заставляет предположить существование общего определяющего начала такого сложного блоково-разломного строения.

Анализ особенностей развития рассмотренных зон сопряжения и блоков показывает, что таким началом могло быть перемещение Норвего-Кольского геоблока с северо-северо-востока на юго-юго-запад на Фенно-Карельский геоблок (рис. 4). По особенностям геологического положения, тектонических и эндогенных процессов выделяется фронтальная (главная) Лапландская зона разломов. В ней наряду с выраженным проявлением базит-гипербазитового магматиз-

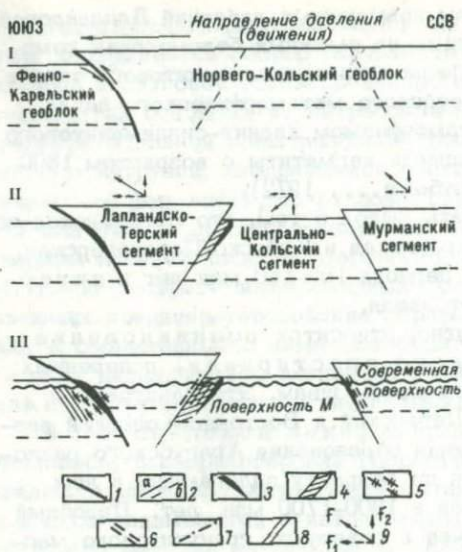


Рис. 4. Схема развития блоково-разломных структур Норвего-Кольского геоблока.

1 - фронтальный шов геоблока; 2 - межсегментные швы (а - II и III этапов; б - I этапа); 3 - интрузии основных и ультраосновных пород; 4 - основные породы; 5 - тектоно-метаморфическая переработка в гранулитовой-амфиболитовой фациях повышенных давлений; 6 - тектоно-метаморфическая переработка в амфиболитовой фации; 7 - тектоно-метаморфическая переработка в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; 8 - разрывы; 9 - составляющие ( $F_1$  и  $F_2$ ) и вектор ( $F$ ) смещения сегментов.

ниями ультраметаморфизма, т.е. и здесь, видимо, имеет место сильное, хотя и в меньшем масштабе, чем в Лапландской зоне, сжатие.

ма происходили интенсивная переработка более ранних структур, широкое развитие процессов скалывания и бластомилонитизации в условиях гранулитовой фации (гранулиты высоких давлений). Все это свидетельствует о том, что Лапландская зона на границе надвигавшегося Норвего-Кольского геоблока находилась в условиях очень интенсивного сжатия.

По отношению к Лапландской параллельные ей Печенгско-Варзугская и Кейвско-Поросозерская шовные зоны представляются комплементарными структурами - своеобразными структурами разрядки перенапряжения, созданного внутри данного геоблока перпендикулярно к главному тектоническому напряжению (движению) в процессе перемещения геоблока с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Кейвско-Поросозерская зона, падающая, как и Лапландская, на северо-восток, способствовала надвигу Мурманского сегмента на юго-юго-запад - на Центрально-Кольский сегмент. При этом внедрение основной магмы и деформация пород в зоне надвига завершились формированием зон интенсивной бластомилонитизации в условиях амфиболитовой фации, сопровождавшейся яв-

На основании геологических и геофизических данных, вероятно, можно делать вывод о том, что средний, Центральнo-Кольский, сегмент был опущен под напором соседних блоков и поддвинут под Лапландско-Терский блок на юго-запад, вдоль Печенгско-Варзугской зоны разломов. Печенгско-Варзугская зона, падающая на юго-запад в сторону Лапландского шва, т.е. в направлении ориентированного на юго-юго-запад общего тектонического движения, находилась, видимо, в условиях меньшего напряжения (сжимающих усилий) по сравнению с двумя другими зонами. Может быть, именно с этим связано внедрение в данную зону преодолевавших усилия сжатия огромных масс основных и ультраосновных магм, образование в этом зеленокаменном комплексе согласных со всей зоной чешуйчатых разрывных структур и, наконец, изменение всего комплекса пород, как и завершающих развитие бластомилонитов на южной окраине зоны, в условиях зеленосланцевой фации (редко более интенсивное вдоль разрывных нарушений).

В отличие от описанных главных тектонических швов поперечные к общей структуре разломы северо-восточного простирания (Арагубский, Цагинский и др.) представляются возникшими при разрядке разнородных напряжений, в основном горизонтальных, создаваемых при движении всего Норвего-Кольского геоблока. Разломы направлены параллельно этому главному тангенциальному движению и, несмотря на глубокое заложение (высокотемпературные граниты и габбро-лабрадоритовые интрузии), представляют собой сдвиговые и сбросо-сдвиговые структуры, не несущие существенных признаков сжатия.

Выше приведено описание важнейших среднепротерозойских зон разломов и блоков Кольского полуострова. Можно выделить и другие аналогичные и сопряженные с ними структуры, такие, как, например, глубинные разломы северо-западного простирания между Центральнo-Кольским антиклинорием и Кейвским синклинорием, по северному краю гранулитового массива, поперечные разломы в пределах последнего и др. Но их наличие не отрицает, а скорее еще более подчеркивает общую направленность развития разломно-блоковых структур данной территории в среднепротерозойское время.

Представляется, что предлагаемый выше основной план разломно-блоковой структуры Кольского полуострова в среднем протерозое с учетом геолого-геофизических особенностей как главных тектонических швов и поперечных сдвиговых сколов, так и ограниченных ими блоков лучше всего объясняется преобладающим горизонтальным перемещением всего геоблока (при меньшей роли вертикальной составляющей) в течение периода 100-150 млн лет, захватившим верхние оболочки Земли вплоть до верхней мантии.

Если действительно тектонические, магматические и метаморфические события в Лапландской зоне являются результатом взаи-

модействия двух геоблоков вдоль мощного надвигового шва, то возникает вопрос, имеет ли к этому отношение и тектоно-плутоническая активность северо-западного края Фенно-Карельского геоблока, синхронная этому периоду развития Норвего-Кольского геоблока. Можно предположить, что и активность в пределах карелид и особенно активизация более древних беломорид находятся в определенной причинной зависимости от подминания края Фенно-Карельского геоблока под надвигавшийся Норвего-Кольский. Возможно, в этом заключается причина отмечаемой С.Б. Лобач-Жученко, В.С. Байковой и В.П. Чекулаевым (1974) тектоно-плутонической активизации древнего архейского стабильного массива беломорид в период 1900-1800 млн лет назад. Не исключено, что в результате процессов, протекавших в краевых частях указанных геоблоков, возникла метаморфическая зональность кианит-силлиманитового типа в пределах беломорид; она наиболее отчетливо проявляется при приближении к Лапландскому шву.

В заключение следует отметить, что приведенный выше анализ, основанный на комплексе современных фактических данных, позволяет в несколько ином свете рассматривать некоторые важные моменты корреляции различного типа тектонических процессов как между собой, так и их корреляцию с разнообразными магматическими и метаморфическими процессами. Возможны и практические аспекты толкования описанных структур: например, приуроченность большей части никеленосных основных и ультраосновных интрузий к зонам разломов типа Печенгско-Варзугской или рудоносных титаномагнетитовых габбро-лабрадоритовых интрузий к поперечным сдвиговым разломам типа Цагинского, возможная связь пегматитов с явлениями активизации древних структур в процессе взаимодействия геоблоков и др.

## Л и т е р а т у р а

- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1968.
- Геология СССР. Т. XXVIII, ч. 1, Под ред. Л.Я. Харитонова. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., „Наука“, 1972.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Бал-

тийского щита. - В кн.: *Метаморф. пояса СССР*. Л., „Наука”, 1971.

Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука”, 1972.

Другова Г.М., Талдыкина К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии. - В кн.: *Регион. метаморфизм и метаморфог. рудообразование*. Л., „Наука”, 1970.

Загородный В.Г. О структурном положении и составе среднепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова. - В кн.: *Материалы по геологии и металлогении Кольск. п-ва. Апатиты, 1970. (Труды Геол. ин-та Кольск. филиала АН СССР, вып. 1).*

Зандер В.Н., Томашунас Ю.Н., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., „Недра”, 1967.

Литвиненко И.В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. - В кн.: *Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита*. Л., „Наука”, 1968.

Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклирной зоны. - В кн.: *Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита*. Л., „Наука”, 1968.

Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А., Анкудинов С.А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклирной зоны. - Там же.

Лобач-Жученко С.Б., Байкова В.С., Чекулаев В.П. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., „Наука”, 1974.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М., 1962.

Поляк Э.А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. - В кн.: *Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита*. Л., „Наука”, 1968.

Прияткина Л.А. Строение протерозойского разлома Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.

Тектоническое строение фундамента территории СССР. Л., „Наука”, 1973.

Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. - В кн.: *Вопр. геологии Кольск. п-ова*. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточ-

- ной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита. Л., „Наука“, 1968.
- Шарков Е.В. Массивы габбро-анортозитов-мангеритов Колвических и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовных зон глубинных разломов. - В кн.: Анортозиты СССР. М., „Наука“, 1974.
- Шарков Е.В., Сидоренко В.В. Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров). - Настоящий сборник.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита. Л., „Наука“, 1968.
- Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Платунова А.П. Структура земной коры Балтийского щита. - В кн.: Тектоника древних платформ. М., „Наука“, 1973.
- Eskola P. Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. - Geol. Rundschau, 1941, Bd. 32, H. 4/5.
- Eskola P. On the granulites of Lapland. - Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol, pt. 1.
- Eskola P. The precambrian of Finland. - In: The precambrian. N. Y.-London-Sydney, Intersci. Publ., 1963.
- Gaertner H.R., von. Gedanken zur Tektonik der Laplandischen Granulite. - Bull. Géol. Finl., 1962, No 204.
- Mikkola E. The general geological map of Finland, Lehdet-Sheets B-7-C7-D7. Explanation of the map of rocks, Suomen Geologinen Toimikunta, 1941.
- Mikkola E., Sahama Th.G. The region to the south-west of the „Granulite Series“ in Lapland and its ultrabasics. - Comm. Géol. Finl. Bull., 1936, No 115.
- Simonen A., Vormaa A. Atlas of European geology. Baltic Shield, Finland. 1973.

О.С. Белоглазова, И.В. Литвиненко, М.Е. Меламуд,  
Г.А. Поротова, Н.Г. Романенко

## ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Опыт применения сейсморазведки МОВ в Печенгском горнопромышленном районе показал высокую эффективность метода при изучении глубинного геологического строения разрезов, сложенных эффузивно-осадочными комплексами. В 1971–1972 гг. детальные сейсморазведочные работы были выполнены в Аллареченском никеленосном районе, в геологическом строении которого принимают участие метаморфические и интрузивные породы архейского и протерозойского возраста. Целевое назначение работ – изучение геологического строения (до глубины 5–7 км) Аллареченского блока и его структурных взаимоотношений с Печенгской синклинойной зоной на севере, Хихнаярвинским блоком на западе и гранулитовым блоком на юге.

Полевые наблюдения выполнены по трем маршрутам (рис. 1) по методике продольного профилирования аппаратурой с магнитной записью СС-48М, шаг между центрами групп составлял 25 м, расстояние между ПВ – 3–5 км, длина годографа 6–10 км, каждая установка приборов (1150 м) отстреливалась из 4 ПВ. Принятая система наблюдений обеспечила возможность проследивать в любой точке профиля отражающие элементы с широким диапазоном изменения углов наклона. Для решения пространственных задач дополнительно проводились непродольные наблюдения на коротких (0,5–1,0 км) рассечках, ориентированных перпендикулярно к основному профилю.

На сейсмических профилях зарегистрировано сложное волновое поле, объективно отражающее геологическое строение района. Особенности поля обусловлены в основном глубинными и поверхностными сейсмогеологическими условиями, качеством пунктов взрыва, полем регулярных помех. Среди многочисленных коротких осей синфазности прослежены интенсивные протяженные группы отраженных волн, приуроченных к опорным сейсмическим границам, геологическая природа которых установлена с учетом гравимагнитных данных, детальных геологических съемок, структурно-поискового бурения.

В результате камеральной обработки полевых материалов, проведенной с привлечением комплекса аналоговой аппаратуры и ЭЦВМ, построены сейсмогеологические разрезы (рис. 2–4), по которым можно установить основные особенности глубинного геологического строения региона.

В северной части профиля 1-1 от дневной поверхности до глубины 5-6 км непрерывно прослежены подошва печенгской серии и некоторые отдельные ее толщи, включая продуктивную. На глубине общая мощность печенгской серии резко сокращается. В юго-западном направлении установлено довольно крутое погружение до глубин

свыше 10 км под Аллареченским блоком сейсмических границ, относимых к Порьиташскому нарушению и толще пород печенгской серии.

Независимо от того, какую мощность на глубине имеют породы печенгской серии, они оказываются перекрытыми образованиями тундровой серии и северной части Аллареченского блока. Если не подвергать сомнению правильность определения возрастных взаимоотношений этих пород, то с Порьиташским нарушением необходимо связывать наличие крупного надвига, по которому происходили значительные горизонтальные перемещения более древних пород тундровой серии на печенгскую серию. При этом погруженные на большую глубину породы печенгской серии под зоной надвига должны были подвергнуться более сильному метаморфизму, чем те же толщи, обнажающиеся в пределах северного крыла Печенгской структуры.

Аллареченский блок по сейсмическим данным представляется как крупная антиклинальная структура с хорошо выраженным юго-западным крылом и менее отчетливым северо-восточным. В южном крыле выделен ряд

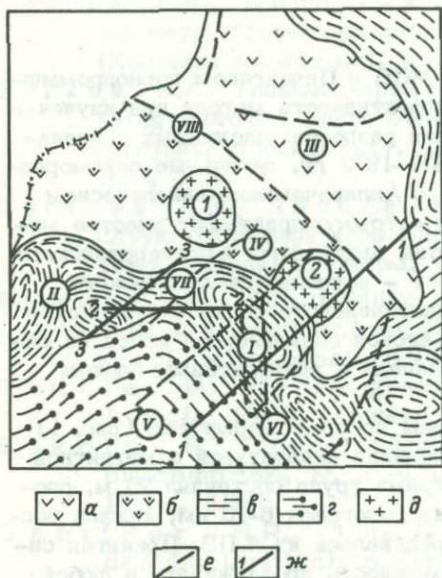


Рис. 1. Расположение сейсморазведочных профилей по отношению к основным структурам района.

а - печенгская серия; б - тундровая серия; в - кольская серия; г - гранулитовый комплекс; д - граниты, гранодиориты; е - тектонические нарушения; ж - сейсморазведочные профили. I - Аллареченский блок; II - Хихнаярвинский блок; III - Печенгская структура; IV - Пороярвинская структура с гранитоидными массивами Шуони (1) и Каскель (2); V - гранулитовый блок; VI - Мохтьозерская зона разломов; VII - Вешъяурская зона смятия; VIII - Порьиташское нарушение.

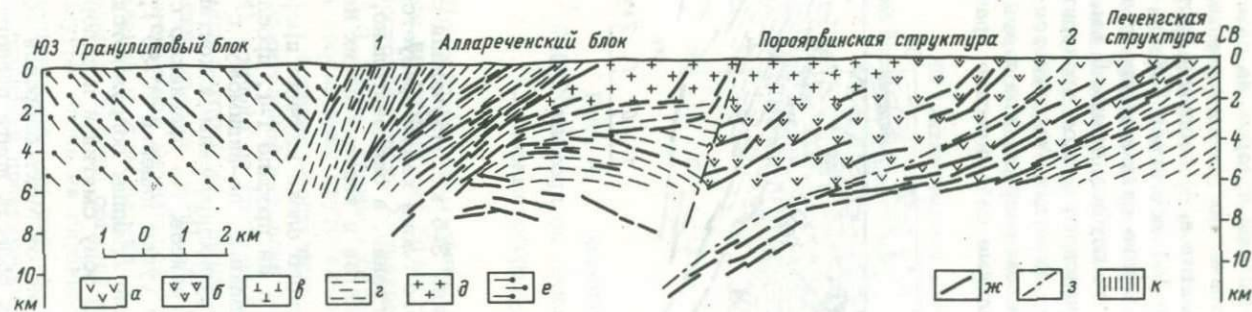


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю 1-1.

а - осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя (печенгская серия); б - осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя (тундровая серия); в - амфиболиты гранатовые, полевошпатовые и мигматиты по ним (архей, кольская серия); г - гнейсы с пропластками амфиболитов и мигматиты по ним (архей, кольская серия); д - граниты, гранодиориты и мигматиты по гнейсам; е - гнейсо-диориты, гнейсо-габбро-диориты; ж - отражающие границы; з - тектонические нарушения, предполагаемые по данным сейсморазведки; к - зона углового несогласия сейсмических границ, предположительно связываемая с поверхностью надвига; 1 - Мохтьозерская зона разломов; 2 - Порыташское нарушение; 3 - Вешъяурская зона смятия; 4 - Центральная аномальная зона.

крутопадающих сейсмических границ, выходы которых на поверхность приурочены к установленным по геологическим данным контактам пластовых тел амфиболитов и их мигматитов. В сводовой части структуры, ширина которой на профиле 1-1 достигает 6-8 км, вблизи дневной поверхности прослежены пологие сейсмические границы, погружающиеся в южном направлении на глубину свыше 5 км.

Граница гранулитового и Аллареченского блоков проходит по Мохтьозерской зоне разломов, которая отчетливо выражается как в магнитном поле, так и на сейсмическом разрезе, где к ней приурочены крутопадающие, почти вертикальные сейсмические границы,

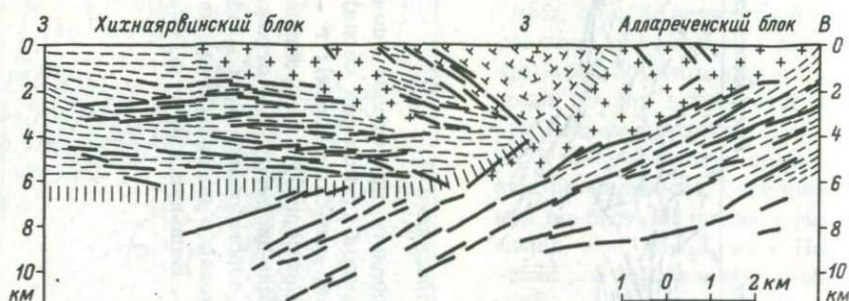


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю 2-2.

Условные обозначения см. на рис. 2.

прослеженные от поверхности до глубины 3-5 км. Изученная сейсмо-разведкой северная часть гранулитового блока характеризуется общим северным падением отражающих границ, а следовательно, и связанных с ними геологических контактов и тектонических нарушений.

Западная периклиналь Аллареченского блока изучена профилем 2-2 (рис. 3), на котором, так же как и на профиле 1-1, прослежены опорные сейсмические границы, связанные, по-видимому, с серией пропластков амфиболитов и их тектонизированными контактами внутри толщи архейских амфиболовых гнейсов. По сравнению с южным крылом западное — более пологое (углы падения 20-30°), приуроченные к нему опорные сейсмические границы погружаются на глубину свыше 10 км под Вешъяурскую зону смятия и под породы Хихнаярвинского блока.

Вешъяурская зона смятия в отличие от Мохтьозерской зоны отмечена на сейсмическом разрезе как область почти полного отсутствия отражающих границ, так как слагающие ее породы собраны

в многочисленных различных направлений узкие линейные складки с крутым падением ( $70-85^\circ$ ) крыльев.

Профилем 2-2 пересечена наиболее сложная часть Вешъяурской зоны, где прерываются вытянутые линейные аномалии магнитного поля, наблюдаемые в других ее участках. Этой области отвечает положительная аномалия силы тяжести, обусловленная высоким значением плотности широко развитых здесь амфиболитов с избыточной плотностью  $0.16 \text{ г/см}^3$ . Мощность амфиболитов, определенная путем количественной интерпретации локальной аномалии  $\Delta g$ , составляет

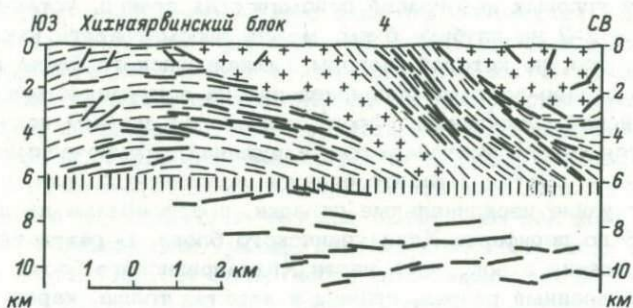


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по профилю 3-3.

Условные обозначения см. на рис. 2.

4 км. По сейсмическим данным Вешъяурская зона смятия распространяется на глубину не более 4-4.5 км.

Восточная часть Хихнаярвинского блока, изученная профилями 2-2 и 3-3, имеет сложное строение. По периферии блока до глубины 3-5 км прослежены крутопадающие сейсмические границы, имеющие восточное и северо-восточное падение и приуроченные к дугообразной положительной аномалии магнитного поля  $\Delta Z$ . На профиле 3-3 (рис. 4) изучена до глубины 4.5 км зона тектонических нарушений, положение которой на поверхности установлено по результатам геофизических съемок (ВМП, МПП). Эта зона, которая получила название Центральной аномальной (ЦАЗ), разбурена до глубины 0.2-0.3 км. Направление и углы падения пород по геологическим и сейсмическим данным хорошо согласуются.

Внутри блока на глубинах до 6 км четко разделяются области, насыщенные пологими сейсмическими границами, и зоны, где отражающие площадки практически отсутствуют. Пологие границы в Хихнаярвинском блоке, как и в Аллареченском, могут быть связаны с

контактами амфиболитов с гнейсами и мигматитами. По профилю 3-3, пересекающему Хихнаярвинский блок по короткой оси, отчетливо устанавливается куполовидный характер структуры.

Та часть разрезов по профилям 2-2 и 3-3, где отсутствуют отражающие площадки, совпадает в плане с массивом гранодиоритов, установленным по геологическим и гравимагнитным данным. Тот факт, что массив гранодиоритов пространственно тяготеет к зоне тектонических нарушений и что в области его контакта с вмещающими породами отсутствуют резкие сейсмические границы, указывает на его метасоматическое происхождение.

Зону угловых несогласий сейсмических границ, установленную на профиле 2-2 на глубине 6 км, можно рассматривать как поверхность надвига, по которой породы Хихнаярвинского блока перемещались в северо-восточном направлении на погружающееся крыло Аллареченской антиклинали. Фронт надвига на дневной поверхности выражается серией тектонических нарушений, приуроченных к Вешьяурской зоне смятия. Приспособленное положение к фронту надвига занимают узкие изоклиальные складки, прослеженные на профилях 2-2 и 3-3 по периферии Хихнаярвинского блока. В результате надвиговых движений в восточной части Хихнаярвинского блока сформировался сдвоенный разрез, причем и верхняя толща, характеризующаяся пологим залеганием границ, и подстилающие ее породы, погружающиеся в юго-западном направлении, являются одновозрастными. На профиле 3-3, который ориентирован в направлении, близком к простираению пород в западном крыле Аллареченской структуры, угловое несогласие между верхней и нижней толщами не находит отражения.

В области сопряжения Хихнаярвинского блока с породами тундровой серии по сейсмическим данным с учетом характера гравитационного и магнитного полей намечается синклиальная складка, ядро которой сложено гранитами и мигматитами по амфиболитам. По комплексу геофизических данных точно оценить мощность гранитов не представляется возможным. Не исключено, что они подстилаются амфиболитами нижнепротерозойского возраста, которые подстилают и расположенный севернее гранитный массив Шуони.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Результаты сейсморазведочных работ МОВ свидетельствуют о высокой эффективности применения метода для изучения глубинного геологического строения разрезов шита, сложенных древними метаморфизованными комплексами пород. В этих разрезах уверенно прослежены протяженные сейсмические границы, связанные с литолого-стратиграфическими (возможно, тектонизированными) контактами, плоскостями тектонических нарушений, тектонической трещиноватостью.

2. Представленные сейсмогеологические разрезы дают принципиально новые сведения о геологическом строении Аллареченского и Хихнаярвинского блоков, их структурных взаимоотношениях, а также о зоне сопряжения Печенгской структуры и Аллареченского блока.

а. Аллареченская структура, по сейсмическим данным, представляется как брахиантиклинальное поднятие с хорошо выраженным юго-западным крылом. В области сопряжения Аллареченского и гранулитового блоков изучена до глубины 5 км Мохтьозерская зона разломов, представленная серией крутопадающих ( $70-80^{\circ}$ ) площадок.

б. Установлено глубокое погружение под Аллареченский блок сейсмических границ, связанных с породами печенгской серии, что указывает на возможное существование здесь крупной зоны надвига, в результате чего печенгская серия оказалась частично перекрытой более древними образованиями. На поверхности этот надвиг проявляется, по-видимому, как Порыташская зона разлома.

в. Породы, слагающие восточную часть Хихнаярвинского блока, надвинуты на западное крыло Аллареченской антиклинали, поверхность надвига прослежена на глубине около 6 км как зона угловых несогласий сейсмических границ, пологих в верхней части разреза и крутых на глубине. На поверхности фронтальная часть надвига приурочена к Вешъяурской зоне смятия, глубина заложения которой не превышает 5 км.

г. В восточной части Хихнаярвинского блока прослежены от дневной поверхности до глубины 4-5 км крутопадающие сейсмические границы, связанные с узкими изоклинальными складками в предфронтальной части надвига и с крупной зоной тектонических нарушений. Изученная часть блока представляет собой пологую куполовидную структуру, сложенную толщей гнейсов, амфиболитов и мигматитов, характеризующуюся большим количеством отражающих площадок, и гранитоидным ядром, отмеченным в разрезе зоной отсутствия отражающих площадок.

3. Высокая информативность сейсмических разрезов дает основание рекомендовать продолжение сейсморазведочных работ как с целью изучения глубинного строения региона, так и для детального прослеживания по площади и на глубину опорных сейсмических границ, связанных с маркирующими горизонтами амфиболитов, к которым приурочены известные медно-никелевые месторождения Аллареченского рудного района.

В.В. Верба, Г.А. Завинская, Л.К. Кокорина,  
М.Д. Лизинский, И.В. Литвиненко, Г.А. Поротова

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕЧЕНГСКО-АЛЛАРЕЧЕНСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО РАЙОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Определение перспектив поисков новых месторождений никеля на глубинах до 1,5–2 км – важная задача для Печенгского горнорудного района, которая может быть решена комплексом глубокого структурно-поискового бурения и геофизических методов. Для этого требуется надежное геологическое обоснование с помощью геологического картирования, изучения глубинного строения района и уточнения структурных факторов, контролирующих оруденение.

Печенгско-Аллареченский никеленосный район в разные годы изучался геологическими и геофизическими съемками мелкого, среднего и крупного масштабов. Бурением сравнительно детально до глубины 300–500 м изучено основное рудное поле – филлитовая толща северного крыла Печенгской структуры. На больших глубинах под диабазами 1У покрова эта толща вскрыта пока немногочисленными скважинами. В Аллареченском районе бурением детально разведаны лишь небольшие участки, а на большей части территории имеются отдельные неглубокие поисковые и картировочные скважины. В области сочленения Печенгской и Аллареченской структур пробурены три профиля мелких картировочных скважин.

Из-за сложности геологического строения, а также недостаточности объемов структурного бурения и глубинных геофизических исследований все еще нет единого мнения о глубинном строении Печенгско-Аллареченского района и о закономерностях размещения здесь месторождений медно-никелевых руд. Так, например, общая мощность образований печенгской серии оценивалась разными исследователями от 4 до 15 км. Отсутствие до последнего времени сведений о структуре и мощности на глубине отдельных вулканогенных и осадочных толщ не давало возможности однозначно решать практически важный вопрос о глубине залегания продуктивной филлитовой толщи под диабазами 1У покрова. Перспективы поисков месторождений никеля на территории к югу от Порьяташского разлома (пороярвинская толща) ставились в зависимость от структурных и возрастных связей образований пороярвинской толщи и печенгской серии. Ряд исследователей при этом отождествляли разрез пороярвинской толщи с разрезом северного крыла Печенгской структуры, признавая существование опрокинутого южного крыла, другие – относили породы пороярвинской толщи к более древним, чем печенгская серия, образованиям, считая, что южное крыло Печенгской структуры редуцировано.

Практический интерес представляет изучение на глубине многочисленных тектонических нарушений, осложняющих структуру, их связи с проявлением ультраосновного и основного магматизма, а также их роли в размещении месторождений.

Сложившийся в практике изучения рудных районов комплекс геолого-геофизических съемок в сочетании с мелким бурением оказался недостаточно эффективным для решения указанных и других задач. Поэтому в последние годы на площади развития диабазов IY покрова пробурено несколько скважин глубиной до 2 км, а комплекс геофизических методов дополнен глубинными структурными методами: сейсморазведкой, электроразведкой МТЗ, эффективность которых увеличивается сочетанием с гравиметрической и магнитной съемками.

Сейсморазведкой МОВ сравнительно детально (0,33 пог. км на  $1 \text{ км}^2$ ) изучена только Печенгская структура и область ее сочленения с Аллареченским блоком. Гравиметрической и магниторазведкой среднего масштаба изучена вся Печенгская структура, часть Аллареченского блока и область их сочленения. Выполнены опытные магнито-теллурические зондирования. Основные сведения о глубинном строении территории получены сейсморазведкой с привлечением данных гравиразведки. Результаты других методов помимо поисковых целей также используются для познания глубинного строения района.

Сейсморазведкой регистрируются отражающие границы, геологическая природа которых устанавливается путем привязки к геологической карте, в отдельных случаях — к скважинам. Эти границы связаны с геологическими контактами и тектоническими нарушениями. Для печенгской структуры опорными являются следующие отражающие горизонты: подошва печенгской серии, осадочные горизонты между I, II и III вулканогенными покровами, подошва и иногда кровля филлитовой толщи. Хорошие отражения прослежены также от пропластков туфов в диабазах IY покрова. Перечисленные отражающие границы позволили дать оценку мощности всей толщи печенгской серии и отдельных ее покровов, изучить структурные планы по отдельным горизонтам в интервале глубин от дневной поверхности до 6–8 км.

С помощью сейсморазведки удалось также наметить на глубине крупные тектонические нарушения: одни из них фиксируются отражающими элементами (Ламмасское), другие — разрывом или прекращением корреляции опорных сейсмических границ (Луоттинское и др.).

Гравиразведкой и магниторазведкой четко выделяется Печенгская структура и Аллареченский блок, а в области их сочленения — Пороярвинская зона смятия и Тольпвидская зона блоковых структур. Указанные крупные структурные единицы, по-видимому, отделены

друг от друга глубинными разломами, которые картируются повышенными градиентами силы тяжести. По магнитным и гравитационным полям отмечается сложная внутренняя блокировка крупных структур, уточнены контакты пород печенгской серии с архейским фундаментом и положение осадочных горизонтов, разделяющих вулканогенные покровы.

Результаты независимой интерпретации данных сейсмо- и гравиразведки согласуются между собой по ряду вопросов, что повышает надежность полученных геологических выводов (углы падения подошвы и общая мощность печенгской серии, достигающая в центральной части структуры 7 км). Оба указанных метода дают одинаковую мощность гранитоидов, слагающих массивы Шуони и Каскель, 2,5–3,0 км. В отличие от существовавших представлений об этих массивах как о „куполах“ сейсморазведка и гравиразведка показывают, что они сложены лишь в центральных частях вблизи дневной поверхности гранитоидами, а на глубине подстилаются более плотными амфиболитами.

С помощью сейсморазведки в настоящее время хорошо определяется положение и форма глубинных отражающих границ, связанных с контактами пород различного состава. Гравиразведка позволяет получать дополнительные сведения о физических свойствах пород на глубине и тем самым косвенно о составе этих пород. Таким образом, оба метода дополняют друг друга. Разрабатываемые в последнее время новые методики комплексной интерпретации данных сейсморазведки и гравиразведки с учетом имеющихся геологических данных о верхних частях разрезов открывают новые возможности для более полного освещения глубинных частей разрезов Печенгско-Аллареченского района.

На основе данных сейсморазведки в настоящее время составлены сейсмогеологические разрезы по серии профилей (рис. 1) и структурная карта подошвы продуктивной филлитовой толщи (рис. 2). Результаты комплексной обработки материалов сейсморазведки и гравиразведки представлены в виде геолого-геофизических разрезов и структурной карты кровли архейского фундамента. На рис. 3 приведена тектоническая схема Печенгско-Аллареченского района, составленная с учетом полученных геофизических данных о глубинном строении района. Совокупность перечисленных материалов позволяет составить следующее представление о геологическом строении района до глубин 6–8 км. (Рис. 1–3 см. на вкладке).

Современный структурный план Печенгско-Аллареченского района предопределен в значительной мере наличием двух систем сопряженных глубинных разломов: ортогональной и диагональной. К первой системе относятся разломы меридиональной ориентировки: Куэтсьярвинско-Вешьяурский, Форельно-Мауньяурский и Тульяурско-Аннаамский. Эти нарушения прослеживаются из Печенгской структуры

в Аллареченскую. Гипсометрический уровень блоков архейского фундамента, ограниченных указанными разломами, обусловил площадное распространение, мощность и глубину эрозионного среза пород ниже- и среднепротерозойского возраста. Самая погруженная часть Печенгской, Пороярвинской и Аллареченской структур, где сохранился наиболее полный и мощный разрез пород печенгской серии и пороярвинской толщи, ограничена Куэтсьярвинско-Вешьярским и Форельно-Мауньяурским разломами.

Сопряженные с меридиональными широтные разломы выделяются менее надежно. На описываемой территории намечен лишь один глубинный разлом широтного простираения - в центре Северной мульды, с которым предположительно связывается существование возможных вулканических построек центрального типа (Поляк, 1968).

Диагональная система нарушений представлена северо-западным и Мохтьозерским, Порьяташским, Руссельским разломами и сопряженными с ними многочисленными разломами северо-восточного простираения. Мохтьозерский и Порьяташский разломы, по данным сейсморазведки, распространяются на большую глубину. По-видимому, Порьяташский разлом является подводющим каналом щелевого типа для вулканических образований печенгской серии нижепротерозойского возраста. Указанные разломы обусловили также границы распространения в юго-западном направлении образований нижнего и среднего протерозоя. Большая глубина и протяженность Мохтьозерского и Порьяташского разломов позволяют рассматривать их как части региональных глубинных разломов, ограничивающих Терско-Нотозерский антиклинорий и Печенгско-Варзугскую зону карелид, по отношению к которым описываемые нами структуры сдвинуты к северу.

С меридиональными глубинными разломами, вероятно, связаны сдвиги, так как и Мохтьозерский, и Порьяташский разломы в пределах рассматриваемой территории резко затухают при пересечении с Тульяурско-Аннамским глубинным разломом. Тектонические нарушения северо-восточного простираения вряд ли играли значительную роль в формировании структурного плана исследуемого района на ранних этапах его развития, они проявлялись как сдвиги лишь в позднекарельское время.

Горизонтальные движения, по-видимому, играли важную роль в формировании структур исследуемой территории в позднекарельское время. По сейсмическим данным устанавливается серия чешуйчатых надвигов северо-западного простираения, по которым древние породы были надвинуты в северо-восточном направлении на более молодые. Более интенсивно надвиговые движения проявлялись в зоне сочленения Аллареченской и Печенгской структур, в северо-восточном направлении в пределах собственно Печенгской структуры они затухают. Базальные конгломераты в контакте печенгской серии и ар-

хейского фундамента свидетельствуют о трансгрессивном залегании этой серии и об отсутствии здесь проявлений горизонтальных подвижек.

Каждая из крупных структурных зон района осложнена серией внутрiformационных нарушений различных порядков, связанных с пликативными дислокациями, отдельные из которых изучены на глубине сейсморазведкой и будут описаны ниже.

Тальпвудская зона блоковых структур расположена в северо-восточном обрамлении Аллареченской и Хихнаярвинской антиклиналей. Поперечные разрывные нарушения северо-восточного простирания определяют сложную внутреннюю блокировку этой зоны. Горизонтальные перемещения блоков в северо-восточном направлении, в которых поперечные нарушения связаны со сдвигами, привели в соприкосновение на современном эрозионном срезе породы, различные по стратиграфическому положению. Падение пород в пределах блоков у дневной поверхности крутое, иногда близкое к вертикальному, но на глубине углы падения пород уменьшаются.

Вопреки сложившемуся представлению об антиклинальном строении массивов Шуонияврском, Руоссельском и Каскельском геофизические данные свидетельствуют о незначительной мощности гранитоидов (не более 1,5 км), слагающих центральную часть массивов. Глубже залегают плотные амфиболиты тальпвудской свиты, мощность которых составляет приблизительно 2 км. Магнитная съемка, а также коэрцитивные спектры и другие свойства ферромагнетиков позволяют предполагать, что в строении ядерных частей массивов принимают участие в различной степени гранитизированные, иногда превращенные в диориты и гранодиориты, магнитные разности амфиболитов тальпвудской свиты. В отдельных случаях удается проследить плавный переход от амфиболитов к диоритам и гранодиоритам центральных частей массивов. Надежно выделить границы измененных пород не всегда удается, они обычно плавно переходят в более лейкократовые немагнитные разности амфиболитов. Эти данные позволяют говорить о метасоматическом происхождении диоритов и гранодиоритов, слагающих центральную часть массива.

Сейсморазведкой установлены отражающие границы, тяготеющие к северному контакту массивов с породами пороярвинской толщи, погружающиеся в юго-западном направлении до глубин 6-8 км, где они пересекаются с Руоссельским разломом. Эти границы занимают секущее положение в разрезе по отношению к тальпвудским амфиболитам, слагающим массивы Шуонияврский, Руоссельский и Каскельский. На поверхности контакты пород, с которыми увязываются отражающие границы, тектонизированы. Данные отражающие границы можно рассматривать как поверхности относительно пологих надвигов, сопряженных со сдвигами северо-восточного направления.

Породы Тольпвидской зоны надвинуты на породы Пороярвинской зоны, амплитуда горизонтального перемещения для отдельных блоков зоны различна: наиболее выдвинутыми на северо-восток оказались Шуонияврский и Каскельский массивы, менее выдвинут массив Руоссель. Фронт предполагаемого надвига проходит во внешнем обрамлении Тольпвидской зоны блоковых структур, что определило дугообразную форму северного ограничения массивов Шуони и Каскель.

Пороярвинская структура представляет собой зону смятия, расположенную перед фронтом крупного надвига. Такое положение пороярвинской толщи позволяет объяснить многие особенности ее внутреннего строения: наблюдаемая повсеместно изоклиналная складчатость различных порядков имеет северо-западное простираение, падение складок — на юго-запад. Ширина Пороярвинской зоны смятия меняется от 9 км в центральной части до 3 км на флангах, породы центральной части зоны метаморфизованы в меньшей степени, чем на флангах. Эти явления, вероятно, связаны с различной интенсивностью проявления надвиговых движений в центральной части зоны и на флангах.

Общая мощность пород пороярвинской зоны оценивается в 7-8 км. По данным сейсморазведки, пороярвинская толща надвинута на печенгскую серию.

К Порьяташскому глубинному разлому с севера, вероятно, причленятся серия мелких надвигов, которые в пределах Печенгской структуры используют поверхности напластования туфов в диабазовых IV покрова Южной мульды и продуктивной филлитовой толщи.

Амплитуда горизонтального перемещения диабазов IV покрова по кровле филлитовой толщи достигает нескольких сотен метров в пределах Южной мульды, если уменьшение видимой мощности филлитовой толщи на эту величину к северу от Ламмасского нарушения связано именно с тектоническим перекрытием ее диабазов IV покрова. Горизонтальные перемещения в ослабленном виде можно предполагать и в Северной мульде. На расстояниях 1-2 км к северу от Луоттинского нарушения по данным сейсморазведки вблизи дневной поверхности намечаются отражающие площадки, которые могут быть связаны с небольшими сдвигами. Далее к северу в филлитовой толще горизонтальные движения проявлялись уже лишь в форме незначительных послонных скольжений. Таким образом, позднекарельские горизонтальные движения в пределах Печенгской структуры существенно отразились на глубинном строении диабазов IV покрова и филлитовой толщи.

Эффузивно-осадочные образования печенгской серии слагают сложно построенную моноклинал, ограниченную крупными нарушениями на западе, востоке и юго-западе. Углы падения пород меняются от 30-50° у выходов на дневную поверхность до 10-15° на глубине

в центре структуры, где общая мощность пород достигает 7 км. Центральная часть структуры ограничена двумя нарушениями меридионального простирания и образует грабен, в котором породы печенгской серии имеют максимальную мощность. Данные магнито-разведки и сейсморазведки позволяют считать, что в восточной и юго-восточной частях структуры на глубине мощность диабазов II и III покровов существенно уменьшается вплоть до выклинивания.

В центральной части структуры мощность диабазов IV покрова, перекрывающих продуктивную толщу, достигает 2,5–3,0 км.

Структурные планы образований нижнепеченгской и верхнепеченгской подсерий несколько различны. Первые слагают единую структуру. Образования верхнепеченгской подсерии осложнены тремя локальными мульдами (Северной, Южной, Кучин), разделенными Луоттинским и Ламмасским нарушениями. В восточной части структуры образования нижнепеченгской подсерии осложнены крупной антиклиналью широтного простирания, которая не находит отражения в структуре верхнепеченгских пород. И наоборот, антиклинальные складки, образуемые филлитовой толщей и приуроченные к Луоттинскому и Ламмасскому нарушениям, почти не проявляются в структурном плане нижнепеченгских образований. Локальная структура Северная осложнена широтным нарушением, вдоль которого устанавливаются четыре мульды более высокого порядка, разделенные поперечными нарушениями. К этим нарушениям приурочены узкие приразломные антиклинали.

На основе сейсмических данных намечается последовательное прекращение прослеживания в юго-западном направлении образований I, II, III вулканогенных покровов. Можно предположить, что ограничение каждого покрова на юго-западе определялось положением нарушений, служивших подводящими каналами в момент излияния эффузивов. Во время формирования IV вулканогенного покрова подводящие каналы группировались, по-видимому, вблизи Порьяташского глубинного разлома. Схемы изопахит по отдельным покровам показывают, что накопление образований печенгской серии происходило на фоне длительного прогибания фундамента Печенгской структуры и воздымания фундамента юго-западной части площади, отделявшейся от собственно Печенгской структуры глубинным разломом.

По гравиметрическим и сейсмическим данным при переходе в южном направлении от Печенгской структуры через Пороярвинскую и Тольпвыдскую зоны к Аллареченскому блоку предполагается ступенеобразный подъем фундамента. Возможно, подобные ступени фундамента и ограничивали распространение пород печенгской серии к юго-западу от глубинных разломов с подводящими каналами щелевого типа. Это предположение согласуется с установленным сейсморазведкой характером сочленения пород печенгской серии и пороярвинской толщи: ни на одном из 7 пересечений, выполненных как в

центральной, так и в краевых частях структуры, не установлено на глубине замка или его остатков, по которому породы северного и „южного“ крыльев объединялись бы в единую структуру.

Таким образом, изучение структурных условий в зоне контакта образований печенгской серии и пороярвинской толщи не позволяет их отождествлять. Нельзя, по-видимому, считать также, что „южное“ крыло Печенгской структуры, если оно вообще существовало, могло быть полностью редуцировано, так как мощность образований печенгской серии превышает вероятную амплитуду вертикального перемещения южного блока по Порьяташскому разлому. Более вероятно предположить, что образования печенгской серии и пороярвинской толщи разновозрастные и последние более древние.

Приведенные данные указывают на важную роль геофизических методов при изучении глубинного строения Печенгско-Аллареченского района. При продолжении более детальных сейсмических и других геофизических исследований, опирающихся на материалы геологического картирования и бурения, ряд высказанных выше предположений может быть проверен и уточнен.

## Л и т е р а т у р а

- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., „Недра“, 1968.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., „Недра“, 1964.
- Литвиненко И.В., Захаров В.П., Кокорина Л.К. Глубинное строение и связь магматизма с тектоникой Печенгской структуры по геофизическим данным. – В кн.: Проблемы магматизма Балт. шита. Л., „Наука“, 1971.
- Поляк Э.А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. – В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. шита. Л., „Наука“, 1968.
- Суслова С.Н. О характере среднепротерозойского вулканизма Печенги (Кольский полуостров). – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1971, т. 175.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНЫХ И ЮГО-ВОСТОЧНЫХ СКЛОНОВ БАЛТИЙСКОГО ШИТА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В 1970–1972 гг. в Западном геофизическом тресте проводились тематические исследования по обобщению геофизических материалов с целью составления тектонической карты кристаллического фундамента склонов Балтийского щита. Непосредственным объектом изучения в настоящей работе явилась область погружения фундамента до глубин около 1 км. Изученная площадь представляет собой дугообразную полосу, обрамляющую с востока и юго-востока границу выхода на поверхность кристаллических образований Балтийского щита, составляющих основание Русской плиты.

При рассмотрении тектонического строения главное внимание было уделено комплексному анализу материалов гравиметровых и аэромагнитных съемок. Вместе с тем были по возможности учтены результаты электроразведочных и сейсмических работ, выполненных лишь на отдельных участках рассматриваемой территории. При геологическом истолковании результатов геофизических исследований был использован весь имеющийся фактический геологический материал по скважинам, которые расположены крайне неравномерно и большей частью пробурены в области неглубокого погружения кристаллического фундамента (первые сотни метров).

Основным методическим приемом истолкования гравитационных и магнитных полей на склонах щита явилось распространение характерных особенностей гравитационного и магнитного полей с открытой части щита на погруженные склоны. Такой подход оправдан в связи с тем, что целым рядом исследователей в последнее время установлено, что Балтийский щит и его погруженные склоны по внутреннему строению составляют единое целое, и основные архейские и протерозойские структуры продолжают под чехлом палеозойских отложений (Зандер и др., 1967).

Тектоническая активизация и связанный с ней магматизм в рифейское и палеозойское время не вносят существенных осложнений в дорифейскую структуру фундамента, а проявляются в основном в строении его поверхности. Это положение находит свое четкое отражение на геофизических картах, где основные аномальные зоны без каких-либо резких изменений прослеживаются непрерывно с открытой части щита в области его склонов.

В связи с этим в основу интерпретации гравитационного и магнитного полей на склонах щита были положены закономерности и характеристики физических полей, установленные авторами на ос-

новании многолетнего изучения и обобщения всего имеющегося геофизического материала для основных структурно-тектонических зон Балтийского щита.

Основные структурные этажи щита, сложенные архейскими (ка-тархейскими) и протерозойскими комплексами пород, резко различаются в создаваемых ими физических полях. Для первых – архейских комплексов, представленных гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами, граносиенитами, амфиболитами и различными по составу гнейсами, характерны слабоинтенсивные, не сильно возмущенные магнитные и гравитационные поля при наличии в основном изометричных или близких к ним замкнутых форм аномалий. Типичными для таких наиболее древних комплексов пород являются сочетания отрицательного слабоинтенсивного гравитационного и слабоинтенсивного положительного (100–400 гамм) магнитного полей. В локальных гравитационных аномалиях часто отмечаются области относительно повышенного поля с характерной неопределенной расплывчатой формой аномалий. В ряде случаев на общем повышенном магнитном фоне  $\Delta T$  отмечаются участки отрицательного знака, а также различные переходы и переходные сочетания знаков поля, что может быть объяснено различием как стадии, так и степени метаморфизма, охватившего древние комплексы пород в более позднее (протерозойское) время (Лобач-Жученко и др., 1969).

Для вторых – нижнепротерозойских комплексов, представленных осадочно-эффузивными образованиями, характерна резко выраженная линейность аномалий. По протяженности, большому градиенту и высокой интенсивности поля  $\Delta T$  они резко отличаются от физических полей над архейскими комплексами пород. В гравитационном поле этот тип структур ввиду узких поперечных размеров не находит четкого отражения на мелкомасштабных гравитационных картах. Для более молодых структур, сложенных также осадочно-эффузивными породами среднего протерозоя, характерны высокие гравитационные и спокойные отрицательные в целом магнитные поля. Исключения составляют единичные магнитные покровы или молодые интрузии, которые иногда очень четко отмечаются в магнитном поле и отражают внутреннее строение среднепротерозойских структур.

Следует подчеркнуть, что интенсивность гравитационных аномалий находится в прямой зависимости от объема участвующих в строении структур плотных эффузивных пород. Отсутствие или малый объем последних резко снижают величины аномалий гравитационного поля.

Широкое развитие на щите имеет дизъюнктивная тектоника, которая, как правило, находит четкое отражение в физических полях. Признаки, по которым трассируются зоны нарушений, являются к настоящему времени общепризнанными и опробированными и выражаются в виде зон максимальных градиентов поля  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , цепо-

чек линейно вытянутых локальных аномалий значительной протяженности, нарушений сплошности плана — узора изолиний, характерными изгибами последних и т.д. Такое многообразие признаков объясняется различием геологической природы разломов. Выделяются разломы, предопределившие заложение протерозойских структур и контролируемые проявлениями основного и ультраосновного магматизма, разломы, которыми определяется блокировка архейского фундамента, а также зоны повышенной проницаемости (ослабленные участки земной коры), приуроченные к стыку блоков коры различной мощности, мелкие расколы, трещины и др. Как правило, блокировка архейского фундамента карелид сопровождается смещением отдельных блоков, что и находит отражение в нарушении общего плана — узора изолиний и наличии характерных изгибов изолиний полей  $\Delta T$  и  $\Delta g$ .

Все вышерассмотренные особенности физических полей, выявленные по открытой части щита, были положены в основу при интерпретации гравитационного и магнитного полей на его погруженных склонах. Правомерность распространения характерных магнитных и гравитационных полей с открытых районов щита на его погруженные под палеозойские осадки склоны была установлена специально выполненными пересчетами поля в верхнее полупространство, что сопоставимо с увеличением глубины залегания возмущающих объектов. Пересчеты магнитного поля были выполнены на несколько уровней (от 250 до 1250 м) для архейских и протерозойских комплексов, что соответствует реальным глубинам погружения кристаллического фундамента в пределах изученной территории. Вычисления проводились на ЭВМ по программе В.В. Ломтадзе.

В результате выполненных расчетов установлено, что характеристики магнитных полей, полученные для открытых областей, сохраняются в основных чертах при погружении до глубины около 1 км. Этот факт и непрерывное прослеживание геофизических аномалий с открытой части щита на его погруженные склоны позволили с уверенностью использовать установленные физические характеристики для различных комплексов пород щита при интерпретации магнитного и гравитационного полей на его погруженных склонах. В результате комплексного анализа результатов геофизических работ составлены геолого-структурная карта восточного и юго-восточного склонов Балтийского щита (рис. 1) и серия геолого-геофизических разрезов по профилям, пересекающим все основные структурно-фациальные зоны вкрест их простирания. Последние отражают глубинное строение территории до 6–10 км; для иллюстрации на рис. 2 приведен один из таких разрезов. (Рис. 1, 2 — на вкладке)

Кроме того, применение карт трансформированного гравитационного поля позволило построить карту, отражающую структуру и вещественный состав докарельского фундамента (рис. 3).

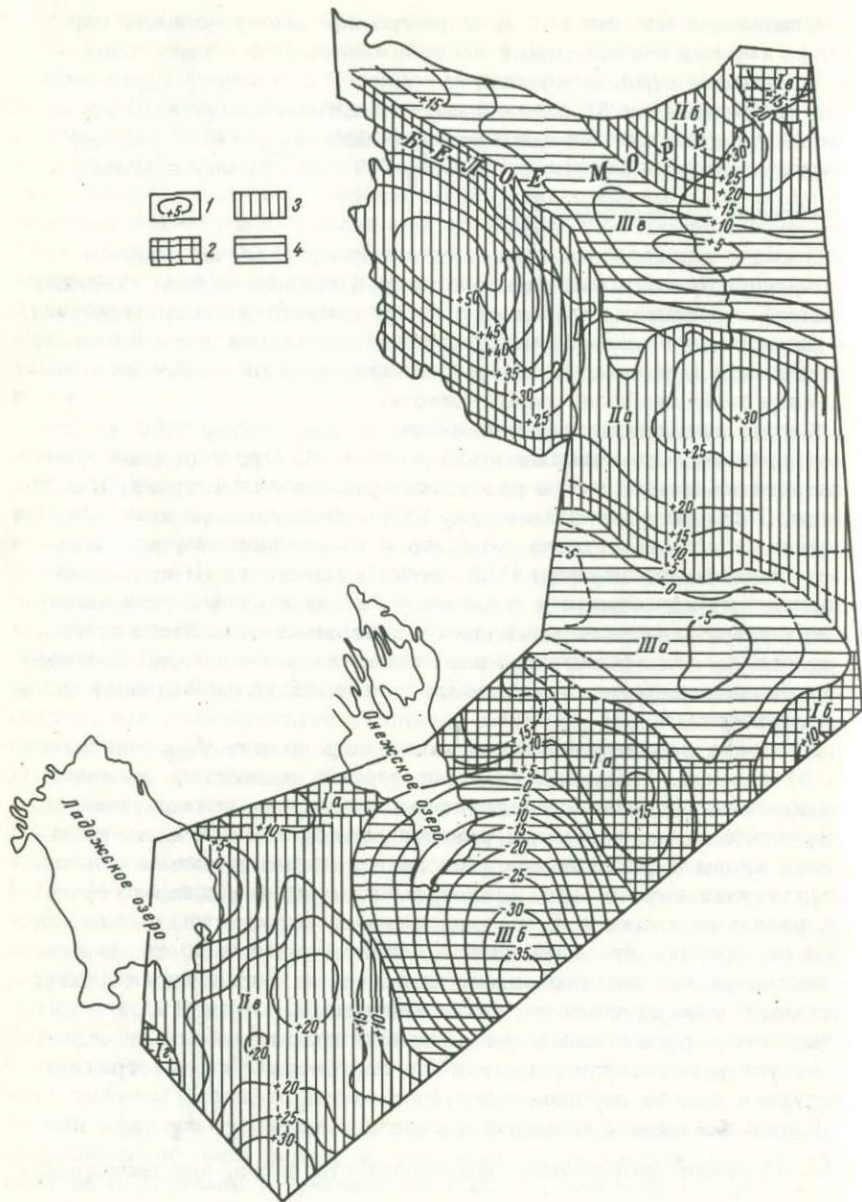
Основными материалами для построения вышеуказанных карт были: 1) геологические данные по обнажениям и буровым скважинам, вскрывшим кристаллический фундамент; 2) сводная карта аномалий силы тяжести; 3) сводная карта изолиний магнитного поля; 4) карты осредненного гравитационного поля  $R_{\text{оср}} = 48$  и  $100$  км; 5) карта локальных аномалий ( $F_0 - \bar{F}_R = 9$  км); 6) карта вторых вертикальных производных  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$ .

Первые три карты явились основными при районировании и установлении принципиальных особенностей тектонического строения изучаемой территории, вторые три карты явились вспомогательными, но в значительной мере способствующими получению дополнительной геологической информации, которая в неявном виде заключена в наблюдаемом поле аномалий силы тяжести.

Карта осредненного гравитационного поля с  $R_{\text{оср}} = 100$  км отражает гравитационное влияние поверхности  $M$ . Это положение уже высказывалось ранее целым рядом исследователей (Андреев, 1958; Фотиади, 1958; Цирульникова и др., 1968). Выполненное нами сопоставление осредненного поля с рельефом поверхности  $M$ , построенным по данным сейсмологии (Н.К. Булин) по району Приладожья, показывает их качественное совпадение: положительные региональные аномалии соответствуют подъему поверхности  $M$ . Это положение позволило при проведении количественных расчетов для построения глубинных разрезов по профилям учитывать гравитационное влияние поверхности  $M$ .

На карте осредненного гравитационного поля с  $R_{\text{оср}} = 48$  км (рис. 3) размеры аномалий, их простираие и ориентация говорят о связи этих аномалий в первую очередь с крупными геологическими структурами верхней части разреза земной коры. А сопоставление этой карты с фактическим геологическим материалом и геолого-структурной картой (рис. 1) показывает, что карельские структуры, развитые в пределах рассматриваемой территории, не находят на ней отражения. Это позволяет сделать вывод о том, что в данном районе радиус автокорреляции аномалий от карельских структур значительно меньше такового для архейских структур. В силу этого при выделении региональной составляющей поля аномалии от карельских структур оказались „снятыми“, а построенная карта отражает структуры и состав докарельского фундамента.

Карты локальных аномалий силы тяжести ( $F_0 - \bar{F}_g$  км) и  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$  отражают плотностные неоднородности пород, как выходящих на поверхность фундамента, так и скрытых под более или менее однородными по плотности толщами, в том числе и осадочного чехла, которые при осреднении оказываются включенными в региональный фон. Эта карта несет очень большую информацию о плотностной



неоднородности верхнего (2–3 км) слоя земной коры и содержит весьма ценные сведения о геологическом строении территории. Как правило, локальные аномалии отмечают следующее.

1. В пределах областей развития архейских комплексов пород – участки наиболее интенсивной гранитизации (локальные минимумы поля  $\Delta g$ ) и участки развития первичного слабо переработанного субстрата основного состава (локальные максимумы  $\Delta g$  слабой интенсивности). По конфигурации изолиний устанавливается куполовидный характер структур.

2. В пределах областей развития протерозойских осадочно–вулканогенных образований – участки развития легких осадочных комплексов пород (локальные минимумы  $\Delta g$ ) и участки развития плотных вулканогенных образований и интрузивных образований основного и ультраосновного состава (локальные максимумы  $\Delta g$  значительной интенсивности).

Установленные соотношения между осадочными и эффузивными комплексами пород при условии знания геологического разреза позволяют выявлять характер структур (антиклинальные и синклинальные формы). Высокая эффективность карт локальных аномалий и отсутствие „ложных“ (не геологической природы) аномалий в данном районе иллюстрируются рис. 4.

На основании комплексного анализа гравитационного и магнитного полей территории, их районирования удалось выявить принципиальные особенности тектонического строения рассматриваемой территории, выделить структурные единицы I порядка и осложняющие их наложенные структуры более высоких порядков. Наибольшую эффективность в этом отношении дает анализ гравитационного поля, которое благодаря разделению его на составляющие позволяет выделять аномалообразующие объекты различной глубины и размеров. Ниже перейдем к их рассмотрению. Согласно выполненным построениям установлены области развития древнейшего фундамента и четырех вышележащих структурных комплексов: беломорид, ранних каре–

---

Рис. 3. Схема строения докарельского фундамента по гравиметрическим данным.

1 – изолинии трансформированного гравитационного поля, осредненного с  $R = 48$  км (в условных единицах); 2 – области развития древнейшего щита гнейсо–диоритового–гнейсо–гранитного состава (Ia–г); 3 – структурные зоны беломорид (Беломорская IIa, Ондомозерская IIб, Ладожская IIв); 4 – области развития образований I структурного яруса беломорид (керетьская толща) или области интенсивной гранитизации IIIa–в.

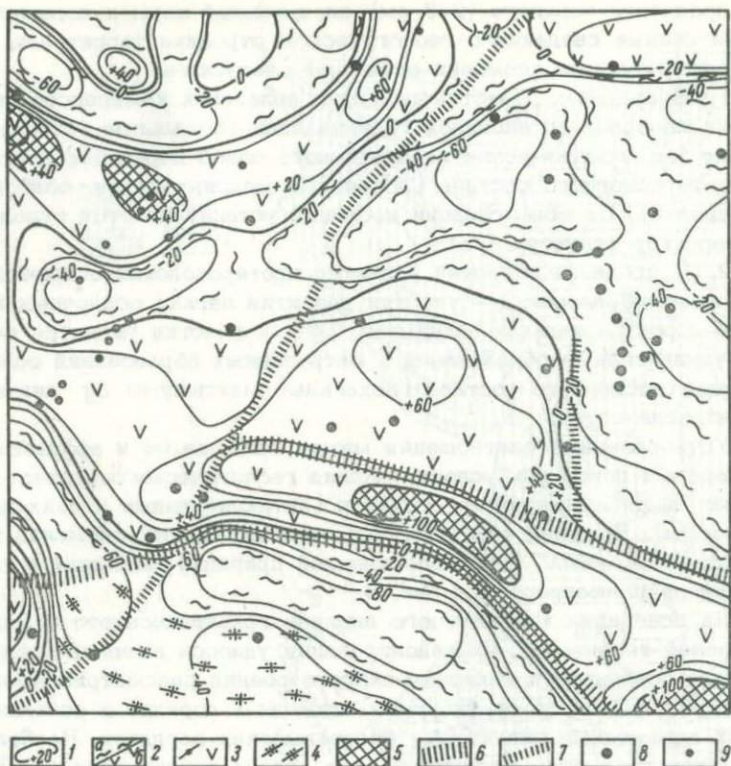


Рис. 4. Пример связи локальных аномалий с геологическим строением.

1 - изолинии локальных аномалий  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$ ; 2, а - туфогенно-осадочные образования; 2, б - вулканиты основного состава; 3 - сланцеватые амфиболиты с реликтами слабо измененных основных вулканитов; 4 - граниты, гранито-гнейсы; 5 - локальные максимумы силы тяжести, сопоставляемые с увеличением мощности вулканогенных образований или с корнями древних вулканов; 6 - зоны глубинных разломов, участвующих в блокировке фундамента; 7 - разломы, расколы, трещины неглубокого заложения; 8 - скважины; 9 - обнажения.

лид, рифейд. Как уже указывалось выше, наибольшая информативность о строении докарельского фундамента получена по карте осредненного гравитационного поля с  $R_{оср} = 48$  км (рис. 3), на которой слабоинтенсивными положительными аномалиями отмечаются области развития древнейшего фундамента гнейсо-диоритового-гнейсо-гранитного состава: прослеживается продолжение Карельского массива в район оз. Водлозера и далее на юг Ia, выделяется древнейший массив в восточной части территории в районе Няндомы Ib. Последний соединяется с Карельским массивом под Воже-Лачской синклиной структурой, составляя единый выступ фундамента. В районе горла Белого моря аналогичной по интенсивности аномалией отмечается окончание Мурманского массива Iv, а к югу от Ладожского озера - Новгородского массива Ig. В верхнеархейское время эти участки являлись, по-видимому, областями сноса, а сопряженные с ними площади - областями первичной седиментации (участки максимального прогибания), которые очень четко отмечаются аномалиями  $\Delta g$  высокой интенсивности: Ладожская, Iv, Беломорская Ia и Ондомозерская Ib структурные зоны. В пределах этих обширных и достаточно глубоких прогибов накапливались осадочные и вулканогенные породы, из которых в результате последующего метаморфизма образовались гнейсовые толщи I и II структурного яруса беломорид. Образования I яруса развиты в пределах Ондомозерско-Беломорской зоны седиментации (от Мурманского до Карельского массива) и отмечаются на рис. 3 зонами относительно пониженных значений трансформированного поля (от -5 до +5). Образования I структурного яруса беломорид, соответствующих керетьской толще, слагают Терскую антиклинорную зону IIIв и являются фундаментом для карелид структуры Ветреного пояса IIIа. Не исключено, что область Терского антиклинория является выступом древнейшего фундамента, разделившим Беломорскую и Ондомозерскую зоны седиментации. Выделяемая к югу от Онежского озера область интенсивной отрицательной аномалии (Белозерский минимум) отмечает область наиболее интенсивной гранитизации IIIб (возможно, развитие гранитов рапакиви) в совокупности с аномальным поведением глубинных границ раздела земной коры, а именно увеличение ее мощности в этом районе, установленное авторами ранее (Цирульников и др., 1968). Внутреннее строение докарельского фундамента, а также наложенных карельских структур отражено на составленной геолого-структурной карте (рис. 1).

Остановимся на наиболее интересных особенностях внутреннего строения выделяемых зон. В пределах древнейших массивов среди пород гнейсо-гранитного состава локальными положительными аномалиями слабой интенсивности выделяются участки развития амфиболитов, гнейсо-диоритов и гнейсо-гранодиоритов, являющихся, по-видимому, реликтами древнейшей коры основного состава, переработанной в процессе более поздней гранитизации.

Повышенное магнитное поле  $\Delta T$  четко картирует области развития интенсивных процессов гранитизации, образования гнейсо-гранитов плагиомикроклинового состава.

Для Беломорской структурной зоны устанавливается симметричное строение и намечается ее юго-восточное замыкание в районе р. Северной Двины. В центральной части Беломорской зоны (Онежский полуостров) по гравитационным данным (рис. 1, 2) намечается крупное блоковое поднятие (Онежский блок-антиклинорий) с амплитудой более 3-4 км.

Для Ладожской структурной зоны по характеру физических полей в основании разреза также предполагается развитие образований структурного комплекса беломорид. Для беломорид характерно широкое развитие куполовидных структурных форм, особенно четко проявляемых в краевых, контактовых зонах с карелидами.

Значительные площади в пределах склонов щита занимают образования ранних карелид (II структурный комплекс). Они выполняют специфические приразломные (тропообразные) структуры, заложение которых, по-видимому, связано с планетарной системой глубинных разломов, разделивших жесткий архейский фундамент на ряд крупных блоков. В связи с этим они развиты на образованиях как древнейшего фундамента, так и структурного комплекса беломорид, занимая часто секущее к последним положение.

Впервые в пределах акватории Белого моря выделена серия раннекарельских троговых (возможно, рифтогенных) структур: Соловецко-Кийостровский, Колвицко-Кандалакшский, а также Ондомозерский, Кулойский и Холмогорский синклинии. Выделение указанных структур произведено по комплексу гравитационных, магнитных и геологических данных: линейные локальные высокоинтенсивные аномалии  $\Delta g$  в совокупности с локальными магнитными положительными аномалиями изометричной и линейной форм. В пределах выделенных зон известны выходы глубокометаморфизованных пород гранатамфиболового состава по основным эффузивам (о-в Кий, Онежский полуостров и др.).

Характерным для раннекарельских структур является их насыщенность интрузиями основного-ультраосновного состава, которые хорошо картируются в магнитном и гравитационном полях локальными максимумами и подтверждены геологически в Маткалахтинской, в Воже-Лачской и Соловецко-Кийостровской зонах.

Условно отнесены к ранним карелидам образования, слагающие центральную часть Ладожской структурной зоны (Ладожский и Тихвинский синклинии, сложенные, по существующим представлениям, породами соргавальской или питкьярнтской свит). Выделенные струк-

туры не обладают всеми характерными чертами вышерассмотренных „трогов“, отличаясь от них однородным полем  $\Delta g$ , отсутствием отдельных локальных максимумов. В магнитном поле они выражаются общим повышенным фоном с отдельными превышениями, имеющими мозаичный характер.

Образования поздних карелид (III структурный комплекс) слагают субплатформенные структуры типа наложенных мульд. Основанием для них являются образования древнейшего фундамента или I яруса беломорид (керетьская толща). Внутренние структурные формы поздних карелид определяются блокировкой фундамента и подвижками его отдельных блоков, что особенно четко установлено для структурной зоны Ветреного пояса. Блокировка фундамента, по-видимому, предопределила характер замыкания этой структуры в районе р. Онеги. Особенно следует отметить, что в пределах позднекарельских структур очень четко по геофизическим данным дифференцируются площади развития вулканогенных и осадочных пород, что позволило получить существенно новые данные по внутреннему строению юго-восточной части структуры Ветреного пояса. В разрезе образований, слагающих рассматриваемую часть указанной структуры, четко выделяются три горизонта. Нижний из них представлен осадочно-туфогенной толщей, выше по разрезу последовательно залегают вулканиты основного и ультраосновного состава. Последние, представленные „пикритовыми порфиритами“, возможно, выполняют самостоятельную приразломную структуру.

Развитие рифейских образований (IV структурный комплекс) устанавливается на рассматриваемой территории в районах Пашской, Онежской и Беломорской депрессий. При этом выявлена их приуроченность к антиклинорным формам фундамента (или к его приподнятым блокам), т.е. основанием для рифейд являются образования гнейсо-гранитного комплекса. Последние в рифейское время представляли собой, по-видимому, опущенные участки по отношению к гористому рельефу карелид.

Выделяемый ранее В.Н. Зандером и П.В. Соколовым Воже-Лачский авлакоген с мощностью слагающих его верхнепротерозойских-палеозойских осадков до 3-3,5 км не нашел своего подтверждения. Максимальная мощность платформенных образований по гравитационным и сейсмическим данным не превышает здесь 800-1000 м. Под ними залегают плотные немагнитные образования, выполняющие Воже-Лачский синклиорий.

На склонах щита, как и в пределах последнего, широко проявилась дизъюнктивная тектоника в виде сети разломов различной глубины заложения и направления. Выделяются следующие разломы:

1) глубинные, предопределившие заложение раннекарельских трого-

образных структур, сложенных осадочно-вулканогенными комплексами пород и контролирующие размещение интрузий основного и ультраосновного состава. Устанавливаются две системы ориентировки — северо-западная и субмеридианальная; 2) разломы, определившие современную блокировку структур фундамента карелид и обусловившие различный фашиальный состав последних (эффузивные и осадочные комплексы пород); обычно расположены вкрест простираения структур; 3) в юго-западной половине рассматриваемой площади (Онежско-Белозерско-Ладожский район) выделены 3 протяженных разлома северо-западного направления: один вдоль Пашской депрессии, второй вдоль западного борта Онежской синеклизы, третий от Маткалахтинской синклинойной зоны уходит на юго-восток за пределы изученной площади. Отмечается строгая параллельность всех трех выделенных разломов и приуроченность к ним интрузий основного-ультраосновного состава. Секущее положение разломов к древним комплексам, однонаправленность с разломом в пределах Пашской (рифейской) структуры позволяют предположить их молодой возраст (что не исключает и их более древнего заложения). С этими зонами тектоно-магматической активизации могут быть связаны проявления различных полезных ископаемых: никеля, кобальта, железа, редких металлов и другой минерализации. На Онежском полуострове в пределах Онежского блок-антиклинория по гравитационным и магнитным данным отмечается серия региональных глубинных разломов меридионального простираения, к которым приурочены известные проявления трубок взрыва (район Неноксы), в связи с чем эти разломы заслуживают детального геолого-геофизического изучения.

Особо следует остановиться на зоне сочленения Балтийского щита с платформой. Ранее авторами и другими исследователями эта зона уже выделялась как зона глубинного разлома, соответствующая сочленению блоков земной коры различной мощности (Цирульников, Сокол, 1968; Цирульников и др., 1968; Поротова, Болгурцев, 1971). О повышенной магматической проницаемости этой зоны свидетельствует широкое проявление в ней основного и кислого магматизма: Бураковская и Аганозерская интрузии основного-ультраосновного состава, а также серия аналогичных интрузий (на акватории Онежского озера и его юго-западном берегу), расположенных линейно в пределах этой зоны. К ней же приурочены участки развития гранитов рапакиви.

В заключение следует отметить, что выполненные геолого-структурные построения в пределах изученной территории склонов Балтийского щита являются в известной мере дискуссионными, поскольку они базируются в основном на интерпретации физических полей и не имеют пока полного подтверждения бурением.

## Л и т е р а т у р а

- А н д р е е в Б.А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 2.
- З а н д е р В.Н., Т о м а ш у н а с Ю.И., Б е р к о в с к и й А.Н., С у в о р о в а Л.В., Д е д е е в В.А., К р а т ц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., "Недра", 1967.
- Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., К р а т ц К.О., Я с к е в и ч Н.И., Ч е к у л а е в В.П. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., "Наука", 1969.
- П о р о т о в а Г.А., Б о л г у р ц е в Н.Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. - В кн.: Проблемы магматизма Балт. щита. Л., "Наука", 1971.
- Ф о т и а д и Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., С о к о л Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита. Л., "Наука", 1968.
- Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., Ч е ч е л ь Э.К., Ш у с т о в а Л.Е., С о к о л Р.С. Глубинное строение земной коры восточной части Балтийского щита. - Там же.

Н.Н. Болгурцев

### АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПО СИНКЛИНОРНОЙ ЗОНЕ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

Синклинорная зона карелид Ветренный пояс расположена на территории юго-восточной части Балтийского щита и его склонов. По общепринятым представлениям, она является юго-восточным продолжением Восточно-Карельской синклинорной зоны и протягивается почти на 250 км от оз. Сумозера на северо-западе до района р. Онеги на юго-востоке, где погружается под палеозойские осадки Русской платформы.

Рассматриваемая структура является наименее обнаженной частью Балтийского щита. Чрезвычайно широкое развитие четвертичных отложений мощностью от 2–5 м на возвышенных местах до 70–100 м в депрессионных впадинах затрудняет изучение ее структурно-геологического строения с помощью геологической съемки. Поэтому для большей части территории Ветреного пояса в настоящее время практически не существует кондиционных геологических карт масштаба 1 : 200 000.

Согласно обобщающим работам В.А. Перевозчиковой (1968 г.), А.В. Сеницина (1969 г.) и ряда других исследователей (Поротова, 1968; Богачев и др., 1968; Слюсарев, 1968, 1973), наиболее древними образованиями района, слагающими фундамент карелид, являются различные гнейсы, граниты и гранито-гнейсы архея, выходящие на дневную поверхность к северо-востоку и юго-западу от синклинойной зоны, а также частично и в ее пределах.

Образования карелид представлены породами нижнего и среднего протерозоя, которые местами перекрываются отложениями верхнего протерозоя, преимущественно рифея, а на юго-востоке – осадочными толщами нижнего палеозоя. Возрастная последовательность геологических образований, слагающих разрез карелид этой зоны, во многих отношениях дискуссионна. В табл. 1 приводится стратиграфический разрез докембрийских пород Ветреного пояса по данным А.В. Сеницина (1969 г.), который повторяет в общих чертах стратиграфическую схему В.А. Перевозчиковой (1968 г.).

В целом для карелид Ветреного пояса характерно резкое преобладание основных эффузивов и зеленых сланцев по ним над терригенно-туфогенными породами. В зеленых сланцах парандовской и амфиболитах по диабазам тунгудско-надвоицкой серий нижнего протерозоя нередко отмечаются скопления сульфидов и прослойки сульфидизированных пород. Аналогичные горизонты с видимой сульфидной минерализацией наблюдаются и в породах 1-й свиты серии ветренный пояс.

Образования онежской серии в пределах синклинойной зоны имеют весьма ограниченное развитие. Прямые стратиграфические взаимоотношения между породами этой серии и серии ветренный пояс неизвестны. Последние с видимым угловым несогласием залегают на образованиях архея или нижнего протерозоя. Суммарная мощность карелид, по В.А. Перевозчиковой (1968 г.), достигает 4 км.

В тектоническом отношении синклинойная зона Ветренный пояс представляет собой совокупность синклиналильных структур, сложенных образованиями нижнего и среднего протерозоя и разделенных глыбово-блоковыми выступами гранитоидов архейского основания. С севера зона ограничена глубинным разломом, с юга – контакт карелид и архейских образований большей частью также тектонический.

Таблица 1

Стратиграфическая схема докембрийских пород  
Ветреного пояса (по А.В. Синицину)  
и характеристика их физических свойств

Группа	Система, подгруппа	Отдел, серия	Осадочно-вулканогенные образования и другие комплексы пород	Общая плотность свиты или серии, $\frac{3}{\text{г/см}}$	$\kappa, 10^{-6}$ СГС
Протерозой	Верхняя	Онежская	Красноцветные песчаники и конгломераты	2.35	-
	Средняя	Ветренный пояс	Кварциты, кварцито-песчаники, аркозы с прослоями конгломератов и основных лав	-	-
			Пироксеновые, плагиопироксеновые и оливковые порфириты (3-я свита)	2.94	30-40
			Лавы основного состава и зеленые сланцы по ним (2-я свита)	2.92	30-40
		Туффиты, туфопесчаники, туфосланцы, глинистые сланцы, аргиллиты (1-я свита)	2.74	50	
		Кварциты, песчаники, конгломераты ширбозерской свиты	2.55	-	

Таблица 1 (продолжение)

Группа	Система, подгруппа	Отдел, серия	Осадочно-вулканогенные образования и другие комплексы пород	Общая плотность свиты или серии, г/см <sup>3</sup>	$\kappa, 10^{-6}$ СГС
Прогерозой	Нижняя	Тунгудско-надвоицкая	Диабазы, мандельштейны, лавы основного состава с прослоями мраморизованных известняков, зеленые сланцы	2.83-2.85	40-50
		Парандовская	Метаморфизованные лавы основного состава и зеленые сланцы по ним	2.84	40-50 40-50
Архей		Беломорская	Биотитовые, биотит-амфиболитовые гнейсы с линзами амфиболитов и прослоями гранатовых гнейсов	2.67	50-60
		Гранитоиды фундамента	Плагиограниты и гранодиориты	2.68-2.72	50-300

В пределах Ветреного пояса установлено огромное количество интрузий основного и ультраосновного состава, большая часть которых является бескорневыми крутопадающими линзообразными и пластообразными телами. Основные породы представлены габбро-метабазитами и амфиболитами, ультраосновные - перидотитами, пироксенитами и их серпентинизированными разностями. Большая часть исследователей района (Богачев и др., 1968; Слюсарев, 1963; Перевозчикова, 1968 г., и др.) склонны разделить гипербазиты на два разно-

возрастных комплексов: ниже- и среднепротерозойский. Размеры массивов девелики (3–5 км в длину при ширине 0,4–0,8 км), но встречаются и более крупные тела. Контакты интрузий с вмещающими породами обычно тектонизированы и представляют собой зоны рассланцевания и интенсивного вторичного преобразования (хлоритизация, тремолитизация, окварцевание и карбонатизация).

Большинство исследователей синклирной зоны считают гипер-базиты структуры потенциально никеленосными (Т.В. Билибина, Г.А. Поротова, И.В. Барнов, В.А. Перевозчикова, А.В. Сеницын и др.). Подтверждением этого является обнаружение сравнительно высоких концентраций никеля в ультраосновных породах Вожминского массива и участка Волошевской магнитной аномалии. При проверке аномалий МПП на Вожминском массиве было установлено два рудных горизонта суммарной мощностью 21 м со средним содержанием никеля более 1,5%.

Для такой закрытой территории, какой является рассматриваемая синклирная зона, использование геофизических данных с целью структурно-тектонического районирования, выделения комплексов пород различного состава и выяснения закономерностей размещения потенциально никеленосных интрузий является правомерным и необходимым этапом при решении вопроса о рациональном направлении поисковых работ на никель.

Для решения этих задач автором были проанализированы следующие геофизические материалы: сводная карта аномального поля  $\Delta T$ , составленная Р.С. Сокол в 1973 г.; результаты среднемасштабной съемки аномалий силы тяжести; различные трансформации исходных гравимагнитных данных; результаты аэроэлектроразведочных работ методом ВМП для различных участков зоны общей площадью около 4000 км<sup>2</sup>; данные сейсморазведки по 2 профилям, пройденным в северо-западной и юго-восточной частях структуры, и данные комплексных поисковых геофизических работ, выполненных на разрозненных участках небольшой площади.

Роль и возможности каждого метода в выяснении отдельных вопросов геологического строения Ветреного пояса были различны в зависимости от масштаба съемки и дифференциации разреза карелид и пород архейского основания по физическим параметрам. Данные о магнитной восприимчивости ( $\kappa$ ) и плотности ( $\sigma$ ) пород синклирной зоны по материалам Западного геофизического треста и Северо-Западного геологического управления приведены в табл. 1 и 2. К сожалению, они отличаются некоторой неполноценностью из-за отсутствия сведений о конкретном месте отбора образцов, неточности геологических определений и дискуссионности возрастного положения.

Дополнительно к этим материалам была определена величина вектора остаточного намагничивания ( $I_n$ ) для 135 образцов эффузив-

Таблица 2

Плотность и магнитная восприимчивость  
основных и ультраосновных пород Ветреного пояса

Породы	Количество образцов	Наиболее часто встречающиеся значения	
		$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , 10 <sup>-6</sup> сгс
Перидотиты неизмененные . . . . .	34	2.98	100-150
Пироксениты неизмененные . . . . .	39	3.05	3000-4000
Серпентиниты по перидотитам, пироксенитам и оливинитам . . . . .	520	2.70-2.72	2000-5000
Серпентиниты оталькованные, карбонатизированные, хлоритизированные	14	-	60-70
Серпентиниты тремолитизированные . . . . .	35	2.78	500-550
Метагаббро-диабазы	78	2.90	100

ных образований и 105 образцов ультраосновных пород; вычислена величина полного вектора намагниченности ( $\bar{I}$ ) по аномалиям  $\Delta T$  для 26 массивов габброидов и 36 интрузий гипербазитов, известных по геологическим данным; определены расчетным путем по 7 аномалиям углы  $\varphi$  между вектором  $\bar{I}_n$  и линией профиля, перпендикулярной к простиранию пластовых тел; по измерениям 8 ориентированных образцов установлены углы между вектором  $I_n$  и горизонтальной плоскостью.

По всем имеющимся в нашем распоряжении данным о физических свойствах пород Ветреного пояса можно сделать следующие выводы.

1. Вулканогенно-осадочные образования карелид и породы архейского основания практически немагнитны, в связи с чем по материалам аэромагнитной съемки они не могут быть расчленены на отдельные свиты, серии и комплексы.

2. Магнитными породами в пределах зоны являются лишь интрузивные образования основного и ультраосновного состава.

3. Магнитные свойства гипербазитов определяются главным образом степенью и характером проявления процессов серпентинизации. Автометаморфическая серпентинизация идет почти без выделения магнетита (Штейнберг и др., 1966), аллометаморфическая серпентинизация, наоборот, влечет за собой обильное образование вторичного магнетита.

4. Избирательность процессов серпентинизации и последующие аллометаморфические преобразования серпентинитов, приводящие к выщелачиванию магнетита, затрудняют точное определение границ ультраосновных массивов по магнитным аномалиям, так как неизменные гипербазиты, их серпентинизированные разности и вторично измененные серпентиниты обладают различными магнитными свойствами.

5. Наряду с высокими значениями  $\chi$  серпентинизированные гипербазиты обладают высокими  $I_n$ , которые по величине в 1,5–2 раза превосходят  $I_t$ .

6. Интрузии габброидов обладают  $\bar{I}$  в основном в пределах от 50 до  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Для гипербазитов наиболее часто встречающиеся значения  $\bar{I}$  составляют  $(3000-7000) \cdot 10^{-6}$  СГС. Это дает основание для разделения интрузивных образований по величине на основные и ультраосновные породы.

7. Гранитоиды архейского основания и вулканогенно-осадочные породы карелид дифференцированы по плотности, что позволяет изучить с помощью гравиметрии внутреннее строение синклинойной зоны.

8. Среди образований нижнего и среднего протерозоя выделяется несколько комплексов пород, отличных по величине  $\sigma$ . Эффузивы, зеленые сланцы по ним и туфогенные породы нижнего протерозоя обладают средней плотностью 2,83–2,85 г/см<sup>3</sup>. Кварцито-песчаники, аркозы и конгломераты ширбозерской свиты имеют плотность 2,55 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность терригенно-туфогенных пород первой свиты серии ветренный пояс составляет около 2,74 г/см<sup>3</sup>. Для вышележащих основных лав и высокомагнезиальных эффузивов 2-й и 3-й свит этой серии средняя величина  $\sigma$  равна 2,92–2,94 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, отличие по плотности образований карелид с учетом геологических данных позволяет решать задачу пространственного распределения отдельных комплексов пород в пределах синклинойной зоны.

9. Ввиду редкой сети наблюдений, невысокой точности определения  $\Delta g$  и незначительных размеров интрузивных тел они не находят своего отражения в поле силы тяжести.

10. Локальными аномалиями высокой электропроводности отмечаются рудные залежи, а также зоны дробления и рассланцевания пород. Обширные по площади аномалии проводимости соответствуют участкам развития мощных четвертичных отложений, которые нередко обводнены и содержат выдержанные горизонты низкоомных глин.

Кроме изучения внутренней структуры зоны и установления площадного распространения отдельных комплексов пород, данные гравиметрии широко привлекались для выделения разрывной тектоники. Совместно с материалами сейсморазведки они использовались для получения представления о глубинном строении рассматриваемой части Балтийского щита, оценки мощности осадочно-вулканогенных образований зоны и установления характера соотношений различных структурных этажей.

По материалам аэромагнитной съемки выделялись породы интрузивного комплекса и выполнялось разделение массивов по составу на основные и ультраосновные. Они явились основой для прослеживания зон тектонических нарушений и косвенно использовались при выделении отдельных комплексов пород карелид, к которым приурочены интрузивные образования. По магнитным аномалиям вычислялись углы падения массивов, характеризующие при условии согласного залегания с вмещающими породами элементы падения протерозойских толщ, а в случае приуроченности к зонам тектонических нарушений — падение плоскости сбрасывателя.

Материалы аэроэлектроразведочных работ использовались для выделения зон дробления, осложняющих массивы гипербазитов, и приконтактных зон расщепления интрузий, к которым обычно приурочены эпигенетические сульфидные медно-никелевые руды. Кроме того, они позволили выявлять участки широкого развития мощных четвертичных образований, что учитывалось при интерпретации данных других методов.

В результате анализа всех геофизических материалов с учетом имеющихся геологических данных автором впервые была составлена среднемасштабная геолого-структурная карта синклинойной зоны Ветреный пояс и несколько геолого-геофизических разрезов, по-новому освещающих ряд вопросов ее внутреннего и глубинного строения (рисунок см. вкладку).

Трансформированные и наблюдаемые физические поля по относительной величине аномалий и особенностям рисунка поля позволили выделить на карте три структурных комплекса.

I комплекс сложен породами архейского возраста, т.е. гнейсами, гнейсо-гранитами и мигматитами по гнейсам беломорской серии и древнейшими архейскими образованиями состава гранодиоритов и чарнокитов, существенно переработанных в процессе гранитизации. Он характеризуется блоковыми и куполовидными формами и является фундаментом для более молодых структурных комплексов.

II комплекс сложен породами протерозойского возраста и разделяется на 2 яруса.

1-й ярус объединяет складчатые структуры пород нижнего протерозоя в составе парандовской и тунгудско-надвоицкой серий.

2-й ярус объединяет складчатые структуры среднего протерозоя в составе пород серии ветренный пояс. Образования онежской серии, характеризующиеся локальным распространением и незначительной мощностью, по геофизическим данным не выделяются.

Для комплекса характерны преимущественно линейные формы структур, которые в результате последующих движений вместе с породами архейского основания были разбиты на отдельные части и более мелкие блоки.

III комплекс сложен структурными формами платформенных отложений иотнийского и палеозойского возраста.

В целом по геофизическим данным синклинозная зона Ветренный пояс представляет собой совокупность различных по размерам и очертаниям блок-антиклинальных выступов гранитоидов основания и грабен-синклиналей, выполненных образованиями протерозоя.

С севера зона ограничена северным разломом, а с юга - южным. В области северного разлома линейные протерозойские структуры срезают гнейсовые толщи Беломорья, характеризующиеся здесь куполовидными формами. По южной границе простирается вулканогенно-осадочных образований карелид в большинстве случаев согласуется с простираем гнейсов и гнейсо-гранитов архейского основания.

В пределах рассматриваемой зоны автором выделены следующие основные крупные структурные элементы: Коросозерско-Калгачихинская зона блоковых структур, состоящая из нескольких впадин, выполненных образованиями нижнего протерозоя, и блоков пород архейского основания; Пулозерско-Кожозерская приразломная грабен-синклиналь и Шардозерская мульда, сложенные осадочно-вулканогенными образованиями среднего протерозоя; Кожозерский блок-выступ гранитоидов архейского основания. Шардозерская мульда состоит из нескольких структур более высокого порядка, а в ее южном обрамлении выделена сравнительно небольшая по размерам нижнепротерозойская блок-синклиналь. В отличие от прежних представлений юго-восточное замыкание синклинозной зоны по геофизическим материалам намечается в районе правобережья р. Онеги (Болгурцев, 1974).

Обращает на себя внимание асимметрия внутреннего строения синклинозной зоны Ветренный пояс, что обусловлено различием в морфологии нижнепротерозойской и среднепротерозойской структур и автономным, наложенным характером последней. Об этом говорит пологое широкое дно Шардозерской мульды и различие в простирающихся нижнепротерозойской и среднепротерозойской структур в юго-восточной части Ветренного пояса. В меньшей мере асимметрия зоны обусловлена надвигом беломорских толщ на вулканогенно-осадочные породы карелид. К тому же по геофизическим данным надвиг отмечается лишь на участке Пулозеро-Кожозеро, к юго-востоку от последнего образования карелид налегают на гнейсы беломорья.

Существенный элемент тектоники Ветреного пояса составляют разрывные нарушения. В зависимости от глубины заложения, протяженности и ширины проявления тектонические нарушения по геофизическим материалам разделены на 3 группы.

1. Зоны глубинных разломов, разделяющие крупные блоки древнейшего архейского основания, на которых формировались как структуры беломорид, так и карельские складчатые сооружения. Они прослеживаются на 100–200 км и более при глубине распространения свыше 6 км. Ширина зон на дневной поверхности составляет 5–10 км. Время заложения этих нарушений датируется как верхнеархейское, а возможно, и более древнее.

2. Глубинные разломы, характеризующиеся протяженностью до 100 км и меньшей глубиной распространения по отношению к нарушениям первой группы. В большинстве случаев они параллельны общему простиранию синклинойной зоны, но нередко занимают секущее положение. На эрозионном срезе глубинные разломы проявляются в виде немногочисленных кулисообразных разрывов, образующих зоны до 3 км шириной. Обычно они приурочены к межформационным контактам и реже к внутриформационным поверхностям II структурного комплекса.

3. Внутриблоковые разломы отличаются незначительной протяженностью (единицы, первые десятки километров) и носят характер трещин и расколов, по которым не наблюдается заметных перемещений пород.

Разломы образуют две ортогональные системы нарушений: СЗ (310–320°)–СВ (80–110°) и широтно–меридиональную. Нарушения первой системы преобладают и развиты в пределах всей синклинойной зоны, тогда как разломы второй системы отмечаются главным образом в ее юго–восточной части. С разломами СЗ направления связано заложение и развитие всей синклинойной зоны в целом, а секущие нарушения определяют ее блоковую структуру.

Разломы контролируют размещение интрузий основного и ультраосновного состава, которые чрезвычайно широко развиты в пределах Ветреного пояса и являются объектом опоискования. По данным аэромагнитной съемки автором выделено более 600 массивов этих пород. Массивы группируются в отдельные цепочки, скопления и образуют два крупных пояса: Северный и Южный.

Южный, базит–гипербазитовый, пояс прослеживается на протяжении всей южной границы Ветреного пояса. Простирание его в большей части СЗ, а на юге зоны оно меняется на меридиональное, и интрузии пояса как бы обрамляют Водлозерский блок. Базиты и гипербазиты пояса пространственно связаны с диабазами и зелеными сланцами 1–го яруса II структурного комплекса, прорывают эти породы и, судя по этому, возраст их может датироваться как поздне–нижнепротерозойский, а возможно, и более молодой.

Северный габбро-перидотитовый пояс на СЗ приурочен к системе трещин так называемого Центрального разлома. Восточнее Кожозера он испытывает изгиб и поворачивает на юго-юго-восток. Простираение большинства интрузий пояса согласуется с его направлением и простираением вмещающих пород. Габбро-диабазы пояса залегают преимущественно среди образований 2-го яруса II структурного комплекса. Они прорывают породы всех свит серии ветренный пояс, и можно полагать, что внедрение их происходило неоднократно на протяжении всего среднего протерозоя. Гипербазиты северного пояса приурочены в основном к породам 1-й свиты серии ветренный пояс и к контакту их с диабазами и зелеными сланцами нижнего протерозоя. Значительно реже они встречаются среди основных лав 2-й свиты серии ветренный пояс и практически не наблюдаются среди эффузивов ее 3-й свиты.

Таким образом, есть основания считать, что проявление ультраосновного интрузивного магматизма здесь было синхронно во времени с эксплозивным и эффузивным вулканизмом среднего протерозоя, а массивы более молодые, чем вулканы 3-й свиты серии ветренный пояс, отсутствуют.

Особое положение в общем плане размещения интрузий занимают массивы, приуроченные к Каменноозерскому и Монастырскому глубинным разломам второй группы. Они характеризуются секущим направлением относительно общего СЗ простираения Ветренного пояса, являются автономными и не входят ни в южный, ни в северный базит-гипербазитовые пояса.

Согласно данным воздушных и наземных магнитных съемок, интрузии Ветренного пояса представляют собой пластовые, линзообразные и редко изометрические тела, характеризующиеся в большинстве случаев крутыми углами падения (50-70°). Глубина залегания нижней кромки массивов составляет, как правило, многие сотни метров и более.

На основе новой геолого-структурной карты с учетом геологических признаков, благоприятных для поисков никеленосных интрузий ультраосновных пород, сформулированных в сводных работах и монографиях для никеленосной провинции Кольского полуострова (Г.В. Холмов, Д.Ф. Мурашев, Д.В. Полферов, И.В. Барканов, Г.И. Горбунов и др.), автором выделены участки и зоны, перспективные на поиски сульфидного никеля.

Признаки, находящие отражение в физических полях, следующие.

1. Наличие массивов ультраосновных пород, размещение которых контролируется глубинными разломами. Наиболее интересными с поисковой точки зрения являются крупные интрузии ультраосновных пород. На основании фактического материала по никеленосной провинции Кольского полуострова с некоторой долей условности можно считать, что практическое значение могут иметь массивы размером не менее 800×200 м.

2. Наличие узлов пересечения глубинных разломов различного направления, которые являются благоприятными участками в отношении размещения никеленосных интрузий.

3. Приуроченность интрузий к синклинорным структурам, сложенным протерозойскими образованиями, хотя известны месторождения никеля в массивах гипербазитов, залегающих среди гранитоидов архейского основания.

4. Размещение интрузий в ослабленных зонах, которыми могут быть межформационные швы и несогласия, внутриформационные контакты и горизонты наиболее пластических пород в слоистых формациях.

5. Наличие аномалий высокой проводимости, которые могут соответствовать как рудным скоплениям, так и зонам постмагматических тектонических нарушений, сопровождающихся рассланцеванием, мелонитизацией и брекчированием пород. К таким зонам, как правило, тяготеет оруденение.

6. Наличие колчеданной минерализации в породах, вмещающих массивы гипербазитов, что является благоприятным фактором для образования эпигенетических сульфидно-никелевых руд. Поэтому наиболее перспективным в отношении никеленосности в условиях синклинорной зоны следует считать интрузии, залегающие среди образований 1-го яруса II структурного комплекса и терригенно-туфогенных пород 1-й свиты серии Ветреный пояс 2-го яруса этого комплекса.

7. Наличие повышенных содержаний никеля в гидрохимических и литогеохимических пробах, которые являются прямым признаком, указывающим на возможность обнаружения рудных залежей.

С учетом перечисленных признаков автором выделяются следующие участки, заслуживающие детального изучения с целью обнаружения сульфидных никелевых руд.

1. Зона Каменноозерского разлома, к которой приурочено несколько массивов ультраосновных пород и в том числе Вожминская никеленосная интрузия.

2. Нюхчереченский участок развития интрузий гипербазитов, размещение которых контролируется Пулозерским глубинным разломом и секущим по отношению к нему нарушением, разделяющим структуры второго порядка в пределах Коросозерско-Калгачинской зоны блоковых структур.

3. Зона Монастырского разлома, контролирующая в основном не вскрытые эрозией массивы ультраосновных пород. Ее структурное положение аналогично Каменноозерской зоне.

4. Участок центрального разлома, в пределах которого выделено несколько протяженных до 10 км пластообразных интрузий гипербазитов. Они приурочены к указанному разлому на границе между нижнепротерозойской и среднепротерозойской структурами.

5. Калгачихинская интрузия ультраосновных пород, размеры которой составляют более 20 км<sup>2</sup>. Положение интрузии контролируется Пулозерским глубинным разломом.

6. Токшереченский участок развития массивов ультраосновных пород, приуроченных к системе трещин южного разлома и залегающих в пределах нижнепротерозойской блок-синклинали в южном обрамлении Шардозерской мульды.

7. Группа интрузий гипербазитов, контролируемая Винельским внутриблоковым разломом северо-восточного направления. Массивы залегают среди гранитоидов архейского основания вблизи синклинойной зоны Ветренный пояс, к югу от Шардозерской мульды.

8. Северо-Волошевский участок, в пределах которого выделено несколько массивов ультраосновных пород. Размещение их контролируется Ундошским глубинным разломом.

На некоторых из выделенных участков в настоящее время ведутся детальные поисковые работы комплексом геофизических методов и бурения, на других они будут запланированы в ближайшие годы. Есть все основания полагать, что эти исследования приведут к открытию месторождений сульфидных никелевых руд.

## Л и т е р а т у р а

Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро-Белое море). - Геотектоника, 1972, № 5.

Богачев А.И., Кочнев-Первухин В.И., Лазарев Ю.И., Слюсарев В.Д. и др. Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971.

Богачев А.И., Куликов В.С. и др. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветренный пояс. - Труды Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1968, вып. 1.

Болгурцев Н.Н. Геофизические данные о строении юго-восточной части синклинория Ветренный пояс. - Зап. ЛГИ, 1974, т. XVI, вып. 2.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л., 1963. 210 с.

Перевозчикова В.А., Синицын А.В. Связь тектоники и магматизма на примере карелид восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы магматизма Балт. щита. Л., 1971, с. 24-31.

- Поротова Г.А. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный пояс и направление дальнейших исследований. – В кн.: *Вопр. геологии и закономерности размещения полезн. ископаемых Карелии*. Петрозаводск, 1966.
- Поротова Г.А., Болгурцева Н.Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. – В кн.: *Проблемы магматизма Балт. щита*. Л., 1971, с. 16–24.
- Слюсарев В.Д. К вопросу о классификации магматических образований синклиновой зоны Ветреный пояс. – *Труды Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР*, 1968, вып. 1, с. 151–180.
- Слюсарев В.Д. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. Л., 1973.
- Штейнберг Д.С. и др. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. – *Тезисы докл. 2-го Уральск. петрогр. совещ.* Свердловск, 1966.

В.Э. Волк, И.В. Литвиненко, Н.Л. Малыгин,  
Л.Н. Платоненкова, В.Н. Шимараев

#### СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНЫХ ОКРАИН БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ И АЭРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Возможности использования наблюдаемых магнитных полей, и в первую очередь аэромагнитных данных, для изучения земной коры рассмотрены в ряде работ (Булина, 1970; Симоненко, 1968; Деменицкая, 1967; Волк, 1964; Беляевский, Борисов, Круглякова, 1970; Федьинский, Гайнанов, Ушаков, 1970). Работы по изучению термодинамического режима земной коры (Авчян, 1967; Любимова, 1968, и др.) показали, что глубина возможного распространения ферромагнитного состояния пород для платформенных областей составляет примерно 30–40 км, а для геосинклинальных – 15–25 км, что создает определенные физико-геологические предпосылки для исследования распределения кромок магнитных тел в нижних частях земной коры.

При моделировании получены данные, позволяющие достаточно оптимистично оценить возможность применения общеизвестных методов расчета параметров намагниченных тел для условий больших глубин, где их намагниченность по падению может изменяться. Так, например, показано, что для тел типа ограниченного на глубину вертикального пласта при изменении в пять раз его магнитности по падению погрешности в вычислении глубин верхних и нижних кромок способом касательных с поправками В.К. Пятницкого составляют 20–25% для вероятного случая уменьшения намагниченности на глубину и 30–35% – для случая ее увеличения с глубиной (Волк, Осипов, 1972). Для некоторых областей намечилось преимущественное распространение нижних кромок магнитовозмущающих тел вблизи сейсмических границ земной коры (Булина, 1970; Волк и др., 1971).

Одним из регионов, в пределах которого изучение строения земной коры проводилось сейсмическим и магнитометрическим методами, является южная часть Баренцевоморского шельфа с прилегающей сушей. В 1960–1962 гг. здесь пройден профиль ГСЗ, на котором отмечено значительное погружение сейсмических границ земной коры, и в первую очередь поверхности архейского фундамента, от Балтийского щита в сторону акватории – до глубин 10–15 км (Литвиненко, 1963). Примерно в 150 км от берега глубинные сейсмические границы в коре проследить не удалось. Лишь далее на северо-востоке, начиная с 230 км, в нижней части земной коры на глубине 25 км была намечена граница с граничной скоростью  $v_r = 6.7$  км/сек., предположительно связанная с поверхностью „базальтового“ слоя. Поверхность „гранитного“ слоя<sup>х</sup> здесь не прослежена, однако его наличие в коре полностью не отрицалось.

Глубина поверхности Мохоровичича, характеризующаяся  $v_r = 8.1$  км/сек., вдоль всего разреза составила 37–40 км. Интересно, что в пределах Кольского полуострова и Баренцева моря при ГСЗ были намечены еще две границы: в „гранитном“ слое на глубинах 6–8 км и в верхней части мантии на глубинах более 40 км. Последняя из них, по-видимому, характеризуется скоростью около 9 км/сек.

На участке акватории в осадочном чехле по сейсмическим материалам намечается граница со скоростью  $v_r = 4.7$  км/сек. и прослежен опорный горизонт ( $v_r = 5.5$  км/сек.), по-видимому, связанный с поверхностью метаморфизованных пород рифея (типа образований п-ова Рыбачьего). Этот горизонт погружается в пределах центральной части Баренцева моря до глубины 5–8 км.

---

<sup>х</sup> Обозначения „гранитный“ и „базальтовый“ слой земной коры условны, хотя и широко распространены в литературе.

Результаты последующих сейсмических работ (1969–1970 гг.), проведенных американскими геофизиками в юго-западной части Баренцева моря, подтвердили существование границы со скоростью  $v_r = 4.7$  км/сек. на глубине, совпадающей с нашими данными. Недостаточная глубинность исследований американских геофизиков не позволяет судить о совпадении результатов для более глубоких границ коры, можно предполагать лишь о совпадении глубин до границы со скоростью  $v_r = 5.5$  км/сек. (Eldholm, Ewing, 1971).

В результате статистической обработки данных аэромагнитной съемки, в частности выяснения распределения в разрезе земной коры кромок магнитовозмущающих тел, получены новые сведения о глубинной структуре этой части шельфа по поверхности некоторых опорных горизонтов магнитоактивных пород (Волк и др., 1972). Изучение глубинной структуры дна акватории проведено с помощью построения сети каркасных геомагнитных разрезов земной коры. Два из этих разрезов построены по линиям выполненных в 1970 г. сейсмических профилей, освещающих строение верхних частей разрезов. Полученные при этом результаты совместного анализа магнитометрических и сейсмических данных выявили преимущественно унаследованный характер рельефа опорного сейсмического горизонта по отношению к блокам магнитоактивного фундамента.

Геолого-геофизические разрезы, заданные вкрест предполагаемого простиранья структур и секущие, а также схематические геомагнитные колонки земной коры позволили с учетом других геолого-геофизических материалов составить схему изогипс поверхности магнитных тел. Эта поверхность связывается преимущественно с маркируемой по кромкам секущих магнитоактивных тел кровлей пород рифейского складчатого фундамента и лишь у Кольского полуострова представлена поверхностью значительно более магнитных архейско-нижнепротерозойских пород.

В юго-восточной части, в районе п-ова Канин с этой поверхностью геологически увязываются и четко прослеживаются в северо-западном направлении под акваторию складчатые сооружения Канинской зоны и Тимано-Печорской гряды.

Для Кольского полуострова использованы результаты сейсмических работ, ранее выполненных на северном склоне Балтийского щита Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом и данные, полученные Р.М. Деменицкой, В.Э. Волком и С.С. Ивановым (1973) по геомагнитному разрезу земной коры вдоль меридиана  $33^{\circ}00'$  в.д. (при ширине полосы исследования аномально-го магнитного поля 70–100 км).

Методика построения геомагнитных разрезов земной коры, которые были заданы вкрест простиранья предполагаемых основных геологических структур, заключалась в следующем. По выбранной полосе карты магнитного поля проводился учет пространственного

распределения верхних, нижних кромок и намагниченности аномалеобразующих тел. В ходе статистической обработки кромки намагниченных тел проецировались на вертикальную плоскость разреза, отнесенную к середине полосы. Ширина полосы проецирования для разрезов, как уже отмечалось, в среднем составила 70–100 км. По преимущественному распределению кромок коррелировались так называемые опорные горизонты магнитоактивных пород. В случае сближения горизонтов их разделению способствовал анализ вычисленной намагниченности источников. В частности, учитывалась повсеместно установленная относительно большая магнитность толщ архейско-протерозойского фундамента по отношению к породам рифейского комплекса (Волк, Иванов, Шимараев, 1971).

По геомагнитному разрезу вдоль  $33^{\circ}00'$  в.д. сопоставление магнитных и сейсмических данных относится к суше. На участке Балтийского щита, где породы фундамента обнажены на поверхности, на основании интерпретации наблюдаемых здесь региональных аномалий и последующего статистического анализа распределения их источников в „гранитном“ слое намечается на глубинах 4–7 км так называемый опорный горизонт магнитоактивных пород. Интересно отметить, что в пределах северной части Балтийского щита, где этот горизонт приподнят (до 6–7 км), его положение примерно совпадает с границей раздела, ранее выделенной по сейсмическим данным. Особенностью этого горизонта является то, что он, как правило, является секущим по отношению к известным основным геологическим структурам, следящимся на разрезе. Отметим, что такое „двухслойное“ строение фундамента ранее отмечалось в ряде районов СССР по сейсмическим и магнитометрическим данным. Если выделение такого „горизонта“ подтвердится, возможно, его следует связывать с наложенными фронтами высокометаморфизованных пород.

Нижние кромки намагниченных блоков тяготеют к предполагаемой поверхности „базальтового“ слоя, которая намечена по данным сейсмо- и гравиметрии. Таким образом, можно высказать предположение, что, несмотря на низкие геотермические градиенты, установленные для Балтийского щита, глубина распространения ферромагнитных пород здесь ограничивается лишь 15–20 км и, вероятно, не связывается с изотермической поверхностью Кюри.

Большой методический и геологический интерес представляет более детальное сопоставление данных аэромагнитной съемки о земной коре, полученных по описанной выше методике, с результатами глубинного сейсмозондирования (Литвиненко, 1963). При этом появляется возможность обсуждать весь разрез земной коры, включая ее подошву – поверхность М. С этой целью в пределах южной окраины Баренцевского шельфа авторами проведен совместный анализ ранее построенного разреза земной коры по профилю ГСЗ с аэро-

магнитными данными по параллельному профилю, заданному в 10–15 км к северо-западу от него. Полученные результаты приведены на рис. 1, 2 и описываются ниже. (Рис. 1 см. вкл., с. 136).

Следует отметить, что по полученным данным магниторазведки профиль ГСЗ оказался пройденным вблизи параллельной ему зоны регионального разлома, что затруднило сопоставление магниторазведочных и сейсморазведочных материалов. Построение геомагнитного

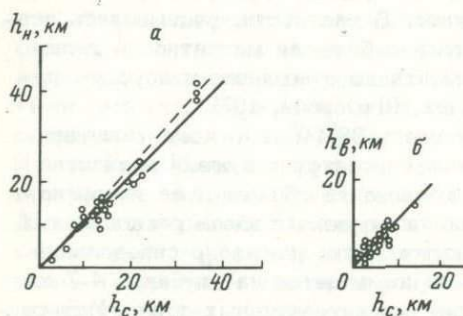


Рис. 2. Корреляционные графики распределения глубин нижних (а) и верхних (б) кромок намагниченных тел и сейсмических границ раздела до разреза земной коры в южной части Баренцева моря ( $70^{\circ}30' - 73^{\circ}00'$  с.ш.).

Вертикальные шкалы  $h_n$ ,  $h_v$  – глубины соответственно до нижних и верхних кромок намагниченных тел, горизонтальные шкалы  $h_c$  – глубины до сейсмических границ.

Разделение глубин кромок магнитоактивных пород и сейсмических границ раздела указывает на их тесную взаимосвязь (рис. 2). Как правило, верхние и нижние кромки намагниченных пород сосредоточены вблизи границ, выделенных сейсморазведкой. Однако при сближении горизонтов в верхних частях разреза, выделенных по данным аэромагнитных и сейсмических работ, возможно несколько различное толкование поведения их рельефа. Некоторые расхождения в положении особенно верхних горизонтов в случае их трассирования по магнитометрическим и сейсмическим материалам (это относится к юго-западной прибрежной части разреза, рис. 1), вероятно, объясняются различием в плановом положении разреза геомагнитного и ГСЗ. В этом случае в полосу проецирования попадают различные блоки фундамента.

разреза земной коры непосредственно по профилю ГСЗ оказалось нецелесообразным также из-за слабой интенсивности и сложной формы наблюдаемых здесь аномалий.

При изучении магнитного поля вблизи профиля ГСЗ обращено внимание на возможное объяснение геологической природы горизонтов, в основу выделения которых легли данные анализа магнитных полей  $\Delta T$ , контрольные материалы ГСЗ, а также результаты выполненных в этой части акватории сейсмических работ США (Eldholm, Ewing, 1971).

Распределение глубин кромок магнитоактивных пород и сейсмических границ раздела указывает на их тесную взаимосвязь (рис. 2). Как правило, верхние и нижние кромки намагниченных пород сосредоточены вблизи границ, выделенных сейсморазведкой. Однако при сбли-

Если рассматривать строение земной коры по профилю (рис. 1) сверху вниз по разрезу, можно отметить, что граница раздела 1, следящаяся по сейсмическим данным ( $v_r = 4.7$  км/сек.), почти не отмечается сосредоточением кромок магнитных пород. Как известно, эта граница связывалась с поверхностью плотных осадочных пород палеозоя (Литвиненко, 1963). В свете анализа полученных аэромагнитных данных сходный по положению в разрезе и распределению эффективной кажущейся намагниченности опорный магнитный горизонт в юго-восточной части Баренцева моря и побережья, вероятно, связан с эффузивными образованиями пермотриаса (Волк и др., 1972). В пределах описываемого геолого-геофизического разреза возможная глубина горизонта 1 не превышает 2.5–3.0 км.

Второй сверху горизонт 2, выделенный по облаку преимущественного распределения верхних кромок намагниченных тел и соответствующий сейсмической границе раздела с граничной скоростью  $v_r = 5.5$  км/сек., в пределах южной части Баренцевоморского шельфа следует наиболее четко. Согласно анализу сейсмических, магнитометрических и геологических данных, он интерпретируется как поверхность относительно слабо магнитных ( $I_{\text{выч}} = (200 \div 1000) \cdot 10^{-6}$  СГС) пород рифейского складчатого фундамента и в магнитных аномалиях отмечается в основном по маркирующим его секущим основным интрузиям. В южной части профиля этот горизонт может быть отождествлен с границей раздела ( $v_r = 5.45$  км/сек.), намеченной в этом районе по данным зарубежных работ КМПВ (Eldholm, Ewing, 1971).

Начиная примерно с широты  $70^{\circ}20'$  и далее на северо-восток вплоть до  $72^{\circ}20'$  с.ш. горизонт 2 погружается примерно от 0 до 8–9 км. Далее в его рельефе приблизительно на участке  $72^{\circ}90'$  и  $73^{\circ}20'$  с.ш. предполагается два поднятия (до глубин 5–6 км), разделенных довольно глубокой впадиной (до 9–10 км). В этой части профиля магнитоактивные породы, по-видимому внедрявшиеся по региональным разломам в контактах блоков, отличаются повышенной намагниченностью ( $I_{\text{выч}} = (1000 \div 2000) \cdot 10^{-6}$  СГС).

Горизонт 3, намеченный в основном по распределению нижних кромок намагниченных тел, предположительно входящих в состав рифейского фундамента, пространственно приурочен к границе раздела с  $v_r = 6.0$ – $6.1$  км/сек. и связывается с поверхностью магматических и метаморфических пород архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента. Соответствие между маркирующими эту поверхность опорными геомагнитными и сейсмическими горизонтами, залегающими на глубине 12–15 км, отмечается лишь на участке профиля от  $70^{\circ}30'$  до  $71^{\circ}20'$  с.ш., далее до самого окончания разреза ГСЗ этот горизонт не прослеживается, однако еще далее на северо-восток, почти до  $74^{\circ}00'$  с.ш. он вновь выделяется по распределению нижних кромок (рис. 1).

При изучении опорных геомагнитных разрезов, построенных на всю юго-восточную часть акватории, в районе профиля ГСЗ выделяется область почти повсеместного исчезновения магнитоактивных границ, которые могли бы быть связаны с „гранитным“ слоем. Интересно отметить, что эта область, имеющая в плане примерные размеры 150x150 км, очерчивается выделяющимися в магнитном поле  $\Delta T$  региональными разломами северо-западного и северо-восточного простирания.

В самом начале профиля по аэромагнитным данным поверхность архейско-нижнепротерозойских пород круто воздымается в сторону Балтийского щита от 8 до 0 км, начиная с  $70^{\circ}30'$  до  $69^{\circ}30'$  с.ш. — на юге у побережья.

По рисовке отдельных блоков и общего изменения рельефа горизонты 2 и 3, вероятно, имеют унаследованный характер. В пользу унаследованности структур осадочного чехла от рельефа складчатого фундамента частично говорят также данные отечественных сейсмических работ методом отраженных волн и зарубежных исследований КМПВ (Eldholm, Ewing, 1971). Указанное обстоятельство делает здесь задачу изучения рельефа фундамента особенно актуальной, поскольку это связано с прямым ориентированием дальнейших детальных работ на поиски нефти и газа.

На участке профиля, относящемся к северной части Балтийского щита, в толще „гранитного“ слоя на глубинах 4–7 км намечается упоминавшийся ранее горизонт 3а, который, возможно, следует объяснять как наложенный фронт регионального метаморфизма.

Горизонт 4 намечен менее надежно по аэромагнитной съемке по распределению нижних кромок магнитоактивных тел предположительно складчатого рифейского и кристаллического архейско-нижнепротерозойского фундамента, приуроченных в основном к зонам глубинных разломов. В разрезе этот горизонт залегает на глубине 20–25 км и может быть связан с сейсмической границей раздела ( $v_r = 6.4 \div 6.7$  км/сек.), вероятно соответствующей поверхности „базальтового“ слоя. Рассматриваемый разрез является в отношении корреляции этой обычно довольно четко следящейся по магнитометрическим данным границы не самым удачным примером. Более четко эта поверхность следует на других геомагнитных разрезах.

Несравнимо лучше на всем протяжении разреза на глубинах 35–40 км прослеживается по распределению нижних кромок намагниченных тел граница 5, которая, согласно данным ГСЗ, связывается с поверхностью Мохоровичича ( $v_r = 8.0-8.1$  км/сек.).

В северо-восточной части профиля, примерно на широте  $73^{\circ}00'$  с.ш., магнитные тела, проникающие в земную кору до глубин 40–50 км, вероятно, приурочены к зоне глубинного разлома. Подобные глубины нижних кромок магнитоактивных пород отмечены и на некоторых других участках южной окраины Баренцевоморского

шельфа. Не исключено, что они маркируют положение отмеченной в верхах мантии сейсмической границы со скоростью 9,0 км/сек.

Приведенные выше данные свидетельствуют о целесообразности привлечения материалов аэромагнитных съемок для изучения земной коры. Комплексный анализ результатов магнитометрических и сейсмических работ позволил наметить ряд новых особенностей глубинного строения земной коры на участке материк-шельф Баренцева моря. Подтвердились высказанные ранее на основании материалов ГСЗ выводы о наличии в южной части Баренцевоморского шельфа области исчезновения „гранитного“ слоя. Эта область площадью до 150×150 км имеет ярко выраженные тектонические границы и, по-видимому, связана с зоной интенсивной переработки земной коры, изменением сейсмических и магнитных характеристик горных пород. Вместе с тем в целом в пределах южной и юго-восточной части Баренцева моря, согласно аэромагнитным данным, „гранитный“ слой, представленный предположительно архейско-нижнепротерозойским фундаментом (горизонт 3), следует почти повсеместно.

Магнитными и сейсмическими данными в пределах побережья на северном склоне Балтийского щита отмечено сложное строение докембрийского фундамента, где, возможно, на глубине имеется фронт высокометаморфизованных пород, блоки которых и создают ряд региональных магнитных аномалий. На участке акватории выполненный комплексный анализ сейсмических и магнитных данных дает основание с точностью до структур II порядка предполагать в основном их унаследованный характер в осадочном чехле от форм рельефа фундамента, что увеличивает значимость изучения его структуры геофизическими методами. На этапе детальных работ, включающих, в частности, и комплекс сейсмоакустических методов, в известной степени будет решен вопрос о пространственном соответствии более локальных структур верхов геологического разреза по отношению к блокам фундамента, что поможет полнее оценить эффективность проведенной интерпретации.

## Л и т е р а т у р а

- Авчян Г.М. Физика Земли. М., 1967.  
Беляевский Н.А., Борисов А.А., Круглякова Г.И. О строении земной коры и верхней мантии в свете магнитометрических исследований. – В кн.: Проблемы строения земн. коры и верх. мантии. Верх. мантия, № 7, М., 1970.

- Булина Л.В. Особенности пространственного распределения нижних кромок намагниченных образований консолидированной земной коры. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5.
- Волк В.Э. Опыт использования данных аэромагнитной съемки для изучения земной коры. – Сов. геология, 1964, № 11.
- Волк В.Э., Гапоненко Г.И., Малявкин А.М., Шимараев В.Н. Основные черты глубинного геологического строения юго-восточной части Баренцевоморского шельфа в свете анализа аэромагнитных данных. – В кн.: Итоги геофиз. исследований Полярн. экспедиции НИИГА в аркт. морях СССР, Мировом океане и Антарктиде (1962–1972). Тезисы докл. на юбил. сессии Полярн. экспедиции НИИГА. Л., 1972.
- Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н. Использование статистической обработки данных интерпретации материалов аэромагнитной съемки при изучении строения земной коры. – В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, 1971, вып. 6.
- Волк В.Э., Осипов В.А. К вопросу использования модели однородно намагниченных аномалеобразующих тел для массовой интерпретации аномалий на акватории. – В кн.: Итоги геофиз. исследований Полярн. экспедиции НИИГА в аркт. морях СССР, Мировом океане и Антарктиде (1962–1972). Тезисы докл. на юбил. сессии Полярн. экспедиции НИИГА. Л., 1972.
- Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита. Л., „Наука“, 1968.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., „Наука“, 1967.
- Деменицкая Р.М., Волк В.Э., Иванов С.С. Геомагнитный разрез земной коры по меридиану 33°00' в. долготы. – В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, 1973, вып. 8.
- Литвиненко И.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского шита. – Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 6.
- Любимова И.П. Термика Земли и Луны. М., „Наука“, 1968.
- Симоненко Т.Н. Привлечение данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения платформенных областей. – Сов. геология, 1968, № 8.
- Федынский В.В., Гайнанов А.Г., Ушаков С.А. Геофизические исследования глубинного строения для морей и океанов. – Вестн. МГУ, Геология, 1970, № 2.
- Eldholm O., Ewing J. Marine geophysical survey in the southwestern Barents Sea. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, No 17.

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Балтийский щит – первый из древних щитов мира начал изучаться детальными методиками глубинного сейсмондирования с широким использованием докритических отраженных волн. Если первые глубинные сейсмические исследования (1958–1963 гг.) проводились в основном с целью прослеживания глубинных границ земной коры с помощью преломленных волн, то при всех дальнейших работах, выполняемых Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом, основное внимание уделено выделению сейсмических границ в верхних частях консолидированной коры с помощью главным образом докритических отраженных волн. Полученные при этом результаты позволили получить новые данные о структурах земной коры щита и о природе сейсмических границ, выделяемых повсеместно в различных районах не только Балтийского щита, но и других геологических регионов.

Наибольший объем глубинных детальными сейсмических исследований проведен в Печенгском горнопромышленном районе, где достаточно детальными геологическими картами и большое число скважин дают возможность геологически точнее объяснить выделяемые сейсмические границы и полнее понять природу связанных с ними различных волн. Этому способствовало также внедрение скважинной сейсморазведки, уточняющей положение сейсмических границ и изменения значений скорости горных пород с глубиной.

В последние годы теоретическое обоснование, методический уровень и техническое обеспечение глубинных сейсмических исследований на Балтийском щите существенно улучшились, в результате чего возросло качество первичных материалов и детальность освещения изучаемых разрезов. Новые сейсморазведочные данные, полученные на сравнительно небольших удалениях от источников упругих волн, сводятся к следующему.

1. Сейсмограммы, зарегистрированные с помощью сейсмостанций с промежуточной магнитной записью, отмечают несравнимо большее количество волн по отношению к записям, полученным ранее с осциллографическими сейсмостанциями, что указывает на обилие сейсмических границ в коре.

2. Подавляющее количество прослеживаемых на относительно небольших удалениях от пунктов взрыва волн отличается сравнительно небольшой интенсивностью, не выдержано по форме записи и имеет небольшие интервалы прослеживаемости. Наблюдаемые волновые поля имеют дискретный „штриховой” характер и сильно изменяются вдоль изучаемых профилей.

3. Помимо продольных волн при обычных взрывах установлены также поперечные и обменные отраженные волны. Неправильное определение типа регистрируемых волн может привести к ошибочным построениям отражающих границ. Заметим, что предположение о наличии обменных волн ранее считалось маловероятным из-за слабой дифференциации по скорости разрезов кристаллических и метаморфических пород, характерных для древнего щита. Возможность выделения поперечных волн с помощью обычных взрывов и вертикальных сейсмоприемников по опыту аналогичных работ в районах, сложенных осадочными породами, также представлялась маловероятной.

4. В регистрируемых сложных волновых полях нередко выделяется небольшое количество более выдержанных и интенсивных отражений, которые удается проследить в пределах отдельных крупных блоков коры.

5. Теоретический анализ, проверенный опытом, показал, что при сейсмических работах методом отраженных волн всегда существует избирательный эффект в освещении разрезов, который не имеет значения при изучении пологих структур платформенного чехла в других регионах, но становится важнейшим фактором при изучении сложных разрезов консолидированной коры щита. Оказалось, что с помощью простых систем наблюдений удается проследить не все возможные, а лишь часть наклонных отражающих границ, расположенных в определенных интервалах разреза с ограниченным диапазоном углов наклона. Поэтому различно ориентированные в разрезе сейсмические границы могут проследиваться не все, а лишь частично. Геологические разрезы при недостаточно полных системах наблюдений освещаются неравномерно, избирательно, из-за чего может быть получено неправильное представление о преобладающем падении на глубине горных пород и тектонических нарушений. Данный недостаток может быть во многом устранен при более полных наблюдениях, но некоторые вопросы все еще остаются нерешенными. Так, до сих пор трудно обеспечить достаточно надежное проследивание крутопадающих сейсмических границ на глубинах свыше 15–20 км.

6. Выяснилось, что большинство волн являются сложными интерференционными, и это требует более осторожного геологического их объяснения. В частности, при наличии пачек осадочных пород среди эффузивов или отдельных маломощных даек среди гнейсов нельзя привязывать прослеживаемые отражения без дополнительного специального анализа к кровле или к подошве таких образований. В таких случаях можно лишь говорить о связи сложной сейсмической волны с относительно тонкой пачкой пород. При этом понятие о „тонком“ слое или „тонкой“ пачке рассматривается по отношению к длине изучаемых волн.

7. В самых верхних частях геологических разрезов вследствие главным образом процессов физико-химического выветривания существует слой, в котором значение скорости плавно нарастает с глубиной. В зависимости от величины вертикального градиента скорости существует большая или меньшая рефракция-искривление лучей и появляется особый вид волн-помех - кратные рефрагированные волны, которые нередко трудно отличить от полезных волн.

8. На больших удалениях от пунктов взрыва, как правило, прослеживаются более выдержанные группы доминирующих волн. Среди них особое место занимают волны, связанные с поверхностью М. Они опознаются даже через разрывы в наблюдениях благодаря большим значениям скорости и значительной интенсивности.

На основании учета перечисленных выше основных особенностей зарегистрированных волновых полей в различных структурно-фациальных зонах Балтийского щита и сопоставления данных сейсмо-разведки с другими геофизическими и геологическими материалами могут быть сделаны более обоснованные предположения о природе сейсмических границ, выделяемых в земной коре Балтийского щита.

Выделяется два типа сейсмических границ: наклонные, часто крутопадающие, и пологие, почти горизонтальные. Первые из них преслежены в большом количестве в верхних 10-15 км разрезов коры различных районов щита. Обычно наклонные границы хорошо согласуются с имеющимися представлениями об общем падении пород изучаемого участка профиля.

Многие из отражающих границ, воздымаясь, приближаются к дневной поверхности и могут быть объяснены с помощью геологической карты или буровых скважин. Оказалось, что часть таких границ достаточно надежно привязывается к известным контактам пород различного состава: диабазы-филлиты или другие осадочные породы, гнейсы-амфиболиты, интрузии основных, ультраосновных пород-гнейсы, сланцы и др. Другая часть отражающих границ тяготеет к тектоническим нарушениям, предполагаемым среди сравнительно однородных по составу пород по данным дешифрирования аэрофотоснимков и другим материалам. Иногда из-за слабой геологической изученности района вопрос о геологической привязке приближающихся к дневной поверхности отражающих границ не может быть решен однозначно.

Таким образом, наличие крутопадающих отражающих границ связано со сложными складчатыми сильно дислоцированными структурами щита и дает существенно новые важные геологические данные о прослеживании на глубину известных в современном эрозионном срезе геологических границ и тектонических нарушений. Наличие на глубинах в несколько километров крутых отражающих границ показывает, что закартированные крупные структурные зоны захватывают по крайней мере около 1/3 мощности земной коры.

Наклонные границы прослеживаются прерывисто, чаще по ним можно строить лишь условные горизонты, отмечающие пачки относительно маломощных прерывистых слоев. Такими прерывистыми сейсмическими „слоями“ могут быть либо сближенные кулисообразные многочисленные дайки пород иного состава по сравнению с вмещающими породами, либо прерывистые, нарушенные сбросами осадочные горизонты, изменяющиеся по простиранию и падению пластообразные тела ультраосновных пород, пачки амфиболитов и др.

Важно отметить, что для каждого блока коры, как правило, наблюдается определенная ориентировка крутопадающих отражающих границ в одном направлении, согласующемся с известными представлениями о преобладающем падении горных пород вблизи дневной поверхности. С увеличением глубины обычно намечается некоторое выполаживание сейсмических границ.

Второй тип сейсмических границ земной коры выделяется большей частью по удаленным от пунктов взрывов наблюдениям. Для границ второго типа наиболее характерная особенность — пологое их залегание. Как уже отмечалось, лучше всего прослеживается поверхность  $M$ , волны от которой выделяются на сейсмограммах повсеместно при удалениях свыше 80–100 км. В некоторых случаях от этой поверхности прослежены отражения в непосредственной близости от пунктов взрыва, что указывает на изменение ее структуры по площади.

В разрезах коры шита над поверхностью  $M$  отмечены и другие пологие сейсмические границы, однако корреляция их по всему шиту затруднена. То обстоятельство, что пологие границы обычно выделяются лишь при удаленных наблюдениях (на наклонных лучах) и чаще не прослеживаются вблизи пунктов взрыва (на вертикальных лучах), указывает на более сложную их природу. Об этом свидетельствует также сложная интерференционная запись связанных с ними волн, которые обычно создают целые группы колебаний.

Все сказанное дает основание предполагать, что пологие границы земной коры могут быть связаны с переходными слоями, характеризующимися большими градиентами скорости или пачками тонких слоев с переменными параметрами. В обоих случаях становится вполне обоснованным высказывавшееся ранее предположение о том, что пологие сейсмические границы, вероятно, могут отождествляться с фронтами различных фаций регионального метаморфизма.

В пользу такого вывода свидетельствует и то, что при последних исследованиях все чаще удается прослеживать в разрезах случаи прямого пересечения на глубине пологих и крутопадающих сейсмических границ. Эти принципиально новые данные указывают на наложенный характер пологих глубинных сейсмических границ. Можно предполагать, что известные у дневной поверхности геологические структуры, захватывая значительную часть коры, в нижних

своих частях подверглись различной степени метаморфизма, но первичные структуры все еще сохраняются и находят отражение в положении крутопадающих сейсмических границ.

В нижней половине разреза коры преобладает расчленение коры по упругим свойствам в вертикальном направлении. Наиболее резкой границей является поверхность М. По последним данным намечается увеличение мощности коры в центральной и уменьшение ее в краевых частях Балтийского щита, что можно связывать с процессами его воздымания, проявившимися особенно заметно после прекращения последних оледенений. Вероятно, процессы взаимодействия верхней мантии и низов коры щита были достаточно активны и в посткембрии. В процессе воздымания щита кора наращивалась быстрее, чем происходила эрозия ее верхних частей. Для того чтобы достаточно обоснованно развивать это положение, необходимо проверить дополнительными исследованиями наличие уменьшенной по мощности коры в полосе, проходящей через Белое море—Онежское озеро—Ладожское озеро—Финский залив. Различие в строении коры щита и Атлантического океана известно давно и не вызывает сомнений. Дополнительные работы должны быть выполнены методом преломленных волн, с тем чтобы выделить поверхность М по основному ее параметру — граничной скорости.

Результаты детальных исследований земной коры в СССР указывают на возможность изучать не только макрорельеф поверхности М в региональном плане, но и более тонкие особенности ее строения — макрорельеф, подобно тому как это делается для сейсмических границ в верхних частях коры. При этом появится возможность полнее определить связь между глубинными и приповерхностными структурами коры щита и природу пологих сейсмических границ.

УДК 551.24:551.71-2:552.321

Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 6-23.

Корреляция гранитообразования с типами тектогенеза и различная тектоническая позиция основных типов гранитоидных комплексов приводят к выделению пяти геологических типов гранитообразования в докембрии Балтийского щита: первичнокоровой, областей мобильных зон (геосинклинальный), областей орогенного развития, стабилизированных областей (платформенный) и областей тектоно-плутонической регенерации. Кроме того, отмечаются различия их петрологических, геохимических и других особенностей и их соотношений с другими эндогенными процессами. Отдельные типы повторялись неоднократно в докембрийской истории данной территории.

Библ. - 40 назв.

УДК 551.25

Свекофеннский метаморфический пояс. Глебовицкий В.А. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 24-42.

Приводится краткая сводка по стратиграфии и тектонике Южно-Финляндской складчатой области и обосновывается ее разделение на структурно-формационные зоны. Рассматривается полный деформационный цикл, включающий стадии радиальных движений (формирование нелинейных поднятий и обрамляющих их кольцевых складчатых систем), тангенциального сжатия (формирование сквозной, линейной изоклиальной складчатости и покровов пеннинского типа), осевого сжатия линейных складок и локального воздымания (формирование поперечных складок и разрывов, диапиронидных куполов). Обосновывается вывод о становлении горизонтальной зональности во время второй стадии деформационного цикла. С помощью петрогенетических диаграмм  $p-T$  и минералогических термометров и барометров оцениваются термодинамические условия метаморфизма и доказывается изобарический характер зональности, которая, следовательно, отражает возникновение во время частной инверсии интрагеосинклиналей положительных теоретических аномалий в их осевых частях. Увеличение плотности теплового потока связывается с возрастанием роли конвективного способа теплопередачи в зонах плавления гранитоидов.

Илл. - 4, табл. - 2, библ. - 11 назв.

Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья). Володичев О.И. В кн.: Вост. часть Балт. шита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 43-56.

На основании структурно-метаморфического изучения пород беломорского комплекса показано, что он относится к полиметаморфическим образованиям. Парагенезисы метаморфических пород раннего (верхнеархейского) этапа эволюции представлены ассоциациями дистен-ортоклазовой субфации, развивающимися по субстрату, метаморфизованному в условиях фации двупироксеновых гнейсов. Показано, что беломорский метаморфический пояс на этом этапе характеризовался высокими давлениями и средними температурами и может рассматриваться в качестве раннедокембрийского аналога альпийского (уральского) типа метаморфических поясов.

Библ. - 26 назв.

О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Шлайфштейн Б.А. В кн.: Вост. часть Балт. шита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 56-69.

Становление и развитие Беломорско-Лапландского метаморфического пояса происходило в интервале 2200-1750 млн лет. Метаморфические процессы, одновременные со складчатостью, связанной с тангенциальным сжатием всей подвижной области во время главного этапа деформационного цикла, проявились очень широко, что значительно затрудняет выявление более ранних процессов. В силу этого представляется интересным рассмотрение метаморфических процессов, связанных с развитием Лапландского глубинного разлома. Метаморфические процессы этой зоны привели к формированию зональности от фации альмандиновых амфиболитов до фации пироксеновых гранулитов повышенных давлений. Время проявления зонального метаморфизма 1950 млн лет. Илл. - 3, табл. - 2, библ. - 20 назв.

Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров). Шарков Е.В., Сидоренко В.В. В кн.: Вост. часть Балт. шита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 69-83.

Докембрийские расслоенные интрузии метагаббро-анортозитов приурочены к зоне глубинного разлома, разделяющего крупные блоки земной коры. Помимо метагаббро-анортозитов в разрезе массивов отмечаются метагаббро и подчи-

ненные количества метаультрабазитов. Состав исходного расплава интрузий определен как высокоглиноземистый толеитовый базальт. Интрузии совместно с вмещающими их образованиями интенсивно рассланцованы, деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Характерно совпадение первичной ориентировки массивов и расслоенности в них с ориентировкой наложенной сланцеватости, что, вероятно, свидетельствует о наличии парагенетической связи между появлением массивов и формированием зоны смятия (глубинного разлома) вдоль границы блоков. Выявлены аналоги изученных интрузий аортозитов в других регионах мира.  
Илл. - 5, табл. - 2, библиограф. - 15 назв.

УДК 551.241:72

О „литосферных“ сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их шовных зонах. Платунова А.П. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 84-102.

Рассматривается разломно-блоковая структура Кольского полуострова, сформировавшаяся в среднем протерозое в результате смещения Норвего-Кольского геоблока и надвигания его на Фенно-Карельский геоблок. В пределах указанной структуры на основании геолого-геофизических данных выделяются 3 литосферных сегмента, разделенных зонами разломов глубокого заложения. Анализ геологических, геофизических и геохронологических данных позволяет определить время становления разломно-блоковой структуры в интервале 1900-1800 млн лет назад.  
Илл. - 4, библиограф. - 22 назв.

УДК 550.834:551.241(470.22)

Глубинное геологическое строение центральной части Аллареченского района по данным сейсморазведки. Белоглазова О.С., Литвиненко И.В., Меламуд М.Е., Поротова Г.А., Романенко Н.Г. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 103-109.

На основании профильных наблюдений МОВ в Печенгско-Аллареченском горнопромышленном районе сделаны некоторые новые выводы о глубинном геологическом строении Аллареченского блока и его структурных взаимоотношениях с Хихнаярвинским и гранулитовым блоками и Печенгской структурой.  
Илл. - 4.

Глубинное строение Печенгско-Аллареченского никеленосного района по геофизическим данным. Вербя В.В., Завинская Г.А., Кокорина Л.К., Лизинский М.Д., Литвиненко И.В., Поротова Г.А. В кн.: Вост. часть Балт. шита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 110-117.

На основании комплексной интерпретации данных сейсморазведки, гравиразведки и магниторазведки, дополненных результатами бурения до глубин 2 км, охарактеризовано глубинное строение Печенгско-Аллареченского района до глубин 6-8 км. Выявлено наличие двух систем глубинных разломов - ортогональной и диагональной. В зоне сочленения Аллареченской и Печенгской структур устанавливается серия чешуйчатых надвигов северо-западного простирания. Оценены амплитуды перемещений блоков по разломам. Охарактеризовано строение кровли архейского фундамента структуры. Отрицается возможность отождествления образований печенгской серии и пороярвинской толщи: последние рассматриваются как более древние.

Илл. - 3, библи. - 5 назв.

Тектоническое строение восточных и юго-восточных склонов Балтийского шита по геофизическим данным. Цирульникова М.Я., Сухолетова Г.Н. В кн.: Вост. часть Балт. шита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 118-129.

На основании данных комплексного анализа материалов гравиметровых и аэромагнитных съемок рассмотрены главные особенности строения восточных и юго-восточных склонов Балтийского шита, погруженных до глубин около 1 км. В основу интерпретации положены характеристики физических полей основных структурно-тектонических зон Балтийского шита. Впервые по геофизическим данным выделен древнейший фундамент шита гнейсо-диоритового состава (слагающий Карельский, Мурманский и Новгородский массивы). Ладожская, Беломорская и Ондомозерская структурные зоны выделены как области первичной седиментации, в пределах которых образовались позднее гнейсовые толщи I и II структурного яруса беломорид. В пределах акватории Белого моря впервые выделена серия приразломных раннекарельских структур. Установлено, что внутренние структурные формы поздних карелид определяются блокировкой фундамента и подвижками его отдельных блоков, а рифейские образования приурочены к антиклинорным формам фундамента. Выделены зоны тектономагматической активизации, перспективные на различные полезные ископаемые.

Илл. - 4, библи. - 7 назв.

УДК 550.83:551.24

Анализ материалов комплексных геофизических работ по синклинойной зоне Ветренный пояс. Болгурцев Н.Н. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с.129-142.

На основании комплексной интерпретации магнитометрических, гравиметрических и сейсмических данных охарактеризовано глубинное строение синклинойной зоны Ветренный пояс. Показано, что она имеет асимметричное строение и ограничена глубинными разломами. Приведена характеристика тектонических нарушений, контролирующих размещение интрузий основного и ультраосновного состава. На основе уточненной геолого-структурной карты выделены участки, перспективные на поиски сульфидного никеля. Илл. - 1, табл. - 2, библи. - 11 назв.

УДК 550.83:551.24

Структуры земной коры южных окраин Баренцевоморского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэромагнитным данным. Волк В.Э., Литвиненко И.В., Малыгин Н.Л., Плато-ненкова Л.Н., Шимараев В.Н. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 142-150.

На основании комплексной интерпретации магнитометрических и сейсмических материалов охарактеризовано глубинное строение шельфа Баренцева моря. Установлено сложное строение докембрийского фундамента, перекрытого мощной толщей (до 15-16 км) осадочных пород и представленного в нижней части складчатыми свитами рифея, а в верхней - позднейшими морскими осадками вплоть до современных. В южной части шельфа выявлена область исчезновения „гранитного“ слоя с ярко выраженными тектоническими границами.

Илл. - 2, библи. - 15 назв.

УДК 550.834

Сейсмические границы земной коры Балтийского щита. Литвиненко И.В. В кн.: Вост. часть Балт. щита (геология и глубин. строение). Л., „Наука“, Ленингр. отд., 1975, с. 151-155.

На основании опыта применения сейсморазведки методом отраженных волн в условиях Балтийского щита приводятся особенности волновых полей докритических отраженных волн. С помощью этих волн в разрезах щита удается проследивать на большие глубины сложные структуры, сложенные древними кристаллическими и сильнометаморфизованными породами. Отмечены случаи, когда крутопадающие границы пересекаются пологими сейсмическими границами второго типа, которые предположительно связываются с фронтами различных фаций метаморфизма.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
К.О. Кратц, С.Б. Лобач-Жученко. Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита . . . . .	6
В.А. Глебовицкий. Свекофенский метаморфический пояс . . . . .	24
О.И. Володичев. Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья) . . . . .	43
Л.А. Прияткина, В.А. Глебовицкий, Б.А. Шлайфштейн. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса . . . . .	56
Е.В. Шарков, В.В. Сидоренко. Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров) . . . . .	69
А.П. Платунова. О „литосферных“ сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их щовных зонах . . . . .	84
О.С. Белоглазова, И.В. Литвиненко, М.Е. Меламуд, Г.А. Поротова, Н.Г. Романенко. Глубинное геологическое строение центральной части Аллареченского района по данным сейсморазведки . . . . .	103

В.В. В е р б а , Г.А. Завинская, Л.К. Кокори- на, М.Д. Лизинский, И.В. Литви- ненко, Г.А. Поротова. Глубинное строение Печенгско-Аллареченского никеленосно- го района по геофизическим данным . . . . .	110
М.Я. Ц и р у л ь н и к о в а , Г.Н. Сухолетова. Тектоническое строение восточных и юго-восточ- ных склонов Балтийского щита по геофизическим данным . . . . .	118
Н.Н. Б о л г у р ц е в . Анализ материалов комплексных геофизических работ по синклинойной зоне Ветре- ный пояс . . . . .	129
В.Э. В о л к , И.В. Литвиненко, Н.Л. Малы- гин, Л.Н. Платоненкова, В.Н. Ши- мараев. Структуры земной коры южных окраин Баренцевоморского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэро- магнитным данным . . . . .	142
И.В. Л и т в и н е н к о . Сейсмические границы земной коры Балтийского щита . . . . .	151
Р е ф е р а т ы . . . . .	156

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ШИТА  
(ГЕОЛОГИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ)

Утверждено к печати

Научным советом по комплексным исследованиям  
земной коры и верхней мантии

Редактор издательства Л.А. Рейхерт

Художник И.П.Кремлев

Технический редактор В.В. Шиханова

Корректор Л.М. Агаджанова

Сдано в производство и подписано к печати 19/V1 1975 г.

Формат 60 x 90 1/16. Бумага №1. Печ. л. 10 1/4+вкл.

( 2 печ. л.) =12,25 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11,18. Изд. № 5916.

Тип. зак. № 475. М-31677. Тираж 700. Цена 1 р. 12 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“

199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства „Наука“

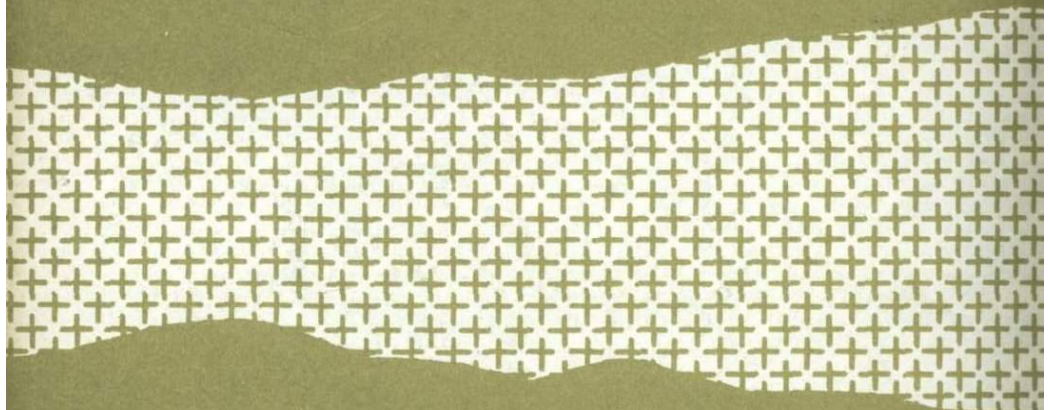
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12.

1 р. 12 к.

1660



Издательство  
«Наука»  
Ленинградское  
отделение



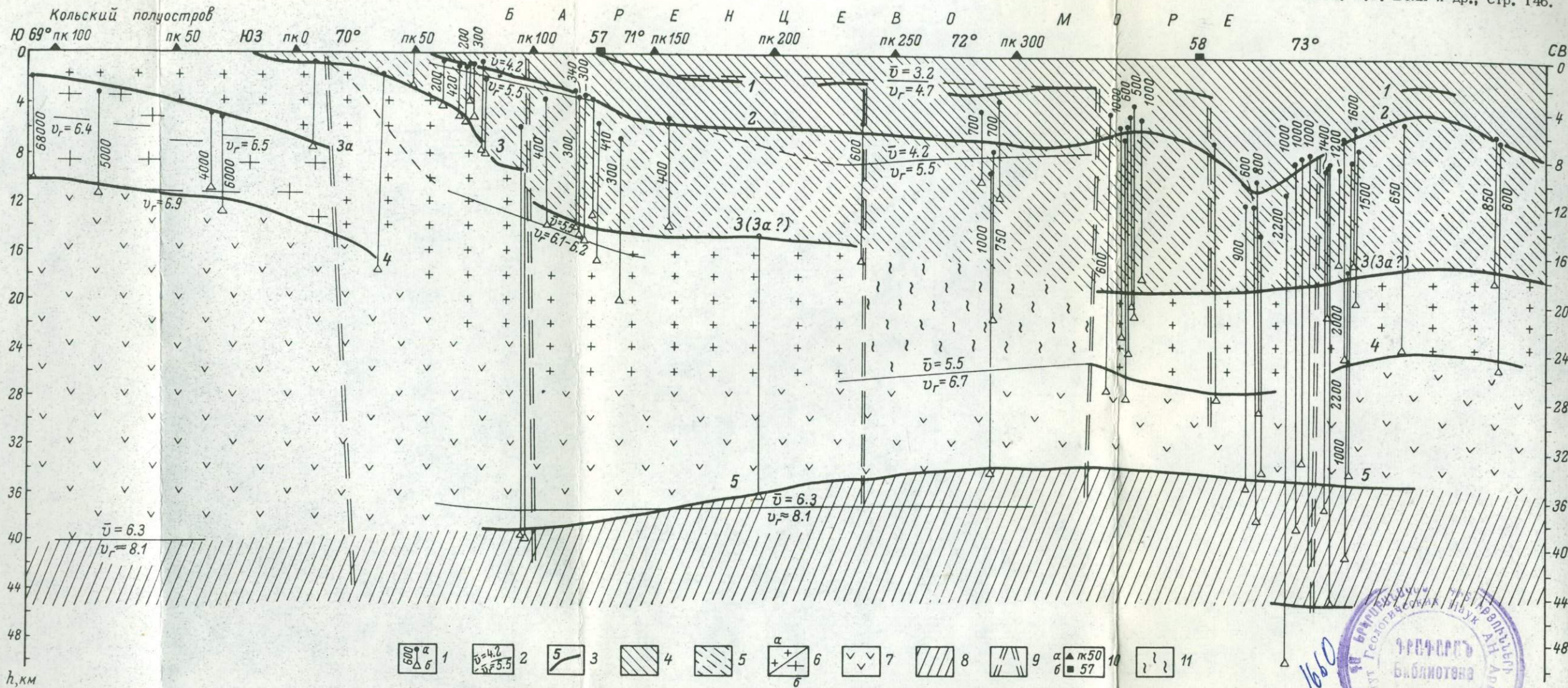
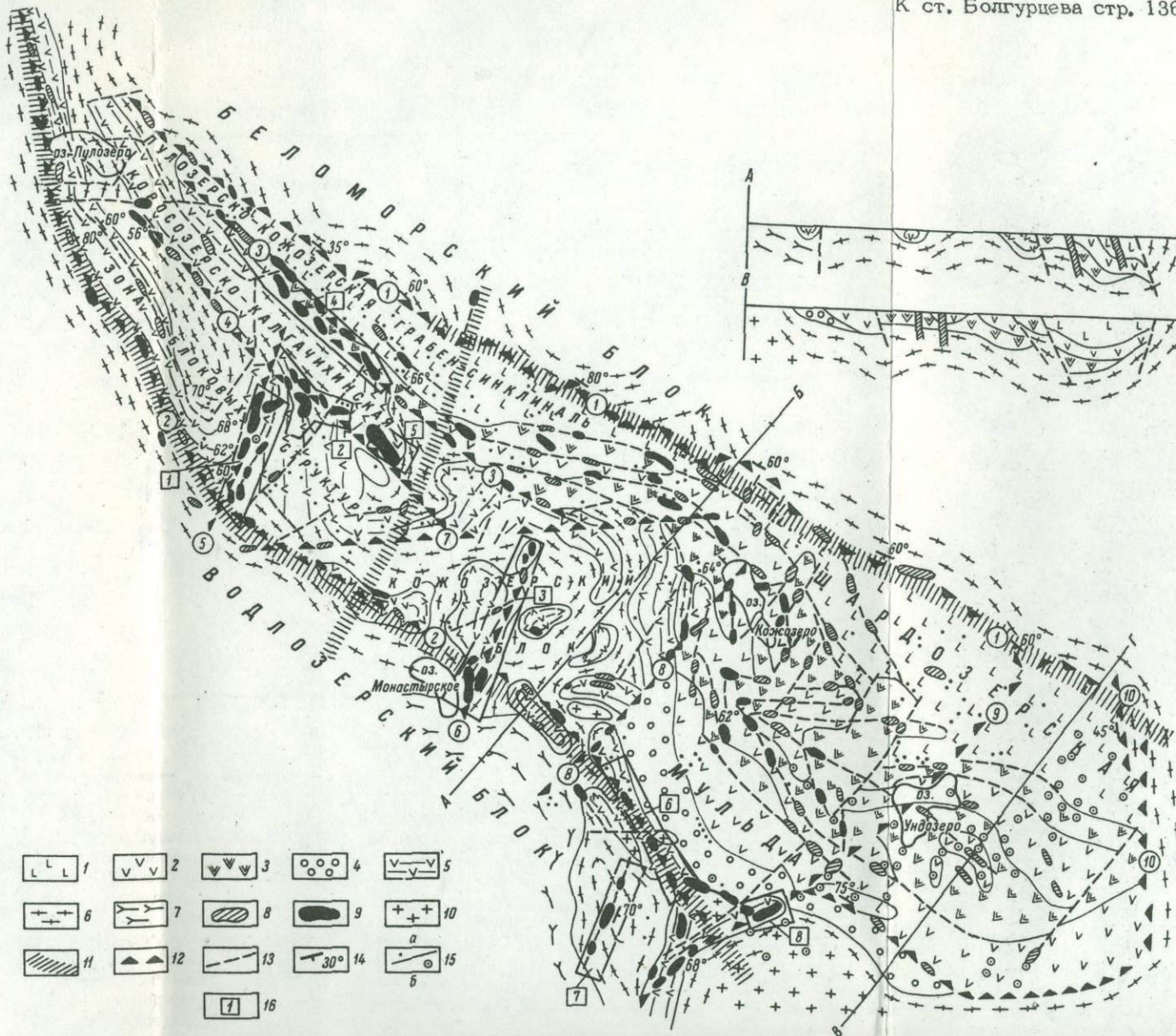


Рис. 1. Сопоставление горизонтов геомагнитных пород и сейсмических границ раздела и разрез земной коры по направлению, параллельному профилю ГСЗ в южной части Баренцева моря.

1 - верхние (а) и нижние (б) кромки намагнитченных тел в проекции на плоскость разреза; 2 - сейсмические границы и граничные скорости, км/сек.; 3 - предполагаемые горизонты по аэромагнитным данным; 4 - осадочный чехол; 5 - рифейский (?) складчатый фундамент; 6 - гранитный слой (архейско-нижнепротерозойский фундамент): а - верхняя его часть, б - нижняя часть высокометаморфизованных и относительно более магнитных пород; 7 - предполагаемый "базальтовый" слой; 8 - верхняя мантия; 9 - возможные региональные разломы по аэромагнитным данным; 10, а - пикеты профиля ГСЗ; 10, б - пункты сейсмозондирования КМПВ США (Eldholm, Ewing, 1971); 11 - предполагаемая область сильно измененных пород земной коры.



Схематическая геолого-структурная карта синклинойной зоны Ветреный пояс.

Средний протерозой (второй ярус второго структурного комплекса): 1 - оливиновые, пироксеновые, плагио-пироксеновые порфириты 3-й свиты серии ветреного пояса; 2 - метадиабазы, метамандельштейны, реже зеленые сланцы 2-й свиты серии ветреного пояса; 3 - туфосланцы, туффиты, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы, аргиллиты 1-й свиты серии ветреного пояса; 4 - кварциты, песчаники, конгломераты ширбозерской свиты серии ветреного пояса. Нижний протерозой (1-й ярус II структурного комплекса): 5 - нерасчлененные диабазы, метамандельштейны, зеленые сланцы, туффиты, карбонатные породы парандовской и тунгудско-надвоицкой серии. Архей (I структурный комплекс): 6 - различные гнейсы, гнейсо-граниты и мигматиты по гнейсам беломорской серии; 7 - древнейшие архейские об-

разования состава гранодиоритов и чарнокитов, переработанные в процессе гранитизации; 8 - габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 9 - перидотиты, пироксениты и серпентиниты по ним; 10 - микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты; 11 - зоны глубинных разломов; 12 - глубинные разломы; 13 - внутриблоковые разломы; 14 - направление падения разломов и контактов по геофизическим данным; 15, а - обнажения, 15, б - скважины; 16 - участки, перспективные на поиски сульфидного никеля. Глубинные разломы: 1 - Северный; 2 - Южный; 3 - Центральный; 4 - Пулозерский; 5 - Каменноозерский; 6 - Монастырский; 7 - Кумбуксинско-Кожозерский; 8 - Бураковско-Кожозерский; 9 - Ундозерский; 10 - Восточный.

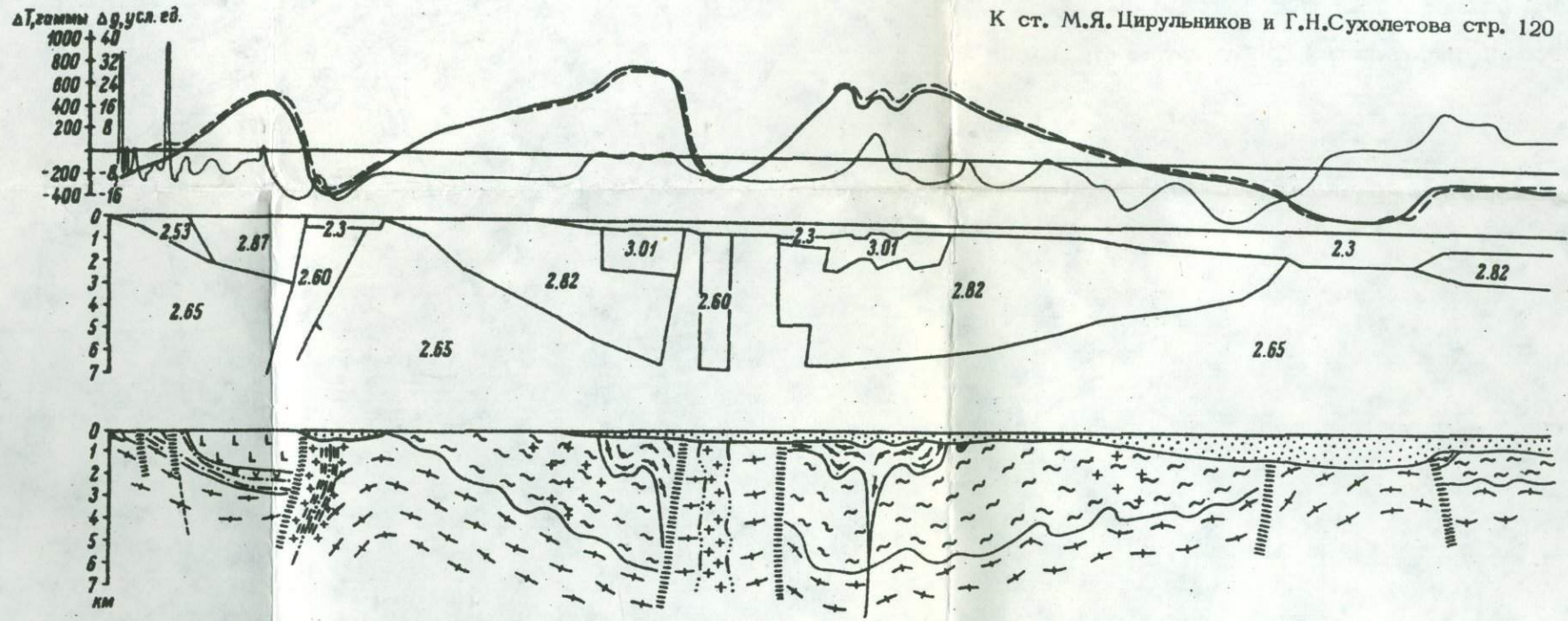


Рис. 2. Глубинный геолого-геофизический разрез по профилю 1-1 (рис. 1).  
Условные обозначения см. на рис. 1.

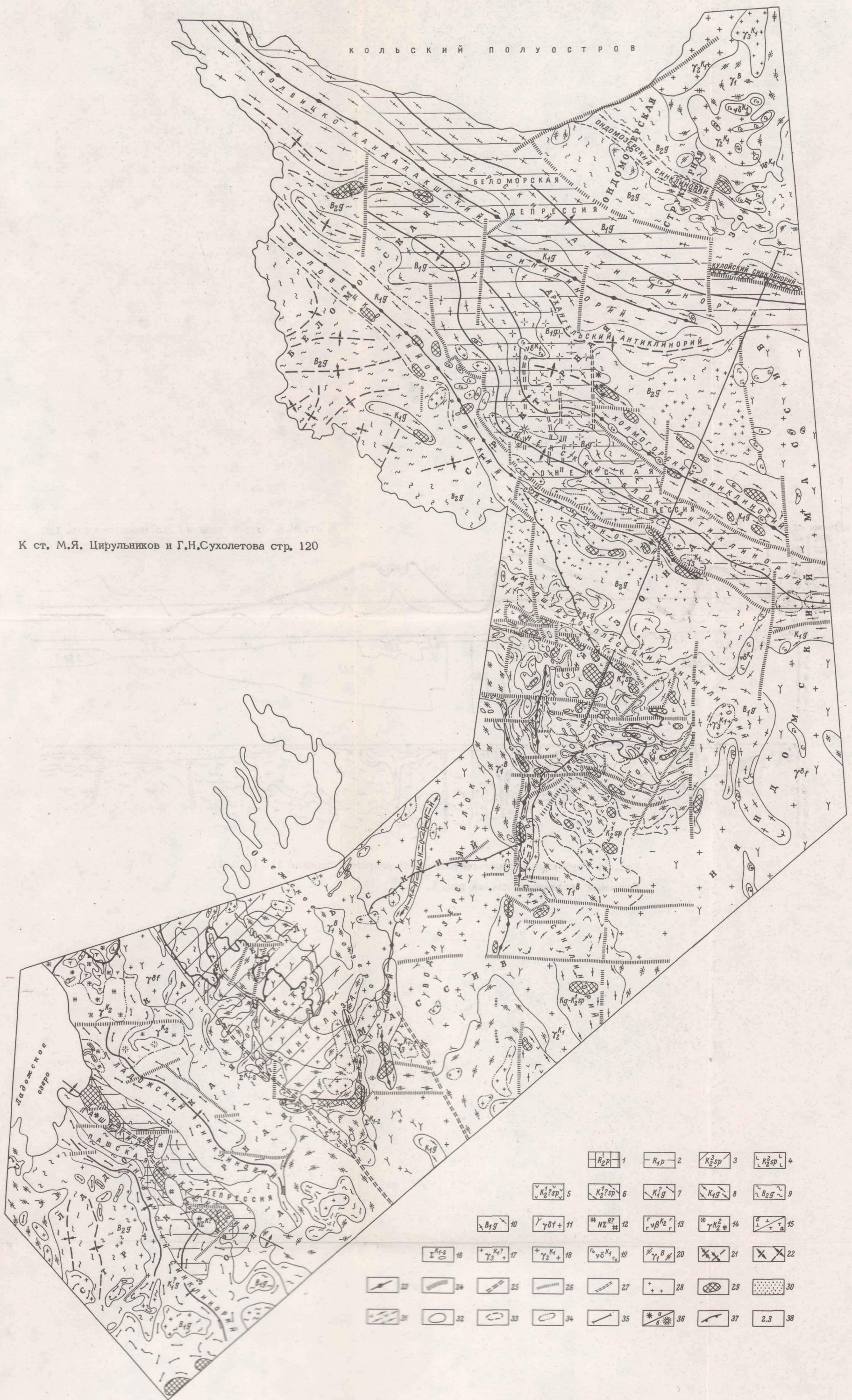


Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта восточного и юго-восточного склонов Балтийского щита (составлена М.Я. Цирульниковой и Г.Н. Сухолетовой).

Рифейды: 1 - базальты, базальтовые порфириты, туфо и лавобрекчи, туффиты, туфопесчаники, песчаники, гравелиты (вольская серия и салминская свита); 2 - песчаники, аркозы, конгломераты, алевролиты (приозерская, терская, ненюкская свиты). Карелиды поздние: 3 - кварцевые песчаники, кварциты, сланцы, карбонатные породы (шокинская и петрозаводская толщи); 4 - вулканиты основного ультраосновного состава (серия ветреного пояса); 5 - метадиабазы, метамандельштейны, зеленые сланцы; 6 - песчаники, филлиты, туффиты, туфосланцы (5, 6 - кокозерская, летнеозерская и другие свиты). Карелиды ранние: 7 - пирротин- и графитосодержащие пироксеновые, амфиболовые и слюдяные плагиосланцы, иногда скарированные (питкярантская, сортавальская, возможно ладожская свиты); 8 - гранатовые и сланцеватые амфиболиты, гранулиты основного состава с подчиненными магнетитосодержащими сланцами, в отдельных структурах неизмененные основные вулканиты, возможно более молодые (кйостровская, колвицкая, тундровая, гимольская свиты). Беломориды: 9 - нерасчлененный комплекс амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов (хетоламбинская и лоухская толщи); 10 - гранито-гнейсы, гранитизированные слюдяные гнейсы с подчиненными амфиболовыми и другими разновидностями гнейсов (керетьская толща). Древнейший фундамент щита: 11 - гнейсо-диориты, гнейсо-гранодиориты, амфиболиты, в различной степени гранитизированные. Интрузивные и ультраметаморфические комплексы: 12 - ультраосновные-основные породы нерасчлененные (перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро); 13 - габбро-дolerиты, габбро-диабазы; 14 - граниты рапакиви, кварцевые монзониты, граносие-

ниты; 15, а - габбро-пироксениты, пироксениты; 15, б - габбро-анортозиты, габбро-нориты; 16 - ультраосновные и основные породы нерасчлененные (серпентиниты, оливиниты, габбро-диабазы); 17 - существенно микроклиновые граниты; 18 - гнейсо-граниты плагиомикроклиновые (большой частью реоморфические); 19 - габбро-нориты, нориты, габбро, частью ультраосновные породы; 20 - существенно плагиоклазовые гнейсо-граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты (реоморфические). Оси структур разных порядков: 21 - синклинальных; 22 - антиклинальных; 23 - оси троговых структур, отражающих местоположение древних глубинных разломов, определивших заложение этих структур; 24 - глубинные разломы, определившие современную блокировку структур фундамента; 25 - зоны молодой тектоно-магматической активизации; 26 - разломы, расколы, трещины неглубокого заложения; 27 - милонитизация; 28 - гранитизация; 29 - локальные максимумы силы тяжести, сопоставляемые с увеличением мощности вулканогенных образований, с корнями частями древних вулканов или интрузиями основного-ультраосновного состава; 30 - нерасчлененные осадочные образования платформенного комплекса - рифей-палеозой (только на рис. 3); 31 - нерасчлененный комплекс ранних и поздних карелид. Контуры интрузивных тел, выделенные: 32 - по магнитным данным; 33 - по магнитным и гравиметрическим данным; 34 - по гравиметрическим данным; 35 - линия глубинного геолого-геофизического разрыва. Трубки взрыва: 36, а - установленные, 36, б - предполагаемые; 37 - граница распространения осадочного чехла Русской платформы; 38 - принятые средние значения плотностей (только на рис. 3).

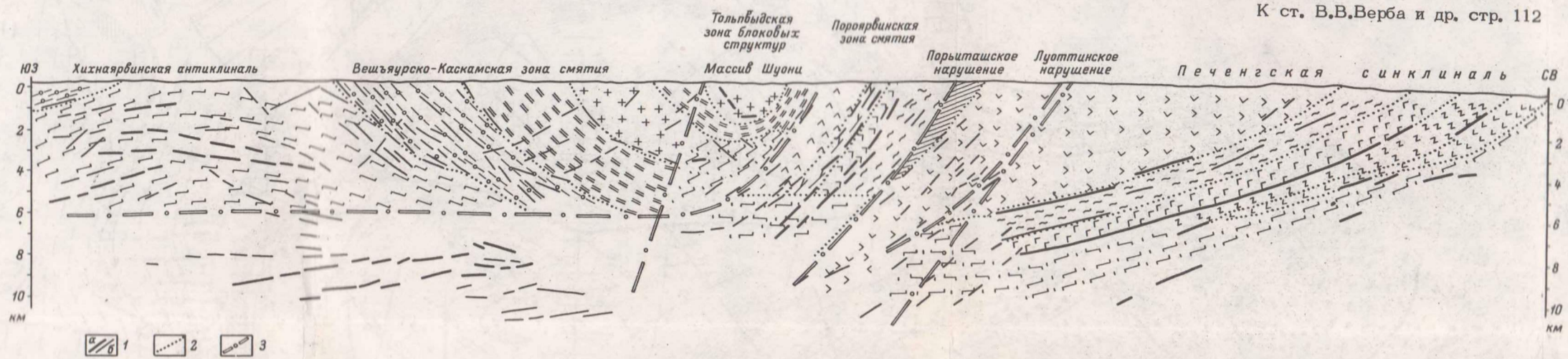


Рис. 1. Разрез по линии АБ (рис. 3).

1 - отражающие площадки, построенные по волнам: а - доминирующим, б - прочим; 2 - контакты комплексов пород; 3 - тектонические нарушения.

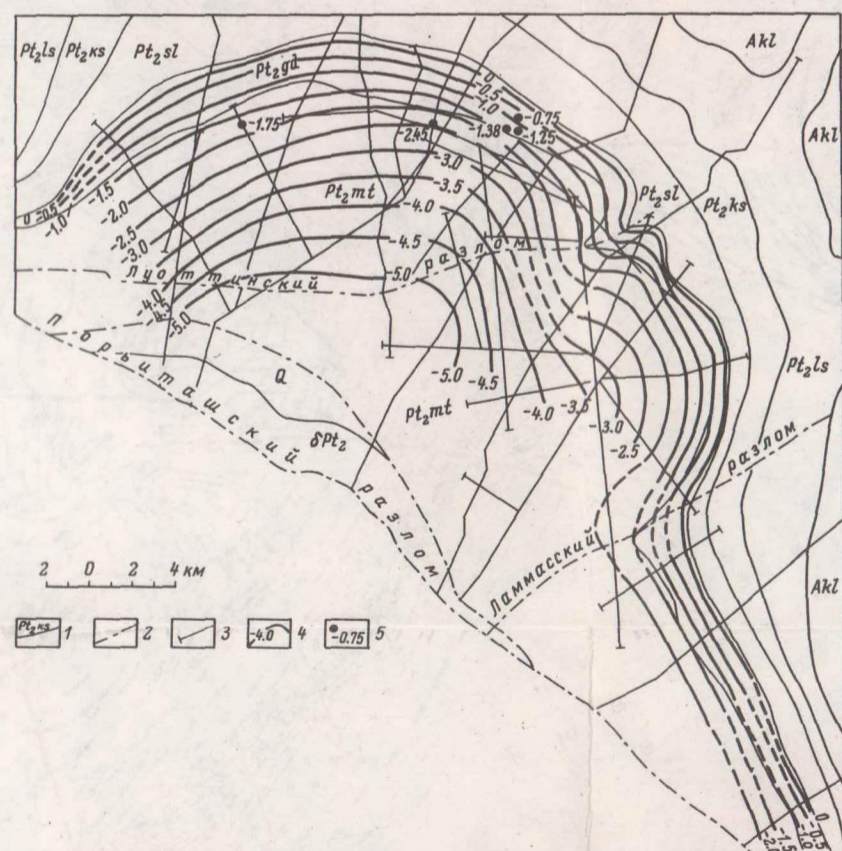


Рис. 2. Схематическая структурная карта подошвы продуктивной филлитовой толщи по данным сейсморазведки.

1 - геологические границы, индексы пород; 2 - тектонические нарушения; 3 - сейсморазведочные профили; 4 - изогипсы (в километрах) подошвы продуктивной толщи; 5 - скважины, вскрывшие подошву продуктивной толщи (отметка в километрах).