

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Препринт

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ
СЕВЕРО - ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ШИТА
МАСШТАБА 1 : 500 000**

Апатиты

1994

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Кольский научный центр
Геологический институт

Препринт

А.Т.Радченко, В.В.Балаганский, А.А.Басалаев,
О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, М.К.Радченко

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ
СЕВЕРО - ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ШИТА
МАСШТАБА 1 : 500 000

Ответственный редактор:
член-корреспондент РАН Ф.П.Митрофанов

АПАТИТЫ
1994

Печатается по постановления Ученого совета Геологического института Кольского научного центра Российской Академии наук.

Объяснительная записка к Геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Апатиты, 1994, 95 с., ил. - 3, табл. - 1, библи. - 75 назв. (на русском и английском языках).

Ответственный редактор: член-корреспондент РАН Ф.П.Митрофанов

Перевод на английский язык: С.И.Соколова

УДК 55(084.3M500)(470.21)

В объяснительной записке изложены принципы построения легенды и основные черты геологического строения региона. Рассмотрены вертикальные ряды литостратиграфических и интрузивных комплексов, включая палеозойские, выполнена их региональная корреляция. Обсуждаются проблемные вопросы региональных исследований.

Рецензенты: А.Н.Виноградов, А.М.Ремизова.

Published by decision of the Scientific Council of the Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences

An Explanatory Note on Geological Map of the North-Eastern Baltic Shield of a Scale of 1:500000. Radchenko, A.T., Balagansky, V.V., Basalayev, A.A., Belyayev, O.A., Pozhilenko, V.I., Radchenko, M.K. Apatity, 1993, 95 p., Figs. - 3, Tables - 1, Refs. - 75 (in Russian and English).

Editor-in-chief - F.P. Mitrofanov, corr.-member of the Russian Academy of Sciences.

Translated by S.I. Sokoiova.

Universal Decimal Classification Number 55(084.3M500)(470.21)

Stated are the principles of the legend development and the main features of the region's structure. Considered is the succession of the formation of lithostratigraphic and plutonic complexes, including the Palaeozoic ones, their regional correlation being carried out. Discussed are disputable problems of the regional investigations.

Reviewers: Vinogradov, A.N., Remizova, A.M.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Kola Science Centre
Geological Institute

Preprint

A.T. Radchenko, V.V. Balagansky, A.A. Basalayev,
O.A. Belyayev, V.I. Pozhilenko, M.K. Radchenko

AN EXPLANATORY NOTE
ON GEOLOGICAL MAP
OF THE NORTH-EASTERN
BALTIC SHIELD.
OF A SCALE OF 1 : 500 000

Editor-in-chief:
F.P.Mitrofanov, corr.- member of the Russian Academy of Sciences

ВВЕДЕНИЕ	5
ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ	6
ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	8
Архейская группа	8
Комплекс основания	8
Нестратифицированные комплексы	10
Кольско-беломорский комплекс	10
Комплекс неопределенного возраста	14
Стратифицированные комплексы	16
Нижнепротерозойская группа	23
Верхнепротерозойская группа	29
Палеозойская группа	31
ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ	33
Архейская группа	33
Комплексы неопределенного возраста	37
Протерозойская группа	37
Палеозойская группа	44
ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	46
INTRODUCTION	51
BASIC THESES OF THE LEGEND	52
LITHOSTRATIGRAPHIC TERRANES	54
Archaean Era them	54
Basement Complex	54
Non-Stratified Terranes	56
Kola-Belomorian Complex	56
Uncertain Age Complex	60
Stratified Terranes	61
Lower Proterozoic Era them	66
Upper Proterozoic Era them	69
Palaeozoic Era them	70
INTRUSIVE COMPLEXES	72
Archaean Era them	72
Uncertain Age Complexes	76
Proterozoic Era them	76
Palaeozoic Era them	83
DISPUTABLE PROBLEMS OF THE REGIONAL INVESTIGATIONS	84
ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES	89

Многолетняя деятельность различных геологических организаций в северо-восточной части Балтийского щита привела к сосредоточению большого картографического материала в производственных и научных учреждениях. Систематизация съемочных материалов, выполненная под руководством Е.Д.Чалых, позволила создать монтажную геологическую карту Кольского полуострова в масштабе 1:200 000, включающую материалы практически всех геолого-съемочных работ. На этой основе в ПГО "Севзапгеология" в 1988 году была составлена геологическая карта Карело-Кольского региона масштаба 1:500 000. С учетом новых материалов, которыми сейчас располагает Геологический институт КНЦ РАН, были созданы условия для составления новой карты, отражающей как современный уровень знаний по региону, так и основные проблемные вопросы, решение которых может обеспечить значительный прогресс в исследовательских и геолого-съемочных работах. Разработка новых принципов построения легенды была вызвана необходимостью более полного отражения строения региона наиболее простым и наглядным способом. Предпочтение было отдано отображению крупных естественных геологических тел, выделенных по принципу преимущественного состава и определенного строения, что обеспечило сопоставимость карты Кольского региона с геологическими картами североевропейских стран.

Для Кольского региона характерны главным образом докембрийские породы. Исключение составляют палеозойские интрузии и одновозрастные с ними вулканогенно-осадочные толщи в районе озер Ловозеро и Контозеро. Раннедокембрийские породы неоднородно метаморфизованы. Их первичный состав и генезис реконструированы с разной степенью достоверности, что в какой-то мере отражено в легенде.

Геологическое строение региона неоднородно. Выделяется ряд крупных блоков с разным типом строения разрезов и структурными особенностями, что является основой тектонического районирования. Схема районирования приведена на врезке карты, на которую надо ориентироваться при чтении Записки. Отметим лишь, что в пределах Беломорской складчатой системы целесообразно различать такие самостоятельные зоны, как Терская, Беломорская и Лапландско-Колвницкая. В каждой зоне существуют типовые разрезы и устанавливается стратиграфическая последовательность, но разделяющие их краевые разломы требуют выполнения корреляции для выявления латерального положения регионально развитых подразделений.

Из-за ограниченного объема Записки мы ссылаемся преимущественно на новые и обобщающие работы, в которых содержатся ссылки на работы всех исследователей.

Авторы благодарны своим коллегам А.А.Арзамасцеву, В.В.Борисовой, А.Н.Виноградову, А.Н.Коробейникову, В.В.Любцову и И.В.Чикиреву за конструктивное обсуждение принципиальных вопросов геологического строения конкретных объектов. Особо мы признательны В.Р.Ветрину, В.Ф.Смолякину и Ю.А.Балашову за предоставление первичных материалов и оказание консультаций. Мы также благодарны С.И.Соколовой за перевод и подготовку Записки к изданию на английском языке.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ

Традиционно все крупные геологические тела Кольского полуострова выделялись в ранге серий и свит для супракрустальных образований и в ранге комплексов и массивов - для интрузивных. При таком построении необходимо знать полный объем подразделений и их состав. На представленной Карте изображены реально существующие геологические тела определенного состава, которые отличаются по строению и составу от выше- и нижележащих геологических тел и имеют ясные границы.

Легенда содержит колонки осадочно-вулканогенных и интрузивных пород, расположенных в соответствии с их геологическим возрастом и изотопными датировками. Литостратиграфические комплексы отвечают объемам серий и свит и, как правило, разделены на ряд геологических тел, отображенных в колонке цветом, соответствующим преобладающему составу. Геологические тела, генезис которых остался неопределенным, показаны в промежуточном положении между колонками супракрустальных и интрузивных образований. Для глубоко метаморфизованных разрезов, в которых невозможно установить подошву и кровлю слоев, на Карте показано современное положение геологического тел, и их место в колонке не обозначает их стратиграфических взаимоотношений. Они остаются нестратифицированными с неясным первичным положением в разрезе, хотя многие из них являются супракрустальными. Цвет таких геологических тел отражает только преобладающий их состав*. Нестратифицированные глубоко метаморфизованные комплексы выделены на двух уровнях. Нижний, как мы полагаем, исходя из общего его положения в Беломорской зоне, залегает только на породах комплекса основания, а верхний отнесен к границе архей-протерозой.

Вертикальная колонка прямоугольников условных обозначений объединяет три позиции. Прямоугольники соприкасаются и образуют единый ряд в случае установленных стратиграфических взаимоотношений геологических тел, которые они отображают; узкие просветы между прямоугольниками означают неустановленные стратиграфические взаимоотношения геологических тел. Их положение отражает авторскую интерпретацию для уровня стратифицированных комплексов. Широкие просветы соответствуют региональным перерывам или неопределенному положению для нестратифицированных комплексов. Это правило относится и к взаимному положению колонок интрузивных и осадочно-вулканогенных образований. Дополнительными знаками к легенде обозначены геологические объекты, имеющие важное значение и обозначаемые на Карте как внескальные тела. Вертикальные ряды литостратиграфических и интрузивных комплексов построены в соответствии с региональными подразделениями и изотопным возрастом реперных геологических объектов.

* - к телам неопределенного генезиса должны быть отнесены и кислые гранулиты (№ 82 Легенды), являющиеся многократно метаморфизованными образованиями нижнего уровня коры. Их супракрустальная природа не доказана, и на последней (1992) Геологической карте Норвегии они отнесены даже к плутоническим породам (прим. ред.).

На хроностратиграфическом уровне в регионе известны архейские, протерозойские и палеозойские объекты, не считая четвертичных пород, которые не показаны на Карте. На литостратиграфическом уровне выделяются надгоризонты и комплексы, соответствующие супергруппам и группам. Архейский зон представлен лошйским комплексом. Протерозойский зон широко представлен нижним (карельским) отделом. В основании его выделяются сумий и сариолий, отвечающие нижнему и верхнему лапонию Скандинавии. Ятулий и людиковий коррелируются с трехчленным ятулием. Финские геологи в рамках "Лапландского вулканического проекта" предложили трехчленное деление лаппония, включив в его верхний отдел трехчленный ятулий. В такой схеме "кольский" сариолий соответствует финскому среднему лаппонию. Завершается карельский разрез калевием, сопоставляемым со свекофенской супергруппой. Верхний отдел протерозоя представлен рифеем и вендом, палеозой - девонем и карбоном.

Изотопные датировки архейских пород укладываются в интервал 2930-2556 млн. лет [1, 15, 17, 65, 67]. Датировались реперные геологические формации - парагнейсы кольско-беломорского комплекса как из Кольско-Норвежской, так и из Беломорской зон, метавулканиты более молодых архейских зеленокаменных поясов, а также тоналито- и плагиогранитогайсы предполагавшегося раннеархейского фундамента, т.е. все те образования, которые занимают практически весь объем кольского архея. При этом даже модельные Rb-Sr и Sm-Nd возраста (допустимые максимальные значения возраста) протолитов различных гранитоидов из всех главных структурных зон кольского докембрия не превышают 2.95 млрд. лет [65, 69, 70]. Такими же являются результаты определения модельного Sm-Nd возраста протолита парагнейсов, что также показывает отсутствие раннеархейских компонентов в исходных для гнейсов осадочных породах [75]. На основании этих данных все архейские породы Кольского региона отнесены к верхнеархейским образованиям*.

Геохронологические и биостратиграфические данные подтверждают правомерность выделения на Кольском полуострове пород нижнего и верхнего протерозоя. Эти данные опубликованы во многих обобщающих работах и реперные из них приведены в Легенде. Подчеркнем, что данные о возрасте интрузии горы Генеральской (2453+/-42 млн. лет [10]), на эродированной поверхности которой залегают конгломераты свиты ахмалахти, а также возраст первой вулканогенной толщи Печенги (2330+/-38) млн. лет [7]), свидетельствуют о постсумийском возрасте печегского разреза.

Палеозойский возраст щелочных и щелочно-ультраосновных массивов, а также неметаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, выходы которых пространственно связаны с Ловозерским и Контозерским массивами, однозначно определяется как изотопными, так и флористическими данными.

* - по формальным геохронологическим соображениям такой вывод, наверное, правомерен. Однако, с учетом того, что комплекс основания ранее относился даже к нижнему архею, а верхним археем считался только долий, может быть, следует породы комплекса основания называть "долийскими", возможно, даже среднеархейскими (прим. ред.).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Архейская группа

Комплекс основания

В первой сводке по геологии Кольского полуострова к самым древним образованиям были отнесены толщи кольской серии - соответственно гранатовых и слюдяных гнейсов, - прорываемые архейскими пироксеновыми диоритами и олигоклазовыми гранитами [51]. Одновременно древнейшими образованиями Беломорской зоны были признаны супракрупальные отложения беломорской серии, среди которых доминирующая роль также принадлежала гранатовым и биотитовым гнейсам [61]. Материалы по диоритам и гранитам, собранные в послевоенные годы, подтвердили вывод о том, что диориты и граниты, объединенные в единую формацию гранодиоритов-тоналитов-плагногранитов, прорывают кольскую серию [9]. Тем не менее, позднее возникло и широко распространилось мнение, что эта формация, включающая также и эффузивные породы, слагает фундамент раннего докембрия Кольского полуострова и является аналогом тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов с возрастом свыше 3.5 млрд. лет [13]. Дальнейшее развитие этой концепции привело к выделению в каждой структурной зоне полуострова огромных масс пород данной формации, получившей известность как раннеархейская формация первично-коровых гранитоидов [42].

Научными и геолого-съёмочными работами 50-60-х годов в составе кольской серии были установлены две толщи. Нижняя из них включает биотитовые гнейсы (часто амфиболсодержащие) с резко подчиненными им амфиболитами, а верхняя - разнообразные гнейсы, сланцы, амфиболиты и железистые кварциты при преобладании гранатовых и силлиманитовых гнейсов. Также было высказано мнение, что нижняя толща залегает на ультраметаморфическом фундаменте, в который были объединены различные гнейсы кислого состава (нередко с реликтами супракрупальных пород) и пироксеновые диориты [18]. Аналогичные работы, проводившиеся в Беломорской зоне, подтвердили древнейшее положение пород беломорской серии. Это согласуется с геологическими наблюдениями и геохронологическими данными о наиболее древнем положении кольской и беломорской серий в Кольско-Норвежской и Беломорской зонах [1, 17, 32, 65, 67]. В Кейвской и Терской зонах наиболее вероятно такая же ситуация, и к древнейшим образованиям архея также отнесены породы наиболее низких уровней этих серий. В то же время статус древнейших пород следует сохранить за отдельными образованиями, выделявшимися ранее в составе раннеархейской формации первично-коровых гранодиоритов, тоналитов и плагногранитов.

Модельные Rb-Sr и Sm-Nd возраста гранатовых и биотитовых гнейсов кольской и беломорской серий, включая ортогнейсы, укладываются в относительно короткий интервал времени и не превышают 2.95 млрд. лет при возрастах цирконов около 2.85-2.93 млрд. лет [1, 17, 32, 65, 67, 70, 75]. Следовательно, накопление мощных осадочных толщ, за счет которых возникли гранатовые гнейсы, и магматическая деятельность,

результатом которой явилось формирование огромных масс пород, исходных для биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, происходили практически одновременно. В то же время очевидно, что для накопления мощных толщ гранатовых гнейсов, протяженность которых в разных зонах достигает 100 км, необходим обнажающийся на поверхности комплекс основания. Судя по продуктам размыва, устанавливаемым в гранатовых гнейсах, и по модельным Rb-Sr и Sm-Nd их возрастам (не более 2.94 млрд. лет [1, 75], а также по абсолютному преобладанию в самых древних конгломератах гальки плагногранитоидов и (или) их эффузивных аналогов, это основание по составу близко как формации "первично-коровых" гранитоидов, так и толщам биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Поэтому представляется логичным начать разрез раннего докембрия Кольского полуострова с толщ тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, хотя прямых наблюдений и изотопных данных о том, что они древнее толщ гранатовых гнейсов, мы сейчас не имеем.

В итоге, в состав предполагаемого фундамента в Кольско-Норвежской зоне включены образования нижней толщи кольской серии - биотитовые и реже амфиболсодержащие гнейсы с резко подчиненными амфиболитами, в Беломорской зоне - разнообразные гнейсы кислого состава беломорской серии, за исключением гнейсов чупинской свиты, а также толщ амфиболитов, выделенных из беломорской серии в качестве более молодых образований [6], в Терской и Кейвской зонах, а также в Мурманском массиве - часть ортогнейсов, относившихся ранее к формации гранодиоритов-тоналитов-плагногранитов саамского фундамента.

Таким образом, как и на других докембрийских щитах, подавляющая часть фундамента кольского докембрия состоит из так называемых серых гнейсов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава. Они в очень ограниченном количестве содержат амфиболовые гнейсы, прослой гранат-биотитовых разновидностей, причем нередко с кианитом или силлиманитом, в единичных случаях наблюдались метатравелиты и другие метасадочные породы. Более распространены маломощные тела амфиболитов, но их объем в целом также незначителен. В Кольско-Норвежской зоне характерными для этих гнейсовых толщ являются прослой магнетитсодержащих амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев при их доле менее 1% от всего объема толщ. Все сказанное позволяет принять точку зрения, наиболее полно подкрепленную данными изучения СГ-3 [4], о происхождении этих гнейсов за счет мощных толщ эффузивов андезит-даштового и даштового состава, содержащих на всех уровнях их разреза маломощные прослой осадочных пород. Именно для этих кислых метавулканитов по ширконам получено самое древнее для кольского архея значение возраста 2930 ± 52 млн. лет [17]. С другой стороны, в составе этих толщ, бесспорно, присутствуют и разновозрастные эффузивам плутонические образования. Наиболее широко данные толщи развиты в Беломорской зоне и в меньшей степени - в Кольско-Норвежской.

В Терской и Кейвской зонах, а также в Мурманском массиве эти толщи весьма однородны и практически не содержат пород, которые достаточно уверенно можно было бы рассматривать в качестве осадочных образований. Для них типично прису-

тствие в ограниченном количестве только амфиболсодержащих разностей, а также амфиболитов неясного генезиса. В то же время для Терской зоны для них характерна полосчатость, обусловленная чередованием лейко- и мезократовых разностей биотитовых, эпидот-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов при мощности полос до 50 см и весьма значительной их протяженности.

Однородные толщи нередко слагают крупные структуры, близкие куполам или брахиформам, очертания которых в той или иной степени изменены наложенными деформациями. В частности, такая ситуация характерна для Терской зоны и Нотозерского района. В периферических частях таких структур отмечается повышенное содержание маломощных прослоев и линз амфиболитов. Эти толщи, таким образом, следует рассматривать как нерасчлененные вулканоплутонические образования, среди которых интрузивы, по-видимому, преобладают над эффузивами при практически полном отсутствии осадочных пород [14].

Метаморфизм комплекса основания в Кольско-Норвежской зоне отвечает диапазону от амфиболитовой до гранулитовой фации при преобладании гранулитовых парагенезисов, а на остальной территории - уровню амфиболитовой фации.

В заключении подчеркнем, что выделенный нами комплекс основания по составу хотя и близок саамскому фундаменту, выделявшемуся ранее [13], но принципиально от него отличается. Во-первых, значительную часть комплекса основания образуют иные гнейсовые толщи, которые, как отмечалось выше, прорываются так называемыми "саамскими" гранитоидами. Во-вторых, формирование этого комплекса выделено не в самостоятельное крупное событие, а связывается с начальными стадиями позднеархейского геологического цикла, в течение которого затем произошло накопление всех супракрустальных отложений кольской и беломорской серий и внедрение в них крупных синкинематических интрузий гранитоидов и диоритов Центрально-Кольско и Вежтундровского комплексов и их аналогов, а также метаморфизм всех этих пород в диапазоне от амфиболитовой до гранулитовой фации. Аналогичная точка зрения на ранние стадии развития Кольско-Норвежской зоны была высказана ранее [1].

Нестратифицированные комплексы

Кольско-беломорский комплекс

Наиболее древние супракрустальные породы Кольского полуострова и сопредельной части Карелии первоначально выделялись в качестве образований кольской и беломорской серий архея, объединенных позднее в кольско-беломорский комплекс [13]. Относительно генезиса этих пород, значительная часть которых в обеих сериях представлена гранатовыми гнейсами, по-прежнему остаются в силе выводы А.А.Полканова [51] и В.М.Тимофеева [61], которые считали их метаморфизованными осадочными породами. Наиболее веским аргументом в пользу такого вывода является часто наблюдаемое отчетливое ритмично-слоистое строение этих гнейсов, а также их специфический химический состав. Поэтому они по-прежнему рассматриваются как супра-

крустальные образования, а для тесно ассоциирующих с ними пород, утративших первичные структуры и текстуры, предполагается аналогичное происхождение.

Многими исследованиями было показано, что породы беломорской серии претерпели интенсивные и неоднократные метаморфические и деформационные преобразования, которые привели не только к исчезновению во многих случаях их первичных черт, но и к невозможности восстановления первоначального разреза даже на небольших участках, не говоря уже об определении его верха и низа. Масштаб и интенсивность этих преобразований не позволяют установить первичные соотношения между выделяемыми геологическими телами. Именно это является главной причиной противоречивости всех стратиграфических схем архея Карело-Кольского региона, зачастую полностью исключаящих друг друга. Межведомственная региональная стратиграфическая комиссия по северо-западной части России на рабочем совещании, состоявшемся в начале 1993 года в Санкт-Петербурге, признала бесплодность попыток стратиграфического расчленения таких кристаллических образований, как супракрусты кольской и беломорской серий. Последние объединены нами в нестратифицированный комплекс, за которым сохранено название "кольско-беломорский". При описании его строения используется термин "толща", а расположение в колонке выделенных толщ стратиграфического смысла не имеет.

Выше был сделан вывод, что супракрусты кольско-беломорского комплекса залегают на породах основания, а полученные по ним датировки являются самыми древними для супракрустальных толщ кольского архея. Следовательно, этот комплекс должен начинаться супракрустальный разрез раннего докембрия Кольского полуострова. При этом взаимоотношения между выделенными в его составе толщами, слагающими реальные геологические тела и показанными на Карте, остаются неясными.

Толща слюдяных и гранат-слюдяных гнейсов. Широкое распространение в Кольско-Норвежской и Беломорской зонах гранатовых, силлиманитовых и кианитовых гнейсов было установлено еще в 20-е годы. Анализ более поздних съемочных материалов показал, что эти гнейсы резко доминируют во всех районах выделения кольской серии и являются важным компонентом беломорской серии. Они являются единственными породами, которые слагают, как правило, крупные тела с хорошо воспроизводимыми границами. В результате в обеих зонах, а также в Терской зоне, выделены толщи существенно терригенного и близкого друг другу состава, основу которых составляют гранат-слюдяные (гранатовые) и слюдяные (биотитовые и двуслюдяные) гнейсы. Мы сочли целесообразным дать этим толщам в каждом конкретном случае свое собственное название, подразумевая, что они образуют единый латеральный ряд, что и нашло отражение в Легенде.

В Кольско-Норвежской зоне эта толща состоит из гранат-биотитовых гнейсов, которые часто содержат силлиманит кордиерит, изредка кианит и еще реже - ставролит. Во многих местах отмечаются в резко подчиненном количестве двуслюдяные, биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, а также амфиболиты (включая гранатовые), амфибол-пироксеновые, амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетито-

вые сланцы и железистые кварциты. В некоторых районах эти подчиненные породы выделялись в самостоятельные толщи, однако даже на картах масштаба 1:200 000 они образуют внутри толщи гранатовых гнейсов мелкие изометричные выходы без какой-либо закономерности в их размещении. Поэтому все перечисленные выше породы объединены в единую толщу, которая практически идентична толще гранатовых гнейсов по А.А.Полканову и верхней толще кольской серии согласно более поздним стратиграфическим схемам. Она уверенно коррелируется с толщей аналогичного состава в разрезе СГ-3, подстилающей нижнепротерозойские породы Печенги. Ей дано название *волшпахкская*, так как ее состав очень близок составу одноименной свиты кольской серии [18]. Метаморфизм волшпахкской толщи зонален и отвечает диапазону от амфиболитовой до амфиболитовой фации.

В Припимандровском районе в волшпахкской толще резко преобладают гранат-биотитовые гнейсы, иногда с мусковитом, кианитом, силлиманитом и кордиеритом, а железистые кварциты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы встречаются крайне редко.

В разрезе СГ-3 установлено несколько толщ аналогичного состава, причем мощность толщ, непосредственно подстилающей нижнепротерозойские породы Печенги, сопоставима с суммарной мощностью остальных четырех толщ [4]. Вопрос о том, являются ли все эти толщи разными частями всего лишь одной толщи, чередование которой с биотитовыми гнейсами обусловлено складчатостью, сдвиганием разреза в результате надвигов и т.п., или же они принадлежат необнаженной на поверхности части разреза кольской серии, остается открытым.

К югу от Печенгской структуры, биотитовые, гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы (последние нередко с силлиманитом или кордиеритом) слагают довольно однородную толщу, близкую по составу волшпахкской в районе озер Куц-коль-Верхнее Волчье. Отмечаются редкие прослои биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов. Для многих разновидностей характерна тонкая и ритмичная полосчатость флишеидного типа. Ранее все эти гнейсы объединялись в вырнимскую серию [60], поэтому за этой толщей и сохранено прежнее название *"вырнимская"*.

В Беломорской зоне гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы слагают довольно однородные тела разных размеров и морфологии. Они обычно имеют линейную форму и нередко смяты в складки разного порядка, среди которых преобладают синформные структуры. В этих гнейсах иногда встречаются кордиерит, ставролит и силлиманит, в подчиненном количестве встречаются двуслюдяные и амфибол-биотитовые гнейсы и очень редко пластовые тела гранатовых и полевошпатовых амфиболитов. Среди амфиболитов, вероятно, присутствуют как парагенетически связанные с глиноземистыми гнейсами, так и более молодые, вложенные в разрез нестратифицированного комплекса.

Часть тел имеет иной состав. Так, к югу от Верхнетуломского водохранилища преобладают двуслюдяные гнейсы с редкими прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, за исключением субмеридионального тела на г.Три Брата, которое сложено, в основном, гранат-кианит-биотитовыми порфиробластическими

гнейсами. В районе Пиренгских озер развиты мелкозернистые однородные биотитовые гнейсы, участками с мусковитом, гранатом, эпидотом и амфиболом.

Показанные на Карте тела глиноземистых гнейсов включались в состав разных свит беломорской серии - лоужской, чупинской, кайтатундровской, енской, риколатвинской и других [12, 29], при съемочных работах они относились к верхней толще серии. Доминирующую роль глиноземистые гнейсы играют в чупинской, енской и риколатвинской свитах, поэтому самое протяженное и практически единственное тело этих пород в Кандалакшском и Лоужском районах выделено в качестве *чупинской толщи*, а серия крупных тел в Енском районе объединена в *риколатвинскую толщу*.

Толща орто- и парагнейсов, амфиболитов и кальцифиров. В Терской зоне, в районе среднего и нижнего течения р.Серги, развита толща, отличающаяся, прежде всего, значительной пестротой разреза, в котором наряду с метавулканитами основного и кислого состава широко представлены метатерригенные и метатуфогенные породы, а также такие специфические отложения, как известково-силикатные и сульфидсодержащие. В предполагаемой нижней части разреза этой толщи, названной *серговской*, преобладают амфиболсодержащие разновидности гнейсов (амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, эпидот-амфибол-биотитовые, нередко с гранатом) и амфиболиты. Подчиненным развитием пользуются слюдяные и гранат-слюдяные (часто с силлиманитом) гнейсы, эпизодически отмечаются гранат-кианит-слюдяные и сульфидсодержащие биотитовые гнейсы. В предположительно верхней части разреза большую роль играют биотитовые гнейсы с прослоями и линзами амфиболитов, причем количество последних местами может достигать первых десятков процентов объема толщи. В целом амфиболиты равномерно распределены по всему разрезу. Также отмечены прослои известково-силикатных пород - "кальцифиров", сложенных клинопироксеном, плагиоклазом, клиноцоизитом, скаполитом и карбонатом с богатой пирротин-пиритовой вкрапленностью. Для вулканитов устанавливается широкий спектр пород (от базальтов до дацитов [42]), тогда как осадки представлены только граувакками.

В Терской зоне выделяется еще одна толща исключительно терригенного состава, сложенная только слюдяными, двуслюдяными и гранат-слюдяными гнейсами, в отдельных разновидностях которых отмечено присутствие кианита и реже ставролита. По химическому составу гнейсы отвечают умеренно дифференцированным осадочным породам (грауваккам и субграуваккам). Ранее эта толща была известна как *чапомская* свита, поэтому за ней сохранено это же название. Она слагает ядро крупной синформной структуры, крылья которой сложены образованиями серговской толщи. Предполагается согласное залегание чапомской толщи на серговской и тектонические ее соотношения с более молодыми архейскими породами.

Метаморфизм вырнимской, чупинской, риколатвинской и серговской толщ соответствует уровню амфиболитовой фации.

Толща орто- и парагнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов. В самой юго-восточной части Кольско-Норвежской зоны среди выходов диоритов и плагиогранитов закартировано несколько сравнительно маломощных тел длиной до 20 км, кото-

рые сложены разнообразными гнейсами и амфиболитами (или основными кристаллическими сланцами) с прослоями железистых кварцитов и (или) магнетитосодержащих пород. Так как гранатовые гнейсы не являются в них доминирующими, данные тела были объединены в самостоятельную толщу, близкую по составу *чудзьявской* свите кольской серии. Представляется целесообразным дать ей это же самое название, тем более, что именно в районе оз. Чудзьявр сконцентрирована основная часть ее выходов. Доля этой толщи в строении Кольско-Норвежской зоны крайне незначительна, метаморфизована она в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации.

К югу от Печенгской структуры выделена аналогичная по составу *аннамская толща*, известная ранее как аннамская серия [60]. Она имеет очень пестрое слоистое строение, изменчивое как по вертикали, так и по латерали. Сложена амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, биотитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми (нередко с силлиманитом, кианитом и ставролитом, а также графитом) гнейсами с линзами железистых кварцитов и амфиболитов. Железистые кварциты образуют линзы размером до 60х300 м и встречаются только в восточной части ареала развития этой толщи. Метаморфизм аннамской толщи отвечает амфиболитовой фации.

Толща орто- и парагнейсов, амфиболитов и метавулканитов среднего состава с месторождениями железистых кварцитов. В Приимандровском районе выделена толща, по составу близкая чудзьявской. Главные ее отличия - преобладание в разрезе амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и метавулканитов, состав которых варьирует от базальтов до риодацитов, и наличие промышленных залежей железистых кварцитов. Ее разрез пестрый и сложен чередующимися пластами амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с прослоями железистых кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов, иногда со ставролитом или силлиманитом. Она идентична ранее выделявшейся здесь *олзегорской толще*, поэтому за ней сохранено это же название. Метаморфизована она в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации.

Во всех зонах также выделены мелкие тела, состав которых идентичен толщам кольско-беломорского комплекса и отражен на Карте соответствующим цветом, собственные же названия им не присвоены.

Комплекс неопределенного возраста

В этот комплекс объединены кристаллические породы, которые, как и кольско-беломорские образования, не поддаются корректному стратиграфическому расчленению, но в отличие от него занимают в стратиграфической колонке положение между архейскими и протерозойскими отложениями. Основную часть комплекса составляют породы Лапландского гранулитового пояса, которые большинством отечественных геологов считаются архейскими, тогда как по изотопным данным зарубежных исследователей их возраст оценивается как раннепротерозойский. Возраст основных гранулитов, которые прорываются в восточной части пояса габбро-анортозитами массива Пыршин. 2 в юго-восточной его ветви - аналогичными породами Колвицкого

массива, ограничен сверху возрастными этими массивов - 2452±7 и 2450±10 млн. лет соответственно [45]. Отнесение лапландских гранулитов к нестратифицируемым образованиям также обуславливается невозможностью их расчленения в отдельных районах на супракрупальные и плутонические породы, что тоже отражено в Легенде.

Толща основных гранулитов, гранулитов среднего состава и эндербитов. Эти породы отличаются очень высокой степенью рассланцевания в условиях гранулитовой фации вплоть до появления ультрабластомилонитов, причем отмечается структурная зональность - степень рассланцевания снижается к северу при увеличении интенсивности гранитизации, чарнокитизации и эндербитизации. Образование ультрабластомилонитов в южном основании наблюдаемого разреза гранулитов связывается с их наведением к югу на породы беломорской части кольско-беломорского комплекса.

В южной краевой части пояса развиты преимущественно гранулиты основного и среднего состава, представленные различными пироксеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, обычно с гранатом, которые нередко содержат прослойки кислых гранулитов, так называемых эклогитоподобных пород и очень редко кальцифиринов. К северу все эти породы сменяются диоритогнейсами, которые обычно амфиболитизированы и биотитизированы, в результате ортопироксен и высокомагнезиальный гранат встречаются в них спорадически. Существует две взаимоисключающие точки зрения на природу этих пород - это либо мантийные и (или) нижнекоровые отторженцы, тектонически внедренные в верхние уровни коры, либо обычные супракрупальные породы (преимущественно метавулканиты [36]), испытавшие интенсивные деформации при почти предельных для гранулитовой фации метаморфизма условиях. В последнем случае основные гранулиты и ассоциирующие с ними породы объединялись в плоскотундровскую толщу, а средние - в порьегубскую [60]. В нашей интерпретации эти породы объединяются в *лапландский комплекс*, включающий как супракрупальные, так и плутонические образования.

Толща кислых гранулитов. Гранулиты лапландского комплекса сменяются к северу кислыми гранулитами, представленными силлиманит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с подчиненными им биотитовыми и кордиеритсодержащими разновидностями, а также гранат-кварцевыми и гиперстенсодержащими породами кислого состава. Вдоль южной границы полосы выходов этих пород они обычно бластомилонитизированы. Давно известные находки в них тонкой ритмичной полосчатости (особенно в финской Лапландии) и специфика химического состава, а также новые данные по содержанию редкоземельных элементов и изотопии кислорода [16] указывают на осадочное происхождение исходных для этих гранулитов пород*, известных как отложения *луриокской* и *лоттинской толщ* [60]. Эти названия и сохранены в Легенде. По химизму кислые гранулиты отвечают псаммитам и реже пелитам, изредка в них устанавливается примесь вулканогенного материала [36].

Толща слюдяных, хлорит-амфиболовых и углеродистых сланцев, амфиболитов и

* - см. прим. на с.6.

кварцитов. Эта толща приурочена к зоне тектонического контакта нижнепротерозойских пород Имандра-Варзугской зоны с архейскими гнейсами Терской зоны. Ранее она была известна как шикамская свита нижнего протерозоя [60] и состоит, главным образом, из бластомилонитов, милонитов и катаклизитов. Мы не исключаем присутствие в ней пород панареченской и песчаноозерской свит, соответственно, нижнего протерозоя и верхнего архея. Таким образом, эта толща является тектонической смесью разновозрастных пород, не поддающихся стратиграфическому расчленению в условиях слабой обнаженности, и в то же время она представляет собой конкретное геологическое тело, что и позволило выделить ее на Карте под прежним названием "*шикамская*". В ее составе преобладают хлорит-сланцевые, эпидот-хлорит-сланцевые и двуслюдяные сланцы, иногда с гранатом, ограниченно развиты амфиболсодержащие разновидности, а также кварциты, углеродистые сланцы и амфиболиты с эпидотом.

Толща двуслюдяных и кварц-полевошпатовых сланцев. Эти слабо деформированные и метаморфизованные породы развиты в юго-западном обрамлении Печенгской зоны и имеют ясное ритмично-слоистое строение, не оставляющее сомнений в терригенном происхождении исходных для них отложений. За толщиной, сложенной данными породами, сохраняется ее прежнее название "*талинская*". Она состоит из слюдяных, гранат-сланцевых, амфибол-биотитовых, мусковитовых, хлоритовых и углеродистых сланцев, кварцитов и реже амфиболитов. Согласно мнению Н.Е.Козловой и В.В.Балаганского, ее возраст может быть сумийско-сарнилийским либо лопийским.

Стратифицированные комплексы

Супракрустальные толщи кольского архея, помимо образований кольско-беломорского комплекса, во многих районах представлены гнейсами, сланцами и амфиболитами с хорошей сохранностью их первичных черт, позволяющих не только определить осадочно-вулканогенное происхождение исходных пород, но и восстановить их стратиграфический разрез. Связано это с широким развитием в этих толщах таких легко распознаваемых метаморфизованных осадочных и вулканических пород, как конгломераты, конгломератобрекчии, гравелиты, ритмично-слоистые пелиты, коматиниты со структурами спинифекс, лавобрекчии, подушечные лавы и т.п., строение которых позволяет определить верх и низ разреза. Метаморфические комплексы, сложенные такими породами, поддаются стратиграфическому расчленению на основе литостратиграфических данных, о чем косвенно свидетельствует сходство разрезов, построенных для одного и того же комплекса разными исследователями. Так, например, разрез супракрустальных пород Кейвской зоны был построен еще в довоенные годы и затем лишь детализировался без изменения основных черт его строения [63].

Разрезы этих комплексов близки друг другу, что делает возможным их корреляцию и построение единого сводного разреза. Так как это уже более глубокая интерпретация материала, а исходные данные часто неполны, стратиграфические схемы разных авторов уже отличаются друг от друга в деталях и даже в некоторых принципиальных

вопросах, но сходны, тем не менее, друг с другом в целом. Таким образом, можно согласиться с тем, что рассматриваемые супракрусты были накоплены в течение одного осадочно-вулканогенного цикла и образуют единый стратиграфический разрез [13]. В то же время ряд вопросов строения отдельных комплексов, сводного разреза и даже их принадлежности к этому стратиграфическому уровню остаются дискуссионными и требуют дальнейших исследований.

Верхнеархейский возраст этих комплексов, развитых в Кейвской, Беломорской и Терской зонах, структуре Колмозеро-Воронья и ряде других районов, определяется как геологическими данными, так и изотопными датировками. Многие из них несогласно лежат на породах формации гранодиоритов-тоналитов-плагногранитов, галька которых обычна в конгломератах рассматриваемых толщ [13]. В районе оз.Воче-Ламбяна обнаружена галька гранитоидов, метаморфизованных и деформированных до накопления этих толщ [23], что говорит о региональном несогласии между ними и более древними кольско-беломорскими образованиями, испытавшими первую структурно-метаморфическую переработку одновременно с гранитоидами.

Разрезы конкретных стратифицированных супракрустальных комплексов в обобщенном виде показаны на рис.1. Самым полным и однозначно интерпретируемым является разрез Кейвской зоны, за основу которого нами принят разрез, построенный Л.Я.Харитоновым [63] с учетом всех полученных к середине 60-х годов данных. В сводной стратиграфической схеме кольского докембрия, разработанной в Геологическом институте [13], именно он стал опорным при построении для этих комплексов сводного разреза. Кейвский разрез расчленяется на четыре уровня, которые были выделены как опорные в сводном разрезе. Такая точка зрения в целом была подтверждена последующими исследованиями [31] и она же принята в настоящей работе.

Основание разреза Кейвской зоны неизвестно. Первый его уровень (снизу вверх) - терригенный и сложен отложениями *коловайвской* и *кинемурской свит* (рис.1). Наличие конгломератов с галькой гранитоидов в коловайвской свите позволяет предполагать ее базальный характер. Эти свиты сложены в основном амфибол-биотитовыми, биотитовыми (иногда со ставролитом) и двуслюдяными (часто с гранатом) гнейсами по песчаникам и аркозам с линзами конгломератов. Отмечаются кислые вулканиты. Породы второго уровня представлены основными метавулканитами с подчиненными им метавулканитами среднего и кислого состава, а также терригенными образованиями *свиты патчерса*, которые, как предполагается, трансгрессивно перекрывают породы кинемурской свиты. Это - амфиболиты, изредка метакоматиниты, амфиболовые, эпидот-амфиболовые, серицитовые и другие гнейсы и сланцы. Среди метаосадочных пород известны псаммиты (гранат-биотитовые гнейсы), гравелиты, конгломераты и конгломератобрекчии, железистые кварциты и сланцы, карбонатные отложения. Третьему уровню отвечает *лебяжинская толща* кислых метавулканитов. Здесь широко развиты гастингситовые и микроклиносодержащие гнейсы, рассматриваемые как продукты щелочного метасоматоза метавулканитов [26]. Венчают разрез терригенные высокодифференцированные отложения *чсвэуртской, вхсчуртской и песчовотундров-*

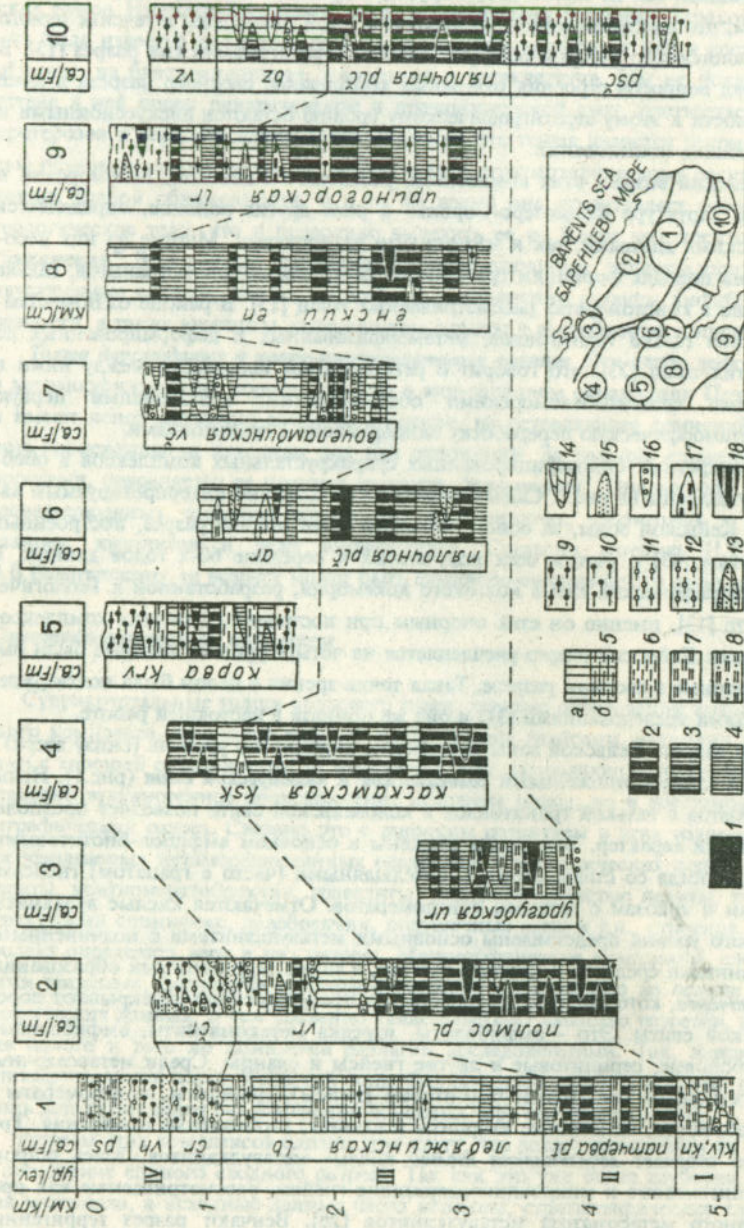


Рис. 1. Обобщенные стратиграфические разрезы верхнеархейских стратифицированных комплексов (по материалам ПГО "Севастиополь" и ГИ КНЦ РАН; районы: 1 - кейвский, 2 - оз. Колмозеро, 3 - уратубский, 4 - г. Каскама, 5 - г. Корва, 6 - г. Арварети, 7 - оз. Воче-Ламбина, 8 - енский, 9 - ковдозерский, 10 - терский).

Ортоамфиболиты и ортогнейсы № 1 - комплитам и пикритам, 2 - базальтам и их туфам, 3 - андезит-базальтам и их туфам, 4 - андезитам и их туфам, 5 - рнодицитам и лаштам (а) и их туфам (б); **парагнейсы**: 6 - биотитовые, 7 - слюдистые, 8 - кварцевослюдяные, 9 - гранатные, 10 - старролитные, 11 - кианитовые, 12 - кианит-углеродистые; 13 - известковые метапесчаники, 14 - карбонатные породы, 15 - метакварциты, 16 - метаконгломераты и метаконгломеритобрекчии, 17 - железистые сланцы, 18 - железистые кварциты, *волнистая линия - несолесие; маломощные тела показаны еше масштаба*.
ур. - уровень; **км.** - комплекс; **св.** - свита; **кп** - коловайская, **кн** - кинемурская, **ср** - червуртская, **чп** - выхуртская, **рв** - несковотундровская, **вр** - вороньегундровская, **ар** - арваретинская, **ас** - арваренская, **бз** - безымянная, **вз** - безмянная, **вч** - высокоземельская.

Fig. 1. The generalized stratigraphic sections of the Upper Archaean stratified complexes (on data by "Sevastopoliya" and GI KNC RAS; areas: 1 - Keivy, 2 - Kolmozero Lake, 3 - Ura Guba, 4 - Kaskama Mountain, 5 - Korva Mountain, 6 - Arvarech Mountain, 7 - Voche-Lambina Lake, 8 - Yona, 9 - Kovdozero, 10 - Terskiy).
Orthoamphibolites and orthogneisses after: 1 - komatite and picrite, 2 - basalt and its tuff, 3 - andesite-basalt and its tuff, 4 - andesite and its tuff, 5 - rhyodacite and dacite (a) and their tuffs (b); **paragneisses:** 6 - biotite, 7 - micaeous, 8 - quartz-micaeous, 9 - garnet, 10 - staurolite, 11 - kyanite, 12 - kyanite-carbonaceous, 13 - calcic metasedstone, 14 - carbonatic rocks, 15 - metaquartzite, 16 - metaconglomerate and metaconglomerate-breccia, 17 - magnetite-bearing amphibolite, 19 - banded ironstone; *waved line - unconformity; thin bodies out of scale*.
ur. - level; **cm** - complex; **fm** - formation; **kp** - Kolovay, **kn** - Kinemur, **sr** - Chervurt, **chp** - Vykhehurl, **rv** - Pestsoyaya Tundra, **vr** - Voronyetundrovskaya, **ar** - Arvarech, **as** - Arvarech Mountain, **bz** - Bezmyannaya, **vz** - Vysokaya Zemlya.

ской свиты (кианитовые, старролит-кианитовые, силлиманитовые с гранатом и углеродистые сланцы, метапесчаники и кварциты). Они образуют четвертый уровень, отделены от отложений третьего уровня перерывами и корами выветривания и давно рассматриваются как породы осадочного чехла архейской платформы.

Разрез супракрустов зоны Колмозеро-Воронья с неустоявленным основанием, как и кейвский, изучен хорошо, тем не менее существует несколько десятков его вариантов. Нами принят вариант, в котором все терригенные отложения отнесены к верхней части разреза [30, 44]. Он начинается со **свиты полмос** коматиит-толеитовой серии (рис.1), но не исключено наличие и какого-то объема терригенных базальных отложений, относимых к лязозерской свите. Это амфиболиты с реликтами подушечных лав и миндалин, реже - ультраосновные породы со структурами спинифекс. Свита полмос отвечает второму уровню сводного разреза. Выше залегают метавулканы базальт-андезит-дацитовый серии, объединяемые в **вороньегундровскую свиту** и отвечающие третьему уровню сводного разреза. Завершают разрез высокодифференцированные отложения

череуртской свиты (четвертый уровень). Этот комплекс близок верхнеархейским зеленокаменным поясам [24]. Среди датировок наиболее реальные значения около 2.76 млрд. лет, U-Pb метод по цирконам из гнейсов и сланцев, и 2.65+/-0.06 млн.лет, Rb-Sr метод по образцам этих же пород [48].

В западной части зоны сочленения Мурманского массива и Кольско-Норвежской зоны в виде узкой полосы развиты основные метавулканиды с линзами метакоматиитов со структурами спинифекс [19], кроме того, присутствуют средние и кислые метавулканиды, а также терригенные породы. Они объединены в *урагубскую свиту*, хорошо коррелируемую с западной частью свиты полмос и отвечающую второму уровню сводного разреза. В основании этой свиты известны терригенные породы с линзами конгломератов, которые отнесены к первому уровню (рис.1).

Стратифицированные архейские супракрусты, развитые к югу от Печенгской структуры, выделены как породы *каскамской свиты*. Ее контакты тектонизированы, соотношения с другими породами неясны. Объем свиты по сравнению с ранее выделявшейся каскамской серией [60] сокращен. В ее составе преобладают основные и средние метавулканиды, почти полностью отсутствуют терригенные породы. В целом каскамский разрез должен отвечать второму уровню сводного разреза, а самая верхняя его часть, скорее всего, относится к третьему уровню (рис.1). Принадлежность данной свиты к описываемым комплексам дискуссионна.

К рассматриваемому уровню кольского докембрия на основании сходства пород и строения разреза отнесены образования *свиты корва*, развитые вдоль южной границы Лапландского гранулитового пояса. Они представлены преимущественно кислыми метавулканидами и разнообразными метаосадками, количество которых увеличивается вверх по разрезу с переходом псаммитов во флишеподобные породы. В состав свиты включены пространственно связанные с ней гранат-диопсидовые амфиболиты. Объем свиты корва по сравнению с ее прежним объемом [60] сокращен из-за отнесения гранатовых амфиболитов, обнажающихся вдоль южной границы Лапландского пояса, и части амфиболитов, окаймляющих выходы пород свиты корва, к более молодым образованиям. В сводном разрезе она отвечает третьему уровню (рис.1).

В западном обрамлении Имандра-Варзугской зоны развиты метаморфизованные базальты, андезит-базальты, андезиты, кислые вулканиды, карбонатные породы, песчаники и кварциты при преобладании андезит-базальтов и андезитов. Кислые вулканиды и ассоциирующие с ними породы объединялись в *арваренскую свиту*, и целесообразно сохранить это название. Подстилающие ее более основные породы объединялись в *витегубскую свиту*, но так как это название широкого распространения не получило, вслед за геологами ПГО "Севзапгеология" мы выделяем их в качестве образований *пялочной свиты*, которые прослеживаются сюда из Терской зоны вдоль южной границы нижнепротерозойских пород Имандра-Варзугской структуры. Пялочная свита коррелируется со вторым уровнем сводного разреза, а арваренская - с третьим (рис.1), причем последняя несогласно перекрыта кукушкинской свитой нижнего проте-

розоя [49]. Тем не менее, принадлежность арваренческой свиты к верхнеархейским образованиям нельзя считать окончательно доказанной.

Вочеамбанская свита, породы которой обнажаются в том же районе, состоит из четырех толщ [23]. Первая, самая нижняя, сложена средними и кислыми метавулканидами (амфиболовые и биотитовые гнейсы) и насыщена маломощными телами амфиболитов, большинство которых является дайками. Вторая толща содержит базальные конгломераты и маломощные тела амфиболитов (метабазальтов и метаандезитобазальтов), биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов (средних и кислых метавулканидов), а также различных биотитовых и амфиболовых гнейсов с реликтами ритмично-слоистых и гравелитовых текстур. Третья толща с единичными линзами конгломератов сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами риодацитового состава. Четвертая толща включает терригенные (преимущественно конгломераты) и вулканогенные (амфиболиты с реликтами миндалекаменных и пирокластических текстур, риодацитовые гнейсы) образования. Многие конгломераты являются туфо-конгломератами, примесь пирокластического материала обычна и для других терригенных пород. Разрез свиты отвечает третьему уровню сводного разреза (рис.1). Модельные Sm-Nd и Rb-Sr возраста метариодацитов не превышают 2.76 млрд.лет при закрытии Rb-Sr систем после первого их метаморфизма 2.53+/-0.03 млрд.лет назад [65, 69].

Енский комплекс отличается чередованием тонко- и грубополосчатых амфиболитов (толеитов и их пирокластических аналогов) с биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами (андезит-дациты). В амфиболитах есть пласто- и линзообразные тела ультра-базитов - широксеновых и перидотитовых метакоматиитов. Терригенные породы крайне редки. Почти весь разрез отвечает второму уровню сводного разреза, а завершающие его кислые метавулканиды отнесены к третьему уровню. Датирован один образец кислого метавулканида. Конкордантный возраст циркона 2778+/-4 млн. лет (Пожиленко и др., неопубл. данные) при почти идентичном ему модельном Sm-Nd возрасте [70] связывается нами с вулканизмом. От пород фундамента и кольско-беломорского комплекса супракрусты енского комплекса отделены несогласием.

Разрез *приногорской свиты* близок енскому разрезу (рис.1), нижняя его часть отнесена ко второму уровню сводного разреза, а верхняя - к третьему, причем венчают разрез терригенные породы, которые в незначительном количестве встречаются также по всему разрезу. Породы приногорской свиты формировались на уже деформированном и метаморфизованном основании, а после их метаморфизма и складчатости были несогласно перекрыты базальными отложениями протерозоя [5].

В Терской зоне реконструирован достаточно полный разрез рассматриваемых супракрустов (рис.1). В его основании залегают терригенные отложения - преимущественно однородные или неяснополосчатые биотитовые гнейсы, иногда с гранатом и мусковитом, реже с кинитом и ставралитом, с редкими прослоями мусковит-кварцевых сланцев и слюдяных кварцитов, амфибол-биотитовых сланцев и амфиболитов с линзой конгломератоподобных пород, отмеченных Л.И.Ивановой в районе оз.Мунозера. В верхней части разреза этих отложений преобладают ритмично-слоистые двуслю-

данные и гранат-слюдяные сланцы. Эти породы отнесены к *песчаноозерской свите*, отвечающей первому уровню сводного разреза. Залегающие выше основные метавулканиды *пьялочной свиты* с прослоями и линзами метавулканидов среднего состава и реже терригенных пород обычно заполняют узкие синформы между куполами и брахиформами пород комплекса основания. Метаосадочные породы *высокоземельской свиты* предположительно занимают самое высокое место в разрезе зоны. Эти две свиты коррелируются со вторым уровнем сводного разреза. Модельный Rb-Sr возраст кислых метавулканидов и метаандезито-базальтов составляет 2.77 млрд.лет при закрытии Rb-Sr систем после метаморфизма этих пород 2.55+/-0.09 млрд.лет назад [65].

В заключение остановимся на строении сводного разреза. Породы первого уровня развиты локально, установлены только в Кейвской и Терской зонах и представлены терригенными образованиями, включая конгломераты с галькой гранитоидов. Предполагается их залегание прямо на фундаменте. К этому же уровню отнесена кислугубская свита, исходя из ее базального положения в разрезе Мунозерской купольной структуры. Второй уровень является маркирующим - только в его рамках значительную часть разреза занимают основные вулканиды и коматипты, с которыми ассоциируют вулканиды среднего состава, и эта ассоциация пород присутствует во всех зонах и районах. Третий уровень также является маркирующим вследствие резкого преобладания над всеми породами кислых вулканидов, которые развиты повсеместно, исключая район Ура-Губы. Объем вулканидов второго и третьего уровней составляет подавляющую часть сводного разреза. Четвертый, верхний уровень сложен терригенными породами, причем они отличаются высокой степенью дифференциации исходного материала. На этом уровне установлены переотложенные коры глубокого химического выветривания и несогласное их залегание на породах третьего уровня, а также комплекса основания. Породы четвертого уровня развиты фрагментарно и достоверно установлены только на Кейвах и в зоне Колмозеро-Воронья, где они сложно дислоцированы, но в целом залегают полого. Присутствуют они и в восточной части Имандра-Варзугской зоны. Возможно, что к этому же уровню могут относиться терригенные отложения, завершающие разрез Терской зоны, свита корва и другие, менее мощные толщи, не имеющие собственных названий. Нельзя исключить и одновозрастность с породами четвертого уровня и высокоглиноземистых образований юрновской и лотинской толщ Лапландского гранулитового пояса, занимающих в Легенде неопределенное место между верхним археем и нижним протерозоем. Наконец, разрезы базальных частей стратифицированных комплексов близки по составу парагнейсовым частям кольско-беломорского комплекса, поэтому в разных зонах отнесение конкретной толщи к тому или иному комплексу становится неопределенным, а принимаемое решение является условным, как, например, в случае с кислугубской свитой.

Из рис.1 и описания разрезов видно, что они изменяются и по латерали. Мы связываем это с зональностью условий осадконакопления и вулканизма и существованием нескольких типов разрезов этих комплексов [13, 31]. Рассмотренные комплексы имеют явно выраженный вулканогенный характер с гомодромной направленностью

вулканизма. Фрагментарно развитые терригенные породы нижней части разрезов этих комплексов означают начало заложения прогибов, быстро эволюционировавших в вулканогенные. Эти комплексы сопоставимы с зеленокаменными поясами как Балтийского, так и всех остальных раннедокембрийских штов, максимум вулканической активности при формировании которых отвечает интервалу 2.8-2.7 млрд.лет назад. Самая верхняя часть разрезов, несогласно перекрывающая вулканогенную, вероятно, отражает самостоятельный этап развития, сопоставимый с протоплатформенным. Геохронологические исследования, по-видимому, внесут коррективы в изложенную выше схему строения и корреляции стратифицированных супракrustальных толщ верхнего архея, но мы надеемся, что они не изменят ее коренным образом.

Нижнепротерозойская группа

Разрез нижнепротерозойской группы наиболее полно представлен в Печенгско-Варзугской зоне, и с ним коррелируются разрезы всех остальных структур (рис.2).

Кольский стратотип сумня расположен в восточной части Имандра-Варзугской зоны и представлен пурначской, кукушинской и сейдореченской свитами, в составе которых выделен последовательный ряд геологических тел с установленными стратиграфическими взаимоотношениями [33, 34]. Исключением является базальный горизонт терригенных пород пурначской серии. В Легенде и на Карте отражена авторская интерпретация его положения в основании серии. Фактический материал не позволяет установить положение этого горизонта однозначно, так как он расположен севернее Пурначского краевого разлома, отделяющего разрез сумня от разреза малоейвского района, в котором нет надежных маркирующих горизонтов для прямой корреляции с разрезом сумня. В связи с тем, что положение горизонта конгломератов района Малых Кейв является ключевым для корреляции разрезов Печенгско-Варзугской и Кейвской зон, т.е. соотношения архейских и протерозойских разрезов, то фактические данные и их интерпретацию следует рассмотреть несколько подробнее.

На южной окраине Пурначского блока в 15 км к востоку от оз.Романовского (руч. Амбарный) на коре выветривания гнейсов основания с падением к югу нормально залегает песчовотундровская свита кварцевых метапесчаников, на которой с разрывом залегает пачка конгломератов с регрессивным строением разреза. Она перекрывается андезит-базальтовыми метавулканидами, петрохимически едиными с вулканидами пурначской свиты. Обе толщи (песчовотундровская и конгломератовая с регрессивным разрезом) прослеживаются непрерывно к западу в район гряды Малые Кейвы, где приобретают опрокинутое залегание с падением на север. Опрокинутое залегание устанавливается не только по общей последовательности напластования свит, которая имеет обратный характер по сравнению со стратотипом в районе Кейв и вышеупомянутой части Пурначского блока, но и непосредственно в разрезе конгломератов по градационной слоистости. Кроме того, залегание песчовотундровской свиты на основных вулканидах вообще неизвестно. Предположение о нормальном залегании

Пона-Куоляярвинский синклиналий // Pona-Kuolajarvi synclinalium

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	1	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

Район оз.Кукас // Kukas Lake area
Западная часть / Western part

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	2	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

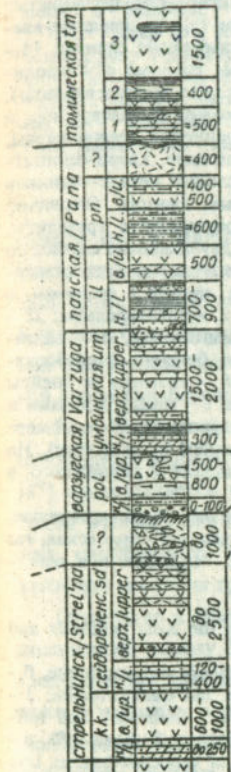
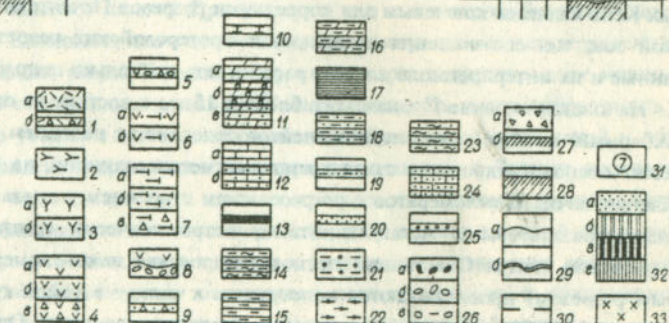
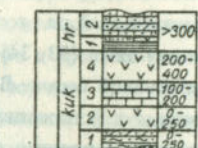
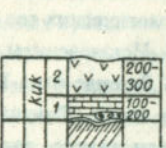
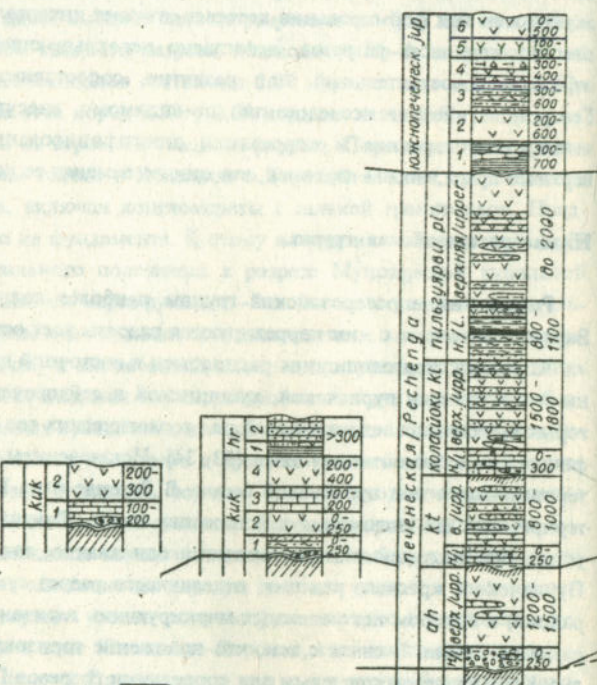
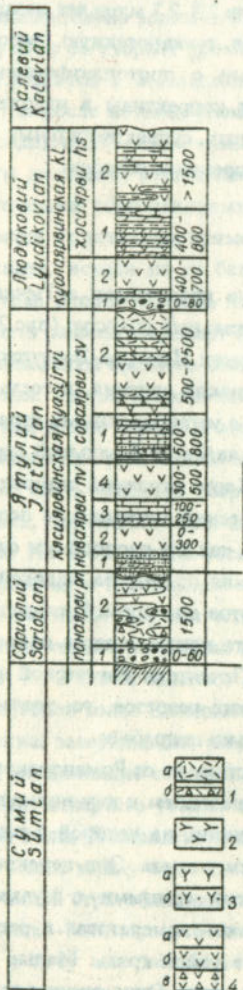
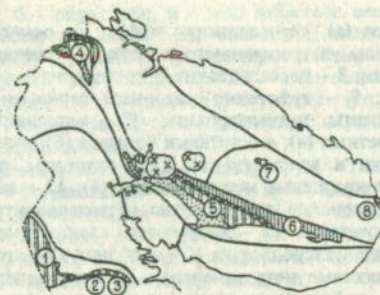
Печенский синклиналий // Pechengda synclinalium

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	3	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

Имандра-Варзугский синклиналий
Imandra-Varzuga synclinalium
Западная часть / Western

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	5	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	6	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			



Район хребта Серповидный // Serpovidnyi Ridge area

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	7	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

Район устья реки Поной // Ponoj River Mouth area

сер./Gr	ca./Fm	мл./Mb	8	млц./th	(M/m)
ca./Fm	ml./Mb	млц./th			

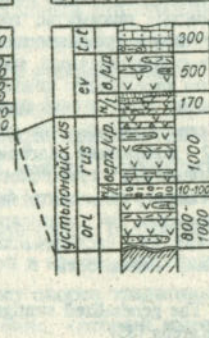
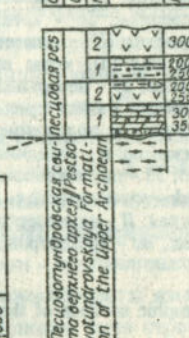


Рис.2. Сводные стратиграфические колонки карельского комплекса Кольского полуострова и северной Карелии [33].

1 - метаэффузивы кисло-среднего состава: а - риолиты, дацитовые, андезиты-дацитовые

порфиры и порфириты, б - их туфы и туфобрекчии; 2 - субщелочные и щелочные метавулканисты: андезиты и трахандезиты; 3 - метаэффузивы среднего состава: а - андезитовые и андезит-базальтовые порфириты, б - их туфы и туфобрекчии; 4 - метаэффузивы основного состава: а - диабазовые и базальтовые метапорфириты, метадиабазы, б - их туфы, в - вулканокластические породы - лавобрекчии, кластолавы, туфобрекчии; 5 - горизонт ксенокластолава и ксенотуфов; 6 - туфы основного и пикритового состава с прослоями туфосланцев и

эффузивов (а), переслаивание эффузивов основного и ультраосновного состава (б); 7 - метаэффузивы ультраосновного состава: а - пикритовые метаспириты, б - их туфы, в - туфобрекчии; 8 - переслаивание и постепенный переход между осадочными и вулканогенными толщами; 9 - туфогенно-осадочный горизонт: вулканические бомбы, туфоконгломераты, метасаммиты, метаалеуролиты; 10 - метасилициты; 11 - известняки и доломиты, частью красноцветные (а), с остатками биогерма (б), высококарбонатные метасаммиты, песчаные известняки и доломиты (в); 12 - кварциты, серицитовые кварциты (а), полевошпат-кварцевые и кварцевые метаспесчаники (б); 13 - высокоуглеродистые сульфидные сланцы; 14 - ритмичнослоистые граувакковые метаалеуролиты (серицит-хлоритовые сланцы) с углеродистым веществом; 15 - хлоритовые сланцы (метапелиты и граувакковые метаалеуролиты), иногда слабоуглеродистые; 16 - карбонат-хлоритовые сланцы (граувакковые метаалеуролиты и субграувакковые метасаммиты); 17 - алевропелитовые сланцы, песчаные алевропелиты, филлиты, туфосланцы, иногда углеродсодержащие; 18 - кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (метаалевропелиты), иногда с маломощными прослоями метаспесчаников и карбонатных пород; 19 - серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы (первично гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые метапелиты); 20 - субграувакковые гравелиты, субграувакковые, граувакковые метасаммиты и метаалеуролиты; 21 - двуслоянные сланцы со ставролитом и гранатом; 22 - мусковит-кварцевые, двуслоянные сланцы, иногда ставролитсодержащие; 23 - биотит-амфиболовые сланцы, параамфиболиты, иногда с гранатом, с маломощными прослоями доломитов; 24 - аркозовые метасаммиты и метаалеуролиты; 25 - грубозернистые псаммиты, гравелиты; 26 - конгломераты: а - полимиктовые, б - олигомиктовые, в - с туфовым цементом; 27 - элювиально-делювиальные брекчии и слабоокатанный валунно-галечный материал (а), коры выветривания (б); 28 - граниты и гнейсы фундамента карельского комплекса; 29 - перерывы: а - внутри отделов, б - между отделами и комплексами; 30 - корреляционные линии хроностратиграфических уровней; 31 - номера сводных стратиграфических колонок и положение их на схеме (в верхнем правом углу). На схеме: 32 - положение надгоризонтов: а - калевийского, б - лудиковийского и ятулийского, в - сариолийского, г - сумийского; 33 - палеозойские щелочные массивы.

Сер. - серия; св. - свита: *kuk* - кукаозерская, *ah* - ахмалхтинская, *kt* - куэтъярвинская, *kk* - кушинская, *pol* - полисарская, *il* - ильмозерская, *pn* - панареченская, *orl* - орловская, *rus* - русинская, *ev* - евстифеевская, *trt* - трехостровская; *th* - толщина: *n* - нижняя, *v* и *verp* - верхняя; *msc* - мощность.

Fig.2. The generalized stratigraphic sections of the Karelian complex in the Kola peninsula and northern Karelia [33].

1 - felsic-intermediate metaeffusive: а - rhyolite, dacite, andesitic-dacitic porphyry and porphyrite, б - their tuffs and tuff-breccia; 2 - subalkali and alkali metavolcanics; andesite and trachyandesite; 3 - intermediate metaeffusive: а - andesitic and andesitic-basaltic porphyrite, б - their tuffs and tuff-breccia; 4 - basic metaeffusive: а - diabase and basalt metaporphyrite, metadiabase, б - their tuffs, в - pyroclastic rock - lava-breccia, clast-bearing lava, tuff-breccia; 5 - horizon of xenoclast-bearing lava and tuff; 6 - basic and picritic tuff with layers of tuff-shale and effusive (а), interbedded basic and ultrabasic effusives (б); 7 - ultrabasic effusive: а - picritic metaporphyrite, б - their tuffs, в - tuff-breccia; 8 - zone of interbedded volcanic and sedimentary rocks and their gradual change to each other; 9 - tuffaceous-sedimentary horizon: volcanic bombs, tuff-conglomerate, metapsammite, metaaleurolite; 10 - metasilicilith; 11 - limestone and dolomite, partly red-coloured (а) and bearing relics of bioherms (б), dolomite, sandy limestone, and metapsammite with high carbonate content (в); 12 - quartzite, sericitic quartzite (а), feldspar-quartzose and quartzose metasandstone (б); 13 - high-carbonaceous sulphide schist; 14 - graded-bedded graywacke metaaleurolite; 15 - chlorite schist (metapelite and graywacke metaaleurolite), sometimes slight-carbonaceous; 16 - carbonate-chlorite schist (graywacke metaaleurolite and subgraywacke metapsammite); 17 - aleuropelitic schist, sandy aleuropelitic, phyllite, tuff-shale sometimes carbonaceous; 18 - quartz-sericite, quartz-sericite-chlorite schist (metaaleuropelitic), sometimes with thin layers of metasandstone and carbonate rock; 19 - sericite and chlorite-sericite schist (originally hydromica and chlorite-hydromica metapelite); 20 - subgraywacke gravelstone, subgraywacke and graywacke metapsammite and metaaleurolite; 21 - two-micaceous schist with staurolite and garnet; 22 - muscovite-quartz, two-micaceous schist, sometimes staurolite-bearing; 23 - biotite-amphibole schist, paraamphibolite, sometimes garnet-bearing, with thin layers of dolomite; 24 - arkosic metapsammite and metaaleurolite; 25 - coarse-grained psammite,

gravelstone; 26 - conglomerate: а - polymictic, б - oligomictic, в - with tuffaceous cement; 27 - eluvial-diluvial breccia and slightly rounded pebble and cobble (а), weathering crust (б); 28 - granite-gneiss basement of the Karelian Complex; 29 - unconformity (interruption of deposition): а - within subcomplexes, б - between subcomplexes and complexes; 30 - correlation line of chronostratigraphical level; 31 - number and location on the scheme (in the upper right corner) of generalized sections. On the scheme: 32 - location of superhorizons: а - Kalevian, б - Ludikovian and Jatulian, в - Sariolian, г - Sumian; 33 - Palaeozoic alkali massif.

Gr. - Group: *kl* - Kuolajarvi, *jup* - Juzhnopechenskaya (South Pechenga), *tm* - Tominga, *pr* - Purnach, *pes* - Pesisovaya, *us* - Ust'ponoy; Fm - Formation: *pn* - Panajarvi, *nv* - Nivajarvi, *sv* - Sovajarvi, *hs* - Hosjarvi, *kuk* - Kukasozero, *hr* - Khirvinavolok, *ah* - Akhmalakhti, *kt* - Kuetsjarvi, *kl* - Kolajoki, *pii* - Piigujarvi, *kk* - Kuksha, *sd* - Seidorechka, *pol* - Polisarva, *um* - Umba, *il* - Il'mozero, *pr* - Panarechka, *orl* - Orlovskaya, *rus* - Rusinga, *ev* - Evstifeevskaya, *trt* - Trekhostrovskaya (Three Islands); *mb* - member; *u.*, *up.* and *upp.* - upper; *l.* - lower; *th* - thickness.

разреза гряды Малых Кейв противоречит многим фактам. Оптимальным вариантом интерпретации этого разреза может служить версия о залегании на песчовотундровской свите пурначской с базальной терригенной толщей конгломератов в основании. В таком случае объясняется редко сохраняющийся регрессивный тип строения толщи, при прогрессирующем прогибании быстро перекрытой вулканитами андезит-базальтовой слабо дифференцированной формации в краевой части вулканогенного прогиба.

Корреляция осадочно-вулканогенного сумья Печенгско-Варзугской зоны и сланцевой части разреза Больших Кейв как синхронных разнофациальных типов разрезов [47] представляется недостаточно обоснованной. В этой модели опрокинутый разрез гряды Малых Кейв принят за нормальный и не учитывается полное отсутствие влияния синхронного вулканизма в высокодифференцированных осадочных толщах кейвской серии на границе двух палеозон - вулканогенной и протоплатформенной.

Отнесение к сумью части панаярвинской свиты имеет скорее традиционно литологическую основу без учета формационного типа строения, который имеет решающее значение для сариолийского уровня. Формирование этого надгоризонта происходило в условиях оживления блоковой тектоники, что предопределило вулканогенно-молассовый характер его разреза, который контрастно сочетает груботерригенные и туфогенно-лавовые образования кислого и основного состава, а также включает поверхности несогласия, коры выветривания и перерывы. Такие разрезы особенно характерны для структур, начавших развитие с сариолия. В унаследованных прогибах Печенгско-Варзугской зоны эти разрезы имеют более выдержанный характер.

По общему сходству строения и положению в региональном плане к уровню пурначской свиты отнесены толщи амфиболитов, включающие также и терригенные породы - кандалакшская, карека, кеулик-кишерим и корватундровская. Это решение носит предположительный характер и требует дальнейшего обоснования.

Приведенные разрезы карелид (рис.2), очевидно, требуют краткого комментария, касающегося региональных закономерностей строения разрезов, основ корреляции и проблемных вопросов расчленения верхнего отдела карелид.

Общая закономерность строения карельского комплекса заключается в наличии трех отделов, разделенных перерывами и несогласиями и отличающихся характером взаимоотношений стратиграфических элементов осадочного и вулканогенного происхождения. Нижний отдел объединяет парные свиты с осадочными и вулканогенными подсвитами, имеющими резкие границы без следов взаимного переслаивания. Верхний отдел характеризуется переслаиванием осадочных, вулканогенных и смешанных пород на уровне слоев, пачек и толщ. Границы между толщами нередко являются условными, а сами толщи выделяются по доминирующей в разрезе породной ассоциации. Средний отдел отличается промежуточным соотношением стратиграфических элементов с сохранением в крупном плане двучленности строения свит.

Строение верхнего отдела карелид в Печенгско-Варзутской зоне осложнено положением его в тектонической зональности: Это подзоны купольно-блокового строения с первично радиальным типом складчатости, осложненные последующими структурами сжатия, включая надвиги. Первичные стратиграфические взаимоотношения во многом осложнены блокировкой разрезов. В этой связи можно считать установленными первичные взаимоотношения только двух нижних толщ. Верхняя толща базальтов сохранилась в Имандра-Варзутской структуре и выполняет ядра синклинальных складок. Базальтовая толща Южнопеченгской подзоны, относимая ранее к этому уровню, коррелируется с вулканидами свиты пильгуярви по наличию маркирующего горизонта кислых туфов с характерными карбонатными конкрециями. Третья снизу толща зеленых сланцев и туфов пикритовых порфиритов не имеет пока надежных стратиграфических взаимоотношений с нижними толщами в Южно-Печенгской подзоне, а по типу строения сходна с туфогенно-терригенной частью нижнепильгуярвинской подсвиты в юго-восточной части Северной подзоны Печенги (оз.Ламмас).

Для карельского комплекса можно реконструировать климатические условия как областей питания по составу терригенных пород, так и бассейнов седиментации по составу хемогенных пород [43]. В качестве стратиграфических реперов использованы и другие признаки, которые позволяют предположить региональный характер специфических условий литогенеза. Это - наличие водорослевых горизонтов, изменение солёности палеобассейнов, площадные коры химического выветривания, тиллиты, региональные несогласия. Корреляционное значение имеют следующие рубежи. Отчетливая смена гумидных условий на аридные наблюдается на рубеже сариолийского и раннеятулийского времени. Влияние климатических факторов выражается в отчетливой красноцветности ятулийских осадочных пород, которая в большинстве разрезов проявлена на двух уровнях. Нижний отличается сочетанием сероцветных и розовых терригенных и карбонатно-терригенных образований, а верхний - отчетливо пестро-красноцветный. Уверенно определяется переход от ятулийских разрезов с признаками аридности к заонежским (людиковитским) образованиям, обладающими признаками гумидности. Это уровни углеродисто-черносланцевых комплексов [28].

Комплексы регионально проявленных корреляционных элементов позволили выстроить латеральный ряд разновозрастных карельских образований (рис.2).

Верхнепротерозойские породы обнажаются в изолированных друг от друга участках на побережье Белого и Баренцевого морей. Наиболее полные их разрезы описаны на п-овах Среднем и Рыбачьем (рис.3). Характерной чертой седиментогенеза позднего протерозоя является практически полное отсутствие влияния вулканизма, что в сочетании с развитием континентальных и прибрежно-морских фаций говорит, по-видимому, о развитии бассейнов на пассивных континентальных окраинах.

Сложность стратиграфических построений и корреляции разрозненных разрезов заключается в неопределенности радиологических датировок. В настоящее время значения K-Ar определенных по глаукониту и образцам сланцев в целом лежат в интервале от 1050 до 670 млн.лет и соответствуют, в основном, верхнему рифею [11]. При этом одни исследователи указывают на вероятность омоложения, а другие - удреждения K-Ar возраста пород. Большая определенность характерна для биостратиграфических построений. По данным изучения микрофитофоссилий [41], достаточно уверенно к среднему рифею относятся отложения *турьинской* и *терской свит*, при этом турьинская свита определяется как более древняя, сходная с юрматинской свитой Южного Урала, а терская - с нижней частью сердобской серии.

Позднерифейские образования п-ова Среднего и коррелируемые с ними осадочные комплексы о.Кильдин помимо типичного для верхнего рифея набора микрофоссилий содержат водорослевые строматолиты *Gymnosolon ramsayi Steinm.* В последнее время для верхней части разреза п-ова Среднего (*крякканская* и *пуманская свиты*), ранее сопоставлявшиеся с вендскими образованиями группы Танафиорд п-ова Варангер, также показан верхнерифейский возраст по набору микрофитофоссилий [41].

Более детальное сопоставление разрезов п-ова Среднего и о.Кильдин проводится на основе корреляции литологических последовательностей. В разрезе п-ова Среднего выявлено несколько трансгрессивно-регрессивных циклов, отделенных друг от друга размывом и, возможно, угловым несогласием [37, 46]. Наиболее отчетливо проявляются два нижних цикла, характеризующихся развитием потоковых, дельтовых и прибрежно-морских фаций до удаленно шельфовых на трансгрессивном этапе обратной последовательностью, завершающейся накоплением карбонатных отложений пересыщенными, по-видимому, являются представления о среднерифейском возрасте описанных лагун. На о.Кильдин полного соответствия нет, но можно предполагать наличие в разрезе завершающей фазы первого цикла и трансгрессивной ветви второго. Более детальные корреляции, вероятно, в настоящее время будут некорректны.

Положение комплекса турбидитовых отложений п-ова Рыбачьего вызывает непрекращающуюся до последнего времени дискуссию. Высказанные А.А.Полкановым [50] положения о более древнем возрасте этих пород по отношению к отложениям п-ова Средний и тектоническом контакте надвигового типа между ними были подвергнуты ревизии [46, 57]. Авторы этих работ, вслед за Е.М.Люткевичем и Л.Я.Харитоновым, предположили нормальные стратиграфические взаимоотношения комплексов. Более

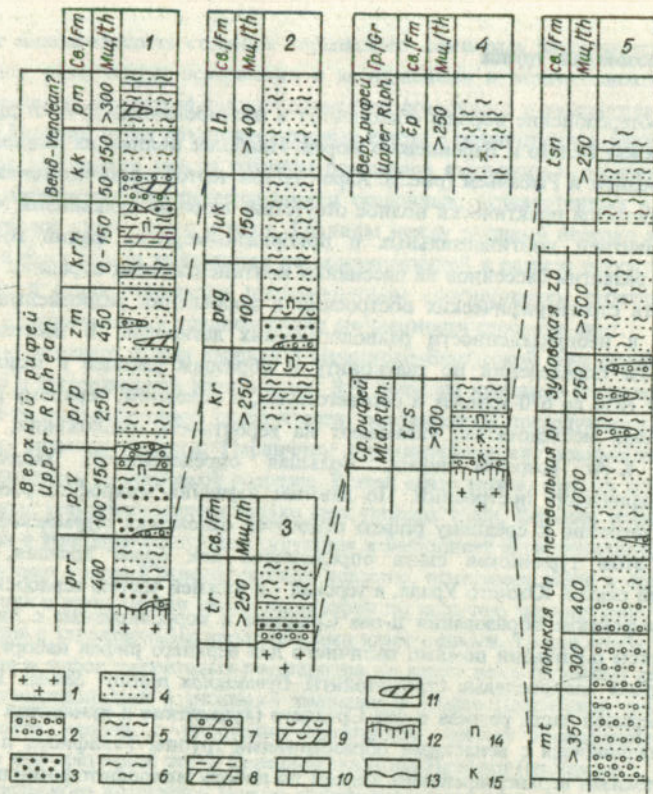


Рис.3. Сводные стратиграфические разрезы позднпротерозойских комплексов п-ова Средний (1), о.Кильдин (2), Турьего мыса (3), Терского и Мурманского побережий (4) и полуострова Рыбачий (5) по материалам [37, 41, 46, 57].

1 - раннедокембрийские гнейсы и гранитоиды; 2 - конгломераты и конгломератобрекчи; 3 - олигомиктовые кварцевые песчаники; 4 - аркозовые и полимиктовые песчаники; 5 - алевролиты и алевроглинистые сланцы; 6 - глинистые сланцы, преимущественно гидрослюдисто-хлоритового состава; 7 - оолитовые доломиты; 8 - доломиты; 9 - строматолитовые доломиты и известняки; 10 - известняки; 11 - линзы обломочных фосфоритов; 12 - предрифейская кора выветривания; 13 - уровни размыва и угловых несогласий; 14 - пестроцветные и 15 - красноцветные отложения.

Св. - свита: *pm* - пуманская, *kk* - куйканская, *krh* - кархуярвинская, *zm* - землепахтинская, *prp* - поропеллонская, *plv* - палвинская, *prr* - перьярвинская, *lh* - лихринская, *juk* - южнокильдинская, *prg* - пригонная, *kor* - коровинская, *tr* - турьинская, *cp* - чапомская, *trs* - терская, *tsn* - цыпнаволоцкая, *mt* - мотовская; *мц.* - мощность (м).

Fig.3. The generalized stratigraphic sections of the Late Proterozoic complexes of the Sredny peninsula (1), Kil'din Island (2), Tur'y Cape (3), Tersky and Murman coasts (4) and Rybachy peninsula (5) based on data in [37, 41, 46, 57].

1 - Archaean and Proterozoic gneiss, granite-gneiss, and granite; 2 - conglomerate and conglomerate-breccia; 3 - oligomictic quartzose sandstone; 4 - arkosic polymictic sandstone; 5 -

aleurolite and aleurolitic-clay shale; 6 - clay shale mainly hydromica and chlorite; 7 - oolitic dolomite; 8 - dolomite and marl; 9 - stromatolitic dolomite and limestone; 10 - limestone; 11 - lens of phosphorite fragments; 12 - pre-Riphean weathering crust; 13 - parallel and angular unconformities; 14 - motley- and 15 - red-coloured deposits.

Fm. - formation: *pm* - Pumanskaya, *kk* - Kuyakanskaya, *krh* - Karhujarvi, *zm* - Zemlepahtinskaya, *prp* - Poropellonskaya, *plv* - Palvinskaya, *prr* - Peryajarvi, *lh* - Likhinskaya, *juk* - Juzhnokildinskaya (South Kil'din), *prg* - Prigonnaya, *kor* - Korovinskaya, *tr* - Turinskaya, *cp* - Chapoma, *trs* - Terskaya, *tsn* - Tsypnavolok, *mi* - Motovskaya; *Th* - thickness (m).

турбидитов п-ова Рыбачий [37]. Они основаны на сходстве этих отложений с породами формации Конгсфиорд п-ова Варангер. Отмечается практически полное сходство отложений турбидитовых потоков *перевальной*, *зубовской* и *цыпнаволоцкой свит* и отсутствие высокоплотных потоковых отложений - аналогов пород *мотовской* и *лонской свит*. Достаточно корректно обоснованный среднерифейский возраст отложений формации Конгсфиорд, близкое расположение разрезов (не более 100 км), корреляция со среднерифейскими турбидитовыми образованиями Тимана [27], и расположение к северу от установленной зоны надвига во всех трех районах наряду с другими данными позволяет отнести толщи п-ова Рыбачьего к среднему рифею.

Корреляционная схема отложений п-ова Варангер, Кольского полуострова и Урала еще далека от своего завершения, однако на основе разработок А.А.Полканова и Н.Г.Коноплевой [37, 50] и материалов К.О.Кратца с соавторами [38], В.В.Любцова [41] и А.Сидлецкой [73] основные ее контуры можно наметить уже сейчас (таблица).

Палеозойская группа

Палеозойская группа представлена осадочно-вулканогенными породами контозерской и харловской серий в Контозерской кальдере и ловозерской - в останцах кровли Хибинского и Ловозерского массивов. Небольшие выходы этих пород выявлены в районах губ Ивановская и Дроздовка на побережье Баренцева моря [56] и верхнего течения р.Харловки.

Ловозерская серия верхнего-среднего девона сложена гравелитами, песчаниками, алевролитовыми сланцами, перемежающимися с авгитовыми и пикритовыми порфиритами, а также фонолитами [20]. *Контозерская серия* состоит из алевролитов и туфопесчаников в переслаивании с авгититами, лимбургитами и их туфами, а *харловская* - из известняков, доломитов, аргиллитов, песчаников, авгититов, нефелинитов, пикритов, меллитовых базальтов и карбонатитов, причем в обеих сериях преобладают вулканиты, к которым отнесены и контозерские карбонатиты [54]. Контозерская и харловская серии соответствуют по объему контозерской серии в понимании Л.А.Кириченко [35]. Харловская серия выделена геологами ПГО "Севзапгеология" В.Ю.Горянченко и Я.Кофманом на основании того, что ее отложения несогласно залегают на породах контозерской серии и являются более молодыми (средний карбон), определенным по остаткам флоры. Общая мощность обеих серий составляет около 1000 м.

Таблица. Корреляция верхнепротерозойских отложений Кольского полуострова и северной Норвегии.

	Система	Кольский полуостров		Норвегия, Баренцево-морский регион	
		П-ова Средний и Рыбачий	Терский берег		
Нижний палеозой	Кембрий			Локнифеллет	Скиднефджелл
					560
Венд					Скьергардн
					Сэндфиорд
	Кудаш	Волоковская	Пуманская		Батсфиорд
					650+/-25
Верхний рифей	Каратавий	Кильдинская	Кархуярвинская	Чапомская	Баренцево-морская
			Перьярвинская	Терская	
Средний рифей	Юрматний	Рыбачинская	Скорбеевская	Цыпна-волок	Консфиорд
	Бурзяний		Мотовская	Турийнская	

Примечание: возрастные границы - млнд.лет; серия и группы - жирный шрифт, свиты и формации - курсив.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

При составлении Карты и Легенды использованы разработанные на формационной основе классификация магматитов и Карта-схема докембрийских магматических формаций [42], обобщенная схема эволюции магматизма [64], а также материалы геологических съемок ПГО "Сезапагеология". Колонка интрузивных пород в целом соответствует эволюционному ряду плутологических формаций, предложенному для северо-восточной части Балтийского щита [64]. В раннем докембрии региона по мере наращивания земной коры и ее консолидации усложнялся состав магматитов, возрастало их многообразие, но объемы их сокращались. Так, лопийская эпоха ознаменована мощным проявлением гранитоидного магматизма. В раннем протерозое резко возросла роль ультрабазитов и базитов, особенно в сумии, которые сменились разнообразными по составу гранитоидами и ультрамафит-щелочными породами. Завершился докембрийский интрузивный магматизм рифейским комплексом долеритов. В девоне были сформированы Хибинский и Ловозерский массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов и ряд небольших ультраосновных-щелочных массивов с карбонатитами. Все раннедокембрийские интрузии испытали региональный метаморфизм и деформацию. Для наиболее ранних из них установлен многоэтапный характер этих процессов.

Масштаб Карты не позволил отразить вулканоплутологические ассоциации, которые, тем не менее, будут отмечаться при характеристике конкретных магматических комплексов. Сказанное относится и к дайкам, которые объединены в четыре разновозрастные регионально развитые группы. Также не рассматриваются анатектит-граниты, широко распространенные в верхнеархейских комплексах. Их формирование относится к значительному временному интервалу и связано с метаморфизмом супракристалльных пород в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Приводимая ниже характеристика докембрийских магматических комплексов базируется на материалах, приведенных в вышеупомянутых монографических сводках.

Архейская группа

Эта группа начинается с тоналитов, плагиигранитов и эндрбитов, относившихся ранее к древнейшему саамскому фундаменту. Нами эти породы вычленены из состава фундамента на основании данных об их геологическом положении и изотопном возрасте (см. раздел "Комплексы основания"). Описываемые породы принадлежат формации гранодиоритов-тоналитов-плагиигранитов [9]. Они достаточно надежно устанавливаются в тех случаях, когда имеют признаки интрузивного происхождения в отличие от сходных пород комплекса основания. Максимальное развитие этих пород отмечается в Мурманском блоке и Кольско-Норвежской зоне.

Появление самых ранних интрузий базитов и гарьбургитов мы связываем с формированием широкого спектра вулканогенных пород лопийских стратифицированных комплексов. Для более древнего преимущественно парагнейсового кольско-

беломорского комплекса не характерен инициальный ультраосновной и основной магматизм. Отнесение аннамской толщи с горизонтами основных метавулканитов к этому комплексу положения не меняет, так как пространственно связанные с аннамской толщей гарцбургиты аллареченского комплекса не имеют с ней генетической связи - в разрезе толщи отсутствуют их вулканогенные аналоги.

Центрально-Кольский и Мурманский комплексы гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов занимают обширные площади в Мурманском блоке и Кольско-Норвежской зоне. В их составе преобладают тоналиты и плагиограниты. Кроме того, в массивах Кейвской зоны и *Терском комплексе* широко развиты гранодиориты, а в *Ингозерском и Туломском комплексах* Лапландско-Колвицкой зоны - диориты. В Северо-Карельской зоне к этой группе отнесены диориты и плагиограниты района оз.Пяозера, включающие многочисленные тела габброидов. В целом наиболее распространены плагиограниты. Контакты гранитоидов с вмещающими породами отчетливые, как согласные, так и секущие, иногда с зонами брекчий и мигматитов. Наряду с самостоятельными массивами гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов образуют обширные мигматитовые поля. Последние закартированы к югу от р.Ноты, к северо-востоку от Сальных тундр, в верховьях р.Стрельны и к востоку от Куолаярвинской структуры.

Канитъяврский массив, Лумбовский и Вежетундровский комплексы эндербитов. Первые два расположены в Мурманском блоке, последний - в Кольско-Норвежской зоне, где объединяет два крупных тела и небольшой массив. Состав эндербитов варьирует от кварцевых диоритов и тоналитов до плагиогранитов. В Мурманском блоке преобладают две последние разновидности, а в Кольско-Норвежской зоне - диориты и гранодиориты. Все они относятся к низко- и нормальнощелочным породам натровой специализации. Эндербиты в Кольско-Норвежской зоне секутся гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами, а в Мурманском блоке соотношения между ними не установлены. Возраст магматических цирконов из пород Вежетундровского комплекса составляет 2830 ± 70 млн.лет [15]. Модельные Sm-Nd и Rb-Sr возраста плагиогранитов района оз.Воче-Ламбина соответствуют 2875-2910 млн.лет, а модельный Rb-Sr возраст сходных пород района рек Териберка и Воронья - 2893 млн.лет; магматические цирконы из более молодых вочеламбинских тоналитов имеют конкордантный U-Pb возраст 2807 ± 9 млн.лет при таком же значении модельного Sm-Nd возраста [65, 69]. Характерными чертами всех этих гранитоидов являются их приуроченность к ядрам куполов, однородность состава, широкое развитие мигматизации и микроклинизации, а также присутствие пироксенитовых и габброидных включений. По возрасту и составу они близки ортогнейсам кольско-беломорского комплекса, что позволяет предполагать их принадлежность к единой вулcano-плутонической ассоциации.

Аллареченский комплекс гарцбургитов и Каскамский троктолит-габбровый комплекс объединяют породы, распространенные преимущественно в Аллареченском районе. Аналогичные гипербазиты известны к востоку от Печенгской структуры. Аллареченский комплекс включает многочисленные мелкие линзовидные тела оливинитов, бронзититов и, главным образом, гарцбургитов, размещенных, как правило, на пери-

ферии куполовидных структур, сложенных породами основания и аннамской толщи. Отмечается их приуроченность к горизонтам аннамских амфиболитов. Контакты тел как согласные, так и секущие (под небольшими углами). Троктолит-габбровый комплекс представлен небольшими телами плагиовестеритов, оливиновых габбро, норитов и троктолитов, согласно залегающими в амфиболитах каскамской толщи. На Карте показаны только два самых крупных из них. Оба комплекса являются доскладчатыми. Для аллареченских гипербазитов характерна повышенная общая железистость и обогащенность хромом, а для каскамских - обогащенность глиноземом и кальцием.

Лицинский, Колмозерский и Устьинойский комплексы диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов представлены массивами в зоне контакта Мурманского блока и Кейвской зоны. Мелкие единичные тела этих пород также закартированы к северо-востоку от Сальных тундр. Преобладают плагиограниты. Все массивы однофазные, за исключением самого крупного Колмозерского, сложенного габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Все породы отвечают высоконатриевым сериям пониженной щелочности и отличаются от ранних плагиогранитоидов более основным составом, а также обогащенностью элементами группы железа. Эти интрузивы считаются позднескладчатыми. Они испытали воздействие палингенно-метасоматических гранитов и обнаруживают парагенетическую связь с вулканидами шовных структур. Возраст пород Колмозерского комплекса, определенный Pb-Pb изохронным методом по образцам пород в целом, составляет 2745 ± 35 млн.лет [53].

Комплексы эндербитов, гранодиоритов, гранитов и монцодиоритов соответствуют формации эндербит-гранитов, к которой ранее относился лишь *Териберский комплекс* Мурманского блока. Связанными с ними считаются также мелкие массивы района р.Марьёк, сложенные монцонитами, сиенитами и лейкогранитами, которые с комагматичными им вулканидами отнесены к латит-монцонитовой серии [21]. К этой же серии близки по химизму кварцевые и гиперстеносодержащие монцодиориты и гиперстеновые кварцевые диориты района оз.Пятньярв. Эти породы занимают обширную площадь в Кольско-Норвежской зоне от р.Тудомы до оз.Ефимозера и слагают крупные массивы и мелкие тела, объединенные в *Чудьяврский комплекс*. Териберский комплекс включает многофазные массивы района рек Териберка и Воронья. Ранняя фаза представлена гиперстеновыми кварцевыми диоритами, средняя - преимущественно гранодиоритами и поздняя - лейкогранитами при дискретности состава всех фаз. Все замещаются палингенно-метасоматическими гранитами и отличаются пересыщенностью Са. Становление этих пород произошло 2720-2657 млн.лет назад [65].

Вороньинский, Варзинский и Лахтинский комплексы лейкократовых гранитов и гранодиоритов соответствуют формации палингенно-метасоматических гранитов, занимают около 20% площади Мурманского блока и хорошо изучены. Аналогичные породы в меньших масштабах развиты и в других районах. Образование этих пород связывается с калий-кремниевым метасоматозом древних гранитоидов и гнейсов либо с частичным их плавлением. Они в основном принадлежат к натриевому и кальциевому

рядам и по нормативному составу отвечают преимущественно плагионоклиновым гранитам. Их формирование соответствует интервалу 2735-2610 млн.лет назад [64].

Цагинский массив и Ачинский комплекс габбро и габбро-лабрадоритов являются типowymi в Кейвской зоне. К этой породной ассоциации здесь относятся также тела *Медвежьеозерского комплекса*, пластовые и секущие тела габброидов Кейвского синклинория, единичные дайки в западной части Верхнепонойского блока и *Пачинский массив*. В Мурманском блоке эта ассоциация включает породы *Погерьяврского комплекса* и многочисленные дайки на обширной территории блока. В юго-восточной части Кольского полуострова тела габбро-лабрадоритов установлены в Стрельнинском и Березовском куполах. Дайки являются корневыми частями полого залегающих пластин габброидов и поэтому обнажены в более эродированных участках. С вмещающими породами габброиды находятся в интрузивных соотношениях. Самые молодые прорываемые ими супракрусты относятся к сланцевой части кейвской серии.

Обычно массивы дифференцированы. В Цагинском лополите и пластовых телах Ачинского комплекса преобладают лейкогаббро и габбро-лабрадориты. Типичными для них являются также перидотиты и пироксениты с окисными Fe-Ti рудами. В пластовых телах Медвежьеозерского и Погерьяврского комплексов широко развиты оливниновые габброиды. *Дайки d₁* Мурманского блока сложены габбро-лабрадоритами, лейкогаббро, габбро-диабазитами и оливниновыми габбро, габбро-норитами, для которых весьма характерно присутствие порфириовидного плагиноклаза. Спецификой химизма для большей части рассмотренных пород являются высокая железистость, повышенные щелочность при значительной роли калия и титанистость. Наименее железистыми являются габброиды Верхнепонойского и Мурманского блоков.

Породы испытали воздействие субщелочных и щелочных гранитов. Цирконы из лейкогаббро Медвежьеозерского комплекса имеют возраст 2610+/-12 млн.лет, но, возможно, они ксеногенные [45].

Тела кварцевых монцонитов, монцодиоритов и сиенитов пространственно и парагенетически связаны с габбро-лабрадоритами. Пластообразные тела перекрывают крупный габбро-лабрадоритовый массив Медвежьеозерского комплекса, а к юго-востоку в гнейсах основания они сменяются дайками. В краевой восточной части Цагинского массива эти породы распространены в виде жильных тел. Для этих пород характерны черты химизма и минерального состава ассоциирующих с ними габброидов.

Йоканьгский и Верхнепонойский комплексы субщелочных гранитов завершают позднеархейский магматизм. Пространственно они связаны с габбро-лабрадоритами. В Мурманском блоке эти граниты слагают крупным Йоканьгский интрузив и несколько небольших массивов. В Верхнепонойском блоке массивы гранитов размещаются к югу от медвежьеозерских габбро-лабрадоритов. Их контакты с вмещающими породами, включая габбро-лабрадориты, секущие. Обычно это пластинообразные тела. Наиболее распространены лепидомелан-феррогастингситовые граниты, менее развиты монцониты и гранодиориты. По химическому составу породы близки эталонным

гранитам ралакиви. Их возраст, равный 2760+/-80 млн.лет [53], требует уточнения так как он противоречит наблюдаемой последовательности магматитов верхнего архея

Комплексы неопределенного возраста

Ловноозерский комплекс норитов, габбро-норитов и себстеритов объединяет многочисленные мелкие тела в пределах Кольвицко-Лапландской зоны. Форма тел линзовидная, уплощенная, сигарообразная, ленточная. Большинство массивов ориентировано согласно с линейностью во вмещающих породах. Их размеры не превышают первых десятков метров по длинной оси. Самые крупные дифференцированные тела протяженностью до 1.5 км и мощностью до 600 м установлены в районе оз.Ловнозера и г.Лаукку. Доминируют в составе массивов нориты. Породы относятся к недосыщенным и слабо пересыщенным кремнеземом. В ультрамафитах отмечается повышенное содержание Сг и Ti, а в мафитах - Ni. Интрузивные тела смяты в складки и метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. С массивами района оз.Ловнозера связаны промышленные концентрации сульфидных Cu-Ni руд.

Возраст *габбро-амфиболитов и метаультрабазитов неясной формационной принадлежности* принят за позднеархейский-раннепротерозойский. В эту группу включены многочисленные и повсеместно развитые тела габбро-амфиболитов, а также несколько тел ультрабазитов района оз.Канозера. Наибольшее их количество выявлено в западной части региона. Самые крупные тела находятся в Терской зоне.

Протерозойская группа

Массивы *Нотоозерского и Северокарельского комплексов дунитов и гарцбургитов* распространены в западной части Кольского полуострова. Несколько массивов известно в южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны на участке Фалалей и один в районе р.Печи. Эти комплексы начинают сумийский интрузивный цикл [42], но основанием для такого заключения послужили косвенные признаки - главным образом, петрохимическое сходство с ранними дифференциатами расслоенных интрузий. Вмещающими породами для гарцбургитов обычно являются гнейсы основания и архейские плагиогранитоиды. Форма массивов пластовая, линзовидная, контакты тектонические, согласные с гнейсовидностью вмещающих пород. Строение массивов автономное, наиболее крупные из них дифференцированы и включают дуниты, оливиниты, гарцбургиты и ортопироксениты. Преобладают гарцбургиты. Породы высокомагнетальны и отличаются повышенным содержанием Ni и Сг. Они деформированы, в них широко проявлены автометаморфические и региональнометаморфические преобразования. С массивами связана антоциллит-асбестовая минерализация.

Породы *комплекса расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий и Алакуртинского комплекса дерцолитов и габбро-норитов* образуют латеральный ряд. Первые размещены преимущественно вдоль северной и южной границ соответ-

венно Печенгско-Варзутской и Северо-Карельской зон. Наиболее крупными являются *массивы Мончегорский, Панских, Федоровой Тундр*, а также *Олангского комплекса*. Их формационные аналоги установлены к югу от Печенгской структуры. В этот ряд плутонитов включены также массивы участка Карикъявр в восточном обрамлении Печенги, которые обладают набором общих черт с вышеперечисленными интрузиями: одинаковым геолого-структурным положением, сходными составами пород и минералов, рудной минерализацией и вторичными преобразованиями. Ранее массивы участка Карикъявр относились к позднеархейской габбро-гипербазитовой формации [42]. На основании петрографического и петрохимического сходства к расслоенным комплексам условно отнесены массивы базитов Терской зоны в районе верхнего течения рек Стрельна и Чапома, а также Ондомских озер (*Ондомозерский комплекс*).

Для большей части этих интрузивных тел установлена лополитообразная форма, автономная внутренняя структура, интрузивные контакты с гнейсовыми толщами и секущее положение по отношению к структуре раннепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ. Они сложены породами, состав которых варьирует от оливинитов до анортозитов. Наиболее распространены габбро-нориты. Ультрамафиты и мафиты относятся к сериям пород низкой-умеренной железистости и щелочности. Для них в целом характерна Cu-Ni и Pt рудная минерализация. Возраст массивов Луккулайсваара, Кивакка (Олангский комплекс), Мончегорского и Панско-Федоровотундровского составляет 2437+/-11, 2445+/-2, 2493+/-7 и 2470+/-9 млн.лет соответственно [8, 10].

Массивы Алакурттинского комплекса лерцолитов и габбро-норитов весьма многочисленны и характеризуются ареальным распространением в Беломорской зоне. Отдельные тела этих пород установлены к северо-востоку от Сальных и Колвицких тундр и в южном обрамлении Печенгской структуры. Эти массивы имеют линзовидную и изометричную форму, а также четкие секущие контакты с породами рамы. Их размеры варьируют от нескольких десятков метров до нескольких километров, доминируют небольшие массивы. Петрографический состав меняется от плагиолерцолита до лейкогаббро. Широко распространены оливиновые разновидности. Характерной чертой являются друзитовые каймы. Эти породы петрохимически сходны с охарактеризованными выше породами расслоенных интрузий.

Массивы габбро, габбро-анортозитов и диоритов Лапландско-Колвицкой зоны и Главного Хребта широко распространены массивы в западной части региона. Это массивы *Кандалахский, Колвицкий, Пыршин, Вулаара, Ярозерский, Вуль-Элгорас*, а также массивы *Анистундровского комплекса*. Все они до последнего времени считались позднеархейскими. В настоящее время этот ряд дополнился массивами *Жемчужный, Толстик* и *Волей* Беломорской зоны, относившимися ранее к долопийской формации лабрадоритов-габбро-норитов [64].

Массивы имеют линзовидную, пластино- и лополитообразную форму и залегают преимущественно согласно с вмещающими породами. Интрузивные контакты с архейскими гнейсами установлены только для массива Главного Хребта. Последний имеет тектонические контакты с Мончегорским расслоенным плутоном, поэтому их

положение в колонке плутонических пород определено по геохронологическим данным. Большая часть массивов дифференцирована. Наиболее полно сингенетический ряд пород представлен в самом крупном в регионе массиве Главного Хребта - от плагиоперидотита до анортозита. В большинстве массивов доминируют лейкогаббро и габбро-анортозиты, исключение составляют массивы Анистундровского комплекса, а также Жемчужный и Волей.

От позднеархейской габбро-лабрадоритовой ассоциации рассматриваемые породы отличаются повышенной основностью, пониженной щелочностью и недосыщенностью кремнеземом. С ними связано высокованадиевое титаномагнетитовое оруденение. Возраст массивов Главного Хребта, Колвицкого и Пыршин составляет 2453+/-4, 2450+/-10 и 2452+/-7 млн.лет соответственно [45], а массивов Толстик и Жемчужный лежит в интервале 2400-2500 млн.лет [39, 68].

Имандровский лополит норитов, габбро-норитов и диоритов объединяет отдельные массивы в западной части Имандра-Варзутской зоны. До сих пор они выделялись в ранге субформации перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Северная группа массивов залегает в нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных породах либо вдоль их контакта с архейскими гнейсами, южная - в архейских гнейсах и амфиболитах в зоне их тектонического контакта с породами томингской серии. Контакты массивов с вмещающими породами интрузивные. Породы по составу варьируют от плагиопироксенита до габбро-диорита и отличаются переобедненностью кремнеземом и повышенными железистостью и щелочностью. Геохимическая специализация определяется повышенным содержанием Sr в нижних частях разреза массивов и Ti, V - в верхних. Возраст цирконов из габбро-норитов - 2396+/-7 млн.лет [10].

Застейдовский комплекс габбро, лерцолитов и вебстеритов представлен небольшими массивами в северо-восточной части Лапландско-Колвицкой зоны. Массивы аналогичного состава закартированы к юго-востоку от оз.Колвицкого в пределах той же зоны. Форма тел - пластовая, линзовидная, редко близкая к изометричной, залегание согласно с простирание вмещающих пород. Контакты с последними тектонизированы, для крупных массивов отмечаются интрузивные взаимоотношения с архейскими гнейсами. Самые крупные массивы дифференцированы и сложены оливинитами, лерцолитами, вебстеритами и габбро-норитами. Наиболее распространены вебстериты. Массивы Кандалахско-Колвицкого района сложены роговообманковыми перидотитами. Для этих пород характерны недосыщенность кремнеземом, умеренные железистость и щелочность, а также повышенные содержания Sr, Ti и Ni. Для массива Суэйнлагаш построена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 1890+/-60 млн.лет, который, скорее всего, отражает возраст наложенного метаморфизма [72].

Райненчоррский и Порьегубский комплексы клинопироксенитов и верзитов включают небольшие массивы и редко дайки в южной части массива Главного Хребта и в Лапландско-Колвицкой зоне. В Сальных Тундрах массивы локализованы преимущественно в периферической части восточного замыкания лапландских гранулитов. Все массивы, за исключением Порьегубского комплекса, пространственно связаны с габ-

ро-анортозитами. Форма массивов преимущественно линзовидная. Контакты с вмещающими гнейсами и габбро-анортозитами согласные и сопровождаются зонами расщепления. На Колвицком участке отмечены эруптивные взаимоотношения этих массивов с породами рамы. Большинство интрузивов сложено оливинитами и преобладающими клинопироксенитами и верлитами, наиболее крупные из них дифференцированы от ультрамафитов до лейкогаббро (Порьегубский комплекс). Породы отличаются повышенной щелочностью, титанистостью и недосыщенностью кремнеземом. С клинопироксенитами и верлитами связаны промышленные концентрации высокованадиевых титаномагнетитовых руд. Верхняя возрастная граница интрузивов определяется прорыванием их щелочными гранитами.

Завершается сумийский интрузивный цикл комплексами *чарнокитов и гранитов* (1), *монцодиоритов и гранитов* (2) и *щелочных гранитов и сиенитов* (3). Эти три группы гранитоидов образуют эволюционный ряд с четкой тенденцией нарастания щелочности и увеличения лейкократовости. Геохронологическая информация свидетельствует о формировании гранитоидов в ограниченном временном интервале.

Умбинский комплекс чарнокитов и гранитов является типовым на Кольском полуострове. Его аналогами являются массив Ярва-варака в Мончегорском районе, а также массивы районов озер Соколозеро и Нотозеро в Северо-Карельской зоне. Форма массивов - пластино- и долопытоподобная. Контакты с архейскими образованиями как согласные, так и секущие, иногда с зонами ороговикования и брекчий. Массивы являются многофазными и дифференцированными. В эталонном Умбинском комплексе породы ранней фазы соответствуют эндербитовой серии, средней - чарнокитовой и заключительной третьей - гранитоидной. Наиболее распространены граниты. В Ярваваракском массиве преобладают гранодиориты и граниты. Северокарельская группа массивов сложена плагиомикроклиновыми и лейкократовыми гранитами. Для пород характерна пересыщенность кремнеземом и глиноземом, а также пониженная щелочность. Возраст тодозерских чарнокитов - формационных аналогов Умбинского комплекса, - составляет 2370 млн.лет [62].

Койгерский и Кухтоозерский массивы монцодиоритов и гранитов Северо-Карельской зоны относятся к трещинным многофазным образованиям. Вмещающими для них являются плагиогранитоиды Пяозерского комплекса. В Койгерском массиве ранняя фаза представлена биотит-амфибол-диопсидовыми монцодиоритами, поздняя - кварцевыми сиенитами, граносиенитами, лейкогранитами и гранит-порфирами. Кухтоозерский массив сложен биотит-амфиболовыми монцодиоритами. Породы характеризуются значительным диапазоном изменения кремнекислотности и повышенным содержанием щелочей. Надежные датировки отсутствуют.

Интрузии щелочных гранитов и сиенитов являются наиболее распространенными среди протерозойских гранитоидов, максимальное их проявление установлено в восточной части региона в Кейвской зоне и к югу от Имандра-Варзугской зоны. Западнокейвский, Понойский, Пурначский, Белых Тундр, Лаврентьевский, Канозерский, Гремяха-Вырмес и другие массивы щелочных гранитов имеют пластиноподобную

форму и интрузивные контакты. В них отчетливо проявлена линейность и плоскостная ориентировка темноцветных минералов. Установлена вертикальная зональность в строении массивов. Субщелочные разновидности обнажены в наиболее глубоко эродированных участках (Канозерский массив). Доминируют среди гранитов эпипри-арфелсонитовые разновидности. На долю граносиенитов и сиенитов приходится около 5% площади, занимаемой рассматриваемыми породами, представлены они лепидомеланферрогастингитовыми разновидностями. Для гранитоидов характерна повышенная железистость и апаитность, а также повышенное относительно кларковых содержание редких и редкоземельных элементов. Предполагается, что щелочные граниты образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию с риолит-базальтовой формацией стрельнинской серии. Изохронный Rb-Sr возраст щелочных гранитов Западных Кейв составляет 2350+/-71 млн.лет [66], а модельный Rb-Sr и изохронный Rb-Rb возраста Канозерского массива равны соответственно 2270+/-80 и 2365+/-15 млн.лет [53, 72].

Стрельнинский и Вочеламбинский комплексы перидотитов и пироксенитов объединяют маломощные массивы в западной и юго-западной частях Имандра-Варзугской структуры, в ее южной подзоне. Их аналоги установлены в Куолярвинской структуре [59]. В Имандра-Варзугской зоне эти комплексы соответствуют ятулийскому уровню, а в Куолярвинской - людииковийскому [33]. Для массивов характерна дайковая и субпластовая форма, их мощность не превышает 100 м, а протяженность - 3.5 км. Контакты с вмещающими породами как секущие, так и согласные. Массивы сложены преимущественно одной разновидностью пород, за исключением дифференцированных тел, в состав которых входят гардбургиты, лециолиты, верлиты и пироксениты, реже - габброиды. Породы были интенсивно преобразованы на автометаморфической стадии и в результате регионального метаморфизма. Особенностью химизма ультрамафитов является высокое содержание MgO, CaO, Cr и пониженное - Ni и Ti. В Куолярвинской структуре эти породы образуют с высокомагнезиальными базальтами единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Кухинский комплекс габбро-пироксенитов включает пластовые субсогласные тела в центральной и восточной частях Имандра-Варзугской зоны, размещенные в породах стрельнинской серии, а также массивы, локализованные в фундаменте южной подзоны (район ручья Фомкина и массив Подземельный). Наиболее мощные тела дифференцированы. Породы близки по составу полисарским вулканитам [59], их характеризует повышенное содержание магния и кремнезема и низкое - Ti, Cr и Ni.

Томинский комплекс габбро-диабазов объединяет сдллы и дайки в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах, в южной подзоне последней и в Мончегорском районе. Максимальная концентрация этих тел приурочена к зоне Умбареченско-Вилмуайского разлома. В западной части Имандра-Варзугской зоны габбро-диабазы пересекают породы полисарской свиты и габброиды Имандровского долопыта. В Печенгском районе эти породы широко распространены в породах третьей и четвертой толщ карельского комплекса. Отдельные массивы дифференцированы. Для пород

характерно высокое содержание Ti, Fe, V и P. Предполагается, что габбро-диабазы являются комагматами вулканитов пильгуйярвинской свиты и томингской серии.

Печенгский и Соленоозерский комплексы габбро, клинопироксенитов и верлитов распространены в Печенгско-Варзугской зоне. Первый представлен многочисленными массивами в Печенгском рудном поле, а второй - единичными телами в западной части Имандра-Варзугской структуры. Массивы этих комплексов преимущественно приурочены к туфогенно-осадочным толщам, имеют пластовую и факолитоподобную форму и дифференцированы. В Печенгском рудном поле они занимают субогласное или секущее положение и пересекают жилы томингских габбро-диабазов. Контакты осложнены зонами расщепления и брекчий. Все породы существенно переработаны, по реконструированному первичному составу они отвечают серии оливинит-верлит-клинопироксенит-габбро-субщелочное габбро. К рассматриваемой группе пород отнесены дайковые тела *Нясюкского комплекса* и условно Панареченский массив.

Данная породная ассоциация относится к высокожелезистому, высокотитанистому субщелочному типу с повышенным содержанием Ni, Cr и P. Она коррелируется с ферропикритовыми вулканитами пильгуйярвинской свиты и южнопеченгской серии. С массивами габбро-верлитов в Печенгском рудном поле связаны месторождения сульфидных Cu-Ni руд. Возраст массивов Печенгского комплекса составляет 1970 +/- 70 млн. лет [59].

Следующие комплексы диоритовых порфиритов (1), кварцевых диоритов и плагиогранитов (2), согласно предварительным геохронологическим данным [22], являются синхронными образованиями.

Порьташский комплекс диоритовых порфиритов представлен субвулканическими телами в Южно-Печенгской подзоне. Их аналогами являются единичные массивы в южной части Имандра-Варзугской структуры. Интрузии характеризуются однородным строением и образуют вулcano-плутоническую ассоциацию с туфами аналогичного состава южнопеченгской серии. Породы содержат повышенное количество Ti и K и характеризуются высокой степенью окисленности.

Массивы диоритов и плагиогранитов Каскельярского комплекса развиты в южном обрамлении Печенгской структуры. Их морфология близка к изометричной. Границы со вмещающими породами повсеместно тектонические и сопровождаются зонами мигматизации. Массивы считаются многофазными бескорневыми плутонами. Все гранитоиды отчетливо гнейсовидны, ориентировка гнейсовидности согласна ориентировке контактов массивов. Первичные текстуры и структуры редки. В самом крупном Каскельярском массиве доминируют породы ранней фазы - кварцевые диориты, а в других массивах - плагиограниты. Петрохимически эти гранитоиды близки позднеархейской формации диоритов и плагиогранитов. Они относятся к породам натриевого ряда нормальной щелочности. Их возраст оценивается в 1940 +/- 40 млн. лет [53].

Массивы, сформированные на заключительной стадии ятулийско-калевийского магматического цикла, располагаются как в Имандра-Варзугской структуре, так и за ее пределами в зонах разломов северо-западного простирания. Они сложены

разнообразными породами, которые образуют три группы: (1) *перидотитов, пироксенитов, габбро и габбро-анортозитов*, (2) *субщелочных габбро и ахеритов* и (3) *щелочных и нефеленовых сиенитов и фондолитов*. Каждая группа относится к самостоятельной интрузивной фазе.

Массивы имеют интрузивные контакты, большинство из них является полисерийными. Наиболее полно перечисленные породные ассоциации представлены в *массиве Гремяха-Вырмес*, в котором преобладают нормальные и субщелочные габбро и габбро-анортозиты. В Печеноозерском массиве доминируют ультрамафиты, на долю фондолитов приходится около 10% площади массива. *Сахарьокский, Кульокский и Соустовский интрузивы* сложены преимущественно щелочными и нефелиновыми сиенитами, в первом из них также установлены щелочные габбро.

Ультрамафиты по химизму наиболее близки породам клинопироксенит-верлитовой ассоциации. С ними в массиве Гремяха-Вырмес связаны месторождения комплексных P-Fe-Ti руд. Для щелочных пород характерны повышенная глиноземистость, невысокие значения коэффициента апатитности и геохимическая специализация на Zr, Nb, REE, Li и P. Они образуют с щелочными вулканитами томингской серии единый вулcano-плутонический ряд. Возраст двух наиболее ранних групп пород массива Гремяха-Вырмес оценивается в 1865 +/- 100 млн. лет [53].

Более поздними являются массивы гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов, которые сформированы на завершающей стадии карельского тектогенеза и локализованы в поперечных зонах растяжения [33].

Лицко-Арагубский и Юовоайский комплексы гранодиоритов и гранитов распространены в западной части Кольского региона. Массивы многофазные и имеют интрузивные контакты. Для северо-восточной группы массивов установлена дайковая и плитчатая форма, для остальных - лакколито-, гарполито- и штокообразная. Массивы Лицко-Арагубского комплекса сложены породами монодиоритовой, гранодиорит-гранитной и граносиенитовой серий. Наиболее распространены порфириовидные граниты и гранодиориты. В Юовоайском комплексе установлены граниты и гранит-порфиры. Выявлено уменьшение глубины формирования массивов с северо-востока на юго-запад. В этом же направлении возрастает лейкократовость пород и кремнекислотность конечных дифференциатов. Петрохимически они отвечают породам нормальной и низкой щелочности и характеризуются геохимической специализацией на редкие элементы. С ними связана Mo минерализация. Возраст Лицко-Арагубских гранитов, определенный Rb-Sr и U-Pb методами, равен 1720 +/- 85 и 1850 +/- 130 млн. лет [53].

Массивы лейкогранитов распространены, главным образом, в Терской зоне, кроме того, известны два небольших тела в районе озер Контозеро и Лявозеро. Все они приурочены к зонам глубинных районов северо-восточного и меридионального простирания и имеют интрузивные контакты. Наиболее крупный, *Стрельнинский массив* характеризуется пластиноподобной формой и автономной внутренней структурой, которая конформна контурам массива. Массивы сложены преимущественно плагиомикроклиновыми гранитами, среди которых различаются лейкограниты и гранит-пегмати-

ты. С пегматитами, сингенетическими гранитами, связаны месторождения мусковита. Эти граниты отличаются высоким содержанием кремнезема и щелочей, а также повышенной железистостью. Их возраст составляет 1780-1830 млн. лет [53].

Мафитовые дайки d₂. В эту группу объединены раннепротерозойские дайковые комплексы (сумийско-вепсийского этапа), широко развитые в регионе и имеющие в основном северо-восточное и субмеридиональное простирание. За исключением даек Кейвской зоны, их длина редко превышает первые километры. Формирование этих комплексов связывается с развитием Печенгско-Варзутской зоны карелид [40, 55]. Выделяются следующие комплексы (от древних к молодым): (1) габбро-норитов и габбро, (2) кварцевых метадолеритов, (3) оливковых габбро, железистых метадолеритов и керсутитовых габбро и (4) пикритовых долеритов. Широко развиты дайки первого и третьего комплексов, а второго и четвертого распространены, главным образом, в северо-западной части региона. Первый комплекс коррелируется с основными расслоенными интрузиями, породы второго комплекса сходны с андезито-базальтами ахматахтинской свиты, третий дайковый комплекс коррелируется с Печенгским комплексом габбро-верлитовых интрузий и включает няслюкские дайки. Породы многих даек, особенно в Кейвской структуре, преобразованы в габбро-амфиболиты.

Позднепротерозойские *силлы* и *дайки долеритов d₃* завершают докембрийский магматизм региона и являются типичными платформенными образованиями. Наиболее широко они развиты вдоль побережья Баренцева моря от Кольского фьорда до мыса Святой Нос и объединяются в *Баренцевоморский комплекс*. Размещение этих тел контролируется кулисообразными разрывами, опережающими зону глубинного разлома Карпинского. Вмещающими для них являются как архейские гнейсы и граниты, так и рифейские осадочные породы [58]. Северо-восточные и меридиональные дайки долеритов известны в Кейвской зоне [55]. Крупные пологозалегающие интрузии и дайки дифференцированы. В Баренцевоморском комплексе преобладают долериты и кварцевые долериты. Петрохимически эти породы однородны и принадлежат к нормальному толеит-базальтовому ряду. Все их преобразования являются автометаморфическими.

Палеозойская группа

Важнейшие в промышленном отношении породы этого возраста слагают массивы двух формаций: (1) щелочно-ультраосновной с карбонатитами и (2) агпаитовых нефелиновых сиенитов. По ним в настоящее время накоплен большой фактический материал благодаря исследованиям А.Е.Ферсмана, А.А.Кухаренко, И.В.Буссен, А.С.Сахарова, А.В.Галахова, С.И.Зака, Т.И.Ивановой и многих других геологов. Эти массивы широко развиты на Кольском полуострове и пространственно связаны с северо-восточной зоной Осло-Хибинь.

К первой формации принадлежат массивы *Ковдор, Себьявр, Африканда, Турьего мыса, Вуориярви, Салланлатва* и другие, ко второй - гигантские расслоенные массивы *Хибинских* и *Ловозерских Тундр*. Все эти массивы обычно многофазные и относятся к

интрузиям центрального типа, причем для массивов первой формации характерна штокообразная форма, а второй - воронко-, долопито- и лакколитовая.

Массивы обеих формаций сложены породами трех комплексов: (1) щелочных ультрамафитов, (2) нефелиновых сиенитов и (3) карбонатитов.

Породы щелочно-ультраосновных массивов образуют ряд оливинит-пироксенит-меллитовая порода-мельтейгит-ийолит-нефелиновый сиенит. Конкретные массивы обычно сложены одной или несколькими разновидностями этих пород. Так, массивы Лесная Варакка и Африканда состоят, главным образом, из оливинитов и пироксенитов, а Салланлатва и Озерная Варакка - из нефелиновых пироксенитов, мельтейгитов, ийолитов и карбонатитов. Для этой группы массивов очень характерны карбонатиты.

Нефелиновые сиениты в Хибинском массиве представлены разновозрастными комплексами хибинитов, фойялитов, лавочорритов и рисчорритов-ювитов. В этом массиве выявлено достаточно широкое развитие щелочных ультрамафитов [2, 25]. В Ловозерском плутоне самыми распространенными породами являются фойялиты и лавириты. Карбонатиты обнаружены только в Хибинском массиве. Все эти щелочные породы и пространственно связанные с ними вулканиты ловозерской серии рассматриваются в составе единой вулканоплутонической ассоциации.

С массивами обеих формаций связаны месторождения апатита, глинозема, Fe-Ti руд, флогопита, вермиккулита и редкометалльно-редкоземельные, причем месторождения Хибинского и Ловозерского массивов являются уникальными.

Формирование Хибинского и Ловозерского массивов, а также щелочно-ультраосновных интрузий отвечает периоду 360-380 млн. лет тому назад [71].

Дайки щелочных пород d₄, трубки взрыва кимберлитов, щелочных пикритов и мела-нефелинитов. Палеозойские щелочно-ультраосновные породы слагают на Кольском полуострове не только массивы центрального типа, но и многочисленные дайки и трубки взрыва. Дайки щелочных пород расположены как внутри щелочных массивов, так и далеко за их пределами, образуя в последнем случае скопления и рон. Для роев характерно северо-восточное простирание при протяженности даек до нескольких километров и мощности до 50 м. Самые крупные дайковые комплексы (Кандалакшский, Пролывинский, Порьегубский и Маврагубский) отражены на Карте. Они сложены щелочными пикритами, лампрофирами, меймечитами, мельтейгитами, нефелинитами, альенитами, щелочными трахитами, фонолитами, карбонатитами и другими щелочными породами.

В Хибинском массиве наряду с дайками главных интрузивных фаз широко развиты дайки заключительного этапа становления массива, среди них преобладают щелочные пикриты и оливковые меланефелиниты [3]. В Ловозерском массиве дайковая фация представлена щелочными лампрофирами, нефелиновыми базальтами и тингуитами. В обрамлении Ковдорского массива дайки сложены щелочными пикритами, альенитами, фонолитами, тингуит-порфирами и преобладающими нефелинитами.

Трубки взрыва известны в губе Ивановка [56], Хибинах, в районе р.Большой, на о-ве Еловый в Кандалакшском заливе и на Терском берегу Белого моря. Выделяется

три главные разновидности трубок взрыва - кимберлитовые (1), щелочных пикритов (2) и меланефелинитов (3). Самое большое количество трубок установлено на Терском берегу к востоку от Турьего мыса, где они сложены щелочными пикритами, оливиновыми меллилититами и ультраосновными фойдалитами и, по мнению М.М.Калинкина, контролируются Ермаковским грабеном. Две последние разновидности пород слагают алмазоносные кимберлитовые трубки. Наиболее перспективным для поисков новых алмазоносных трубок считается район горла Белого моря [52].

Контозерский массив щелочных и нефелиновых сиенитов карбонового возраста расположен в северо-западной периферической части Контозерской кальдеры. В массиве наряду с преобладающими сиенитами установлены пироксениты и мельтейгиты. В восточной половине кальдеры разрушено маломощное тело нефелиновых сиенитов. Эти породы прорывают осадочно-вулканогенные образования нижнего карбона, предполагается, что под ними залегает массив ультраосновных-щелочных пород [35].

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные проблемы региональной геологии, как следует из текста Объяснительной записки, связаны, в первую очередь, с недостатком надежных данных о взаимоотношениях конкретных геологических тел, их первичном положении в разрезах кольского докембрия и их генезисе. Это касается, прежде всего, глубоко метаморфизованных и переработанных комплексов преимущественно архейского возраста, отличающихся почти полной утратой первичных признаков и, как следствие, невозможностью их стратификации на литостратиграфической основе. В тех случаях, когда эти комплексы все же поддаются стратиграфическому расчленению, основанием для последнего выступают результаты реконструкций, выполненных на отдельных участках с реликтами первичных структур и текстур, которых не всегда достаточно для корректных построений внутри отдельного комплекса, не говоря уже о региональных построениях. Что касается более информативных протерозойских образований, то главные проблемы здесь связаны в основном с их региональной корреляцией и неравномерной изученностью отдельных структур. Суть проблемных вопросов расчленения интрузивных образований сводится к недостатку сведений о их геологическом возрасте, особенно в глубоко эродированных зонах, и малому количеству изотопных датировок. Это создает трудности и в определении латеральных рядов магматитов, которые традиционно выстраиваются на основе петрологического сходства.

Важнейшей проблемой является выделение на Кольском полуострове раннеархейских образований, следы которых до настоящего времени пока не установлены, а показанный на Карте комплекс основания представляет собой, по существу, самую нижнюю часть разреза кольско-беломорского комплекса. Суть проблемы сводится только к тому, чтобы найти эти породы, причем поиски должны проводиться путем планомерного изотопного датирования с определением модельных Rb-Sr и Sm-Nd возрастов. Очевидно, что появление в будущем участков развития раннеархейских

пород существенно не изменит контуры выделяемых сейчас на Карте геологических тел, но внесет важные коррективы в понимание истории развития региона.

Прогресс в расчленении кольско-беломорского комплекса и уточнении его объема тесно связан с проведением прецизионного изотопного датирования, учитывая короткий промежуток времени формирования комплекса в целом. Решение этой проблемы в перспективе представляется в отказе от литостратиграфического принципа и признании хроностратиграфического как единственно возможного для расчленения подобных комплексов. В этой связи отметим, что изотопное датирование выступает сейчас как единственный метод решения не только этой, но и большинства других подобных проблем при наличии подходящих для датирования пород и бесспорной геологической аргументации их положения в составе изучаемых геологических тел.

Первоочередным вопросом, касающимся кольско-беломорского комплекса, являются возрастные соотношения чудзьявской и оленегорской толщ, которые содержат железистые кварциты и характеризуются сходным барометрическим режимом метаморфизма, что и позволило включить их в состав кольско-беломорского комплекса. В то же время очевидны и различия в характере разрезов чудзьявской и оленегорской толщ, их структурном плане и степени метаморфизма, а также масштабе проявления железорудных образований. Оленегорская толща имеет существенно вулканогенный состав, ее породы выполняют узкие межблоковые структуры, образуя специфический в плане петельчатый узор, метаморфизованы в условиях только амфиболитовой фации и вмещают самые крупные железорудные месторождения. Чудзьявская толща, напротив, имеет существенно терригенный состав, метаморфизована в условиях гранулитовой фации и содержит незначительные железорудные проявления. Имеющихся сейчас изотопных данных явно недостаточно для решения соотношений между этими толщами. Необходимость датирования вулканитов оленегорской толщи обуславливается также и значительным сходством ее разреза с разрезом стратифицированных долийских образований зоны Колмозеро-Воронья, зеленокаменные породы которой выделены нами как более молодые относительно чудзьявской и волшпахкской толщ.

Среди неотложных вопросов стратифицированных комплексов долия выделяется необходимость определения точного возраста вулканитов во всех зонах по цирконам и получения, таким образом, убедительных данных в пользу их более высокого стратиграфического положения относительно пород кольско-беломорского комплекса. Дискуссионным является отнесение к рассматриваемым стратифицируемым комплексам многих кристаллических толщ к западу от оз.Ковдозера. По-видимому, значительно преувеличены объем и площадь распространения пород песчаноозерской свиты в Терской зоне. При составлении карты принят вариант, основанный на результатах крупномасштабных геолого-съемочных работ, но он не является единственным, так как нельзя исключить возможность изъятия из данной свиты толщи ритмично-слоистых слюдяных и гранат-слюдяных сланцев и отнесения их к аналогичным породам высокоземельской свиты, завершающей стратифицированный разрез долия Терской зоны.

Многие нерешенные проблемы геологии архейских супракрустальных образований связаны с многолетней тенденцией их картирования на основе безусловного придания стратиграфического смысла наблюдаемым сейчас и далеко неоднозначным взаимоотношениям между отдельными геологическими телами, а также с картированием на основе маршрутов только вкостр простирания пород. Мы полагаем, что большая часть архейских толщ нуждается в повторном картировании с выделением реальных геологических тел и прослеживанием их по простиранию. Естественно, что стратификация этих тел возможна лишь при уверенном определении их кровли и подошвы.

Дискуссионный вопрос о стратиграфической границе архейских и протерозойских образований может быть решен датированием пород, относимых к доию и сумию. Но для датирования необходим единый разрез пород, интерпретация которых как лодийских и сумийских образований является очевидной. Наиболее подходящий разрез находится в восточной части Имандра-Варзугской структуры, в районе гряды Малые Кейвы. Строго говоря, песчовотундровская свита в этом районе (снежноборская) не является таковой, так как не связана физической непрерывностью со стратотипом в Больших Кейвах. Только ее положение в разрезе, состав и строение дают основание для такой корреляции. Но имеются основания и для сомнений, и потому необходимы дополнительные исследования. Тем не менее, надо обратить внимание на положение песчовотундровской свиты в восточной части зоны. Толща кварцевых метапесчаников и гравелистов отделяет здесь сумийский разрез от архейских гранитоидов и оконтуривает области развития сумийских разрезов. При этом не наблюдается следов влияния синхронного вулканизма или переслаивания с вулканитами в зонах контактов. Устанавливается залегание песчовотундровской свиты на древнейших гнейсах и гранитоидах, нередко с корой выветривания в основании. О более молодом, сариолийском возрасте этой свиты никаких данных нет, так как разрезы сариолия имеют другой состав, строение и положение в структуре. Имеющиеся материалы склоняют авторов к интерпретации положения песчовотундровской свиты как подстилающей сумийский разрез и завершающей разрез сланцев кейвской серии верхнего архея. Очевидно, только новые исследования и изотопные датировки могут вывести эту проблему из состояния гипотетических сопоставлений на уровень обоснованных решений.

Расчлененные массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитов являются реперными сумийскими по датировкам возраста. Считается, что продукты экзогенного разрушения этих массивов установлены в сариолийских конгломератах Печенги и Северо-Карельской зоны. Если это так, то их становление надо связывать с развитием магматизма сумийского этапа, что вступает в противоречие с данными о стадийном развитии магматизма в разных зонах, т.е. вулканогенные формации ранней стадии развития прогибов проявлены в Печенгско-Варзугской зоне в сумии, а в Северо-Карельской зоне - в ятулии [33]. В таком случае и массивы Оланга, Кивакка и Ципринга должны быть ятулийскими. Но по радиологическим данным это не так и остается считать, что становление указанных массивов связано с сариолийской магматической активизацией региона. Представляется вполне оправданным отнести конгломераты с обломками

разрушения этих массивов, к ятулийскому уровню, а не к сариолийскому, к которому традиционно они относились. В базальных конгломератах нижнепротерозойских толщ района Куусамо датированы три гальки кварцевых порфиров, которые отсутствуют в том районе, но широко развиты в зоне Пана-Куолаярви. Цирконы из всех гальек имеют возраст 2405 ± 6 млн лет, что определяет как нижнюю возрастную границу пород Куусамо, так и сариолийский возраст кварцевых порфиров Пана-Куолаярви [74].

Отнесение расчлененных интрузий Северо-Карельской зоны к сариолию приводит к необходимости более строгого рассмотрения вертикального ряда интрузивных комплексов, относимых нами к постсумийским. Такие материалы имеются, но проблема выделения сариолия в самостоятельный отдел, пересмотр его объема, особенностей строения и соотношений с сумием и ятулием находится на стадии разработки.

К слабо изученным карельским структурам надо отнести Пана-Куолаярви, которая разделена государственной границей на две части. Восточная часть, прилегающая к границе, была недоступна для изучения, тогда как западная исследована финскими геологами до самой границы. Результатом раздельного изучения этих крупных фрагментов одной структуры является разная трактовка ее строения, которая допускает противоположные варианты. Исходя из имеющихся у нас материалов, мы показываем синклинирное строение с самой молодой толщей хоньярвинских вулканитов в ядре структуры. Экскурсия в западную часть показала, что финские коллеги имеют основания считать, что эта часть структуры сложена породами наиболее раннего карельского комплекса "Салла". А это означает, что ядерная часть структуры может оказаться не синклинирной, а куполовидной, эродированной до уровня соварьвинских или инварьвинских вулканитов. Решение проблемы представляется достаточно определенным: совместное изучение всей структуры финскими и российскими геологами.

Пока слабо изучена и стратиграфия верхнего отдела карелид - томингской и южнопеченгской серий, - в связи с плохой обнаженностью и блокированной, сложной их структурой, особенно в Южнопеченгской подзоне. Тем не менее, предпринимаемые усилия по изучению этих районов приносят новые факты, которые вселяют надежду на возможность прогресса в решении этих проблемных вопросов стратиграфии.

Несмотря на достаточно хорошую изученность разрезов позднего протерозоя, их корреляция затруднена. Одной из причин является значительная фаціальная изменчивость отложений, сформированных в континентальных и прибрежно-морских условиях, что не позволяет уверенно применить литостратиграфические подходы. Геохронологических данных очень мало. В связи с этим одним из самых дискуссионных вопросов стратиграфии позднего протерозоя Кольского полуострова, по-видимому, будет оставаться вопрос о соотношении отложений п-овов Рыбачий и Средний. Решение его, вероятно, кроется в уточнении набора микрофитофоссилий в отложениях п-ова Рыбачьего, а также в изучении зоны сочленения пород этих комплексов.

Дискуссионным является и отнесение образований верхней части разреза куканской и пуманской свит к верхнему рифею или венду. По набору микрофитофоссилий

для них определен верхнерифейский возраст, но по характеру разреза и литологическим признакам они сходны с вендскими породами группы Танафорд в Норвегии.

Корреляция отложений Терского и Баренцевоморского побережий из-за их изолированности сейчас возможна только на основе микрофитологического анализа.

Проблемы геологии раннедокембрийских интрузивных пород так же, как и супракристалльных, связаны, в основном, с отсутствием во многих районах строгих данных о границах и составе конкретных массивов, а также об их изотопном возрасте. Это особенно наглядно проявляется при ознакомлении с картографическими и литературными данными по Мурманскому блоку, сложенному почти целиком только плутоническими образованиями. Именно эта территория нуждается в первоочередном перекартировании на основе указанных выше принципов и изотопного датирования.

Большие трудности связаны с расчленением архейских гранитоидов. В первую очередь, это относится к самым ранним диоритам, плагиогранитам, тоналитам и эндрбитам. Правомерность их выделения из древнейшего фундамента должна быть подтверждена дополнительными геохронологическими исследованиями. При этом может быть решен вопрос об их относительном объеме: сложности в этом плане существуют из-за большого сходства пород разновозрастных гранитоидных комплексов.

Требуется подтверждения датированием и выделение пространственно разобщенных самостоятельных габбро-анортозитовых (раннепротерозойских) и габбро-лабрадоритовых (позднесархейских) комплексов. По первым получены датировки, указывающие на то, что их становление совпадает с образованием основных расслоенных интрузий, причем массив Главного Хребта возник на 40 млн. лет позднее Мончегорского плутона. Это вместе с данными о сходстве строения и состава пород и минералов этих двух массивов позволяет думать об их генетическом родстве. Представляется необходимым датировать габбро-анортозиты верхних частей разреза массивов Панских и Федоровой Тундр. В Мончегорском плутоне этих пород на современном эрозионном срезе нет.

К сожалению, пока нет надежных геохронологических данных по щелочным породам ятулийско-калевийского магматического цикла и ассоциирующим с ними щелочным гранитам в полиформационном массиве Гремяха-Вирмес. Датирование этих гранитов решит вопрос о возможном существовании в регионе двух разновозрастных групп щелочных гранитов. Такое предположение давно высказывается геологами.

В заключение мы выражаем надежду, что обобщение геологических материалов по Кольскому региону в виде данной Карты масштаба 1:500 000 и обозначение основных проблемных вопросов открывает возможности для более тесного сотрудничества между российскими геологами и геологами североевропейских стран с целью решения общих проблем региональной геологии всего Балтийского щита.

INTRODUCTION

A long-term activity of various geological industrial enterprises and scientific institutions carried out in the north-eastern Baltic Shield has resulted in that large mapping data is available now. The systematization of geological mapping material carried out under the leadership of E.D. Chalykh made it possible to compile a geological map of the Kola peninsula of a scale of 1:200 000 comprising practically all geological mapping data from other geological maps of different scale. Based on it, in 1988 a geological map of the Kola-Karelian region of a scale 1:500 000 was compiled at the Sevzapgeologiya industrial-and-geological association. Taking into account the fact that there accumulated a lot of such materials at the Geological Institute of the Kola Science Centre, the Russian Academy of Sciences (KSC, RAS), conditions have been created to compile a new map representing both the modern level of geological knowledge about the region and a set of basic problems the solution of which could ensure a considerable progress in researches and geological surveying. The development of new legend principles was caused by the necessity to present more completely the region's structure by the simplest and most visual way. The preference was given to the presentation of large natural geological bodies distinguished by their dominant lithology and certain structure, which makes it possible to compare the Geological Map of the Kola region with those of the northern European countries.

The Kola region is mainly composed of Precambrian rocks. The only exception are Palaeozoic ring intrusions and coeval to them volcanic-sedimentary formations in the Lovozero and Kontozero Lakes areas. Early Precambrian rocks are characterized by different intensity of metamorphism. Their primary composition and origin have been reconstructed with a different degree of reliability, which is to a certain extent presented in the Legend.

The structure of the north-eastern Baltic Shield is heterogeneous. Distinguished is a set of large blocks having different stratigraphic sequences and specific structural features, which is the basis for the tectonic subdivision to be made. The subdivision scheme is given in an inset map to which the reader should refer to while reading the Note. Within the Belomorian Folding System it is expedient to distinguish such domains as the Terskaya, Belomorian and Kolvitsa-Laplandian* ones which are considered to be independent zones. In each zone, there is a stratigraphic sequence, peculiar to it, and for the zones are separated by faults, it is necessary to correlate these peculiar sequences and to distinguish regionally spread units.

Because of the limited volume of the Note, references are mainly given only to new and generalizing works, in the latter the reader can find all references to original papers.

The authors are grateful to their colleagues A.A. Arzamastsev, V.V. Borisova, A.N. Vinogradov, A.N. Korobeynikov, V.V. Lyubtsov, V.Z. Negrutsa, and I.V. Chikiryov for fruitful discussion of a number of main problems about the structure of certain geological objects. Most appreciation is given to V.R. Vetrin, V.F. Smol'kin, and Yu.A. Balashov for permission to use primary material and for helpful consultation. We appreciate Mrs. S.I. So-

* - the Lapland Granulite Belt and its south-east branch in the Kolvitsa Tundra Mountains (V.V.B.).

kolova for translation and preparation of the Note for publishing in English. All responsibility for the faithful translation of geological terms and ideas lies with V.V. Balagansky.

BASIC THESES OF THE LEGEND

Traditionally, all the large geological bodies in the Kola peninsula were distinguished as groups and formations for volcanic and sedimentary strata and as complexes and massifs for plutonic rocks. In this case it is necessary to know their whole volume and lithology. On the Map presented are the geological bodies of certain lithology which do exist and differ from adjacent bodies in lithology and structure, their boundaries being well defined.

The Legend comprises columns of volcanic-sedimentary and intrusive rocks that are situated in them according to their stratigraphic position and isotopic dates. The lithological complexes correspond to groups and formations which are usually subdivided into smaller bodies depicted in the columns by the colour corresponding to their predominant lithology. The geological bodies of uncertain origin are shown in an intermediate position between two main columns - supracrustal and intrusive. As to the sequences that consist of high grade metamorphic supracrustal rocks, in which it is impossible to determine the top and bottom of the layers, their present setting is shown in the Map, and their position in the column does not mean their stratigraphic interrelations. They are non-stratified and their primary position in the section is obscure, though many of them are supracrustal. The colours of the geological bodies of uncertain origin are indicative only of their predominant lithology*.

Non-stratified high-grade metamorphosed complexes are established at two levels. We believe that the lower non-stratified complex rocks overlay only the basement rocks as suggested by their general geological position in the Belomorian Zone. The upper level is related to the Archaean-Proterozoic boundary.

Rectangles with rock symbols are arranged in the column sections by three ways. The rectangles are contiguous to each other forming a united set in case the stratigraphic interrelations are determined between the geological bodies represented by these rectangles; narrow clear spaces between them mean that the stratigraphic interrelations are not determined and their position reflects the authors' interpretation as to the stratified complexes. Broad clear spaces indicate regional unconformity or uncertain position of geological bodies within the non-stratified complexes. This common rule is also applied to the mutual position of the intrusive and volcanic-sedimentary rock columns. Additional symbols are used to show geological objects of great importance and they are designated as out-of-scale bodies.

The vertical sets representing lithostratigraphic and intrusive complexes are built taking into account their regional subdivisions and isotopic data on representative geological objects. On a chronostratigraphic level, known are objects of the Archaean, Proterozoic and

* - I believe that felsic granulites (Legend, No 82) should be also related to bodies of non-determined origin as they are lower crust rocks repeatedly metamorphosed. Their supracrustal nature has not been proved, and the latest geological map compiled in Norway in 1992 relates them even to plutonic rocks (editor).

Palaeozoic age excluding the Quaternary formations which have not been shown in the Map. The Archaean con is represented by the Lopian Complex supracrustals. The Proterozoic con is widely represented by the Lower Proterozoic (Karelian) supracrustals. The Sumian and Sariolian formations are distinguished at the bottom of the Lower Proterozoic sequence, and they are overlain by the Jatulian and Ludikovian formations. In Finland, the former correspond to the Lower and Upper Lapponian rocks and the latter - to the Jatulian rocks, which are subdivided into three members. Recently, Finnish geologists have suggested a three-member subdivision of the Lapponian formations and consider all the Jatulian deposits in northern Finland as the Upper Lapponian formations. In this scheme, the Kola Sariolian should correspond to the Middle Lapponian in Finland. The section of the Karelian Complex is completed by the Kalevian rocks compared with the strata of the Svecofennian Supergroup in Finland. The Upper Proterozoic formations are represented by the Riphean and Vendean rocks, and the Palaeozoic formations - by the Devonian and Carboniferous rocks.

Archaean rock isotopic dates are within the age interval of 2930-2556 Ma [1, 15, 17, 65, 67]. Dating was carried out of the representative geological formations, i.e. of the Kola-Belomorian complex paragneisses in both Kola-Norwegian and Belomorian zones, of metavolcanites of the Archaean greenstone belts overlying them, of tonalitic, trondhjemitic, and granodioritic (TTG) gneisses whose basement was supposed to be of Early Archaean age, i.e. of all those formations which occupy practically the whole volume of the Kola Archaean. Besides, even model Rb-Sr and Sm-Nd ages of different granitoids from all the main structural zones of the Kola Precambrian do not exceed 2.95 Ga [65, 69, 70]. Model Sm-Nd ages of the paragneisses are the same, which shows the absence of Early Archaean components in the sedimentary rocks primary for gneisses [75]. According to these data, all the Archaean rocks of the Kola region are related to the Upper Archaean formations*.

Geochronological and biostratigraphic data confirm the rightfulness of distinguishing the Lower and Upper Proterozoic rocks in the Kola peninsula. These data are published in a number of generalizing works, and the principal ones are presented in the Legend.

It should be noted that the age of the basic layered intrusion in the General'skaya Mountain (2453+/-42 Ma [10]), on the eroded surface of which bedded are the Akhmalakhti Formation conglomerates as well as the age of the first volcanic unit of Pechenga (2330+/-38 Ma [7]) are indicative of the post-Sumian age of the Pechenga sequence.

The Palaeozoic age of alkali and alkali-and-ultrabasic massifs as well as of non-metamorphosed volcanic-and-sedimentary rocks, whose outcrops are spatially connected with the Lovozero and Kontozero massifs, is determined both by isotopic and floristic data.

* - according to formal geochronological points of view such a conclusion is, perhaps, competent, but taking into account the fact that the basement complex was related earlier even to the Lower Archaean and only the Lopian was related to the Upper Archaean, then it should be necessary to call the rocks of the basement complex as the "Prelopiian" or even as the Middle Archaean ones (editor).

LITHOSTRATIGRAPHIC TERRANES

Archaean Eranthen

Basement Complex

According to the first report on the geology of the Kola peninsula, related to the oldest formations were the supracrustal rocks of the Kola Group, i.e. garnet and micaceous gneisses, which were intruded by Archaean pyroxene diorites and oligoclase granites [51]. At the same time to the oldest formations of the Belomorian Zone related were the supracrustal formations of the Belomorian Group among which the predominant role was attributed to garnet and biotite gneisses [61]. Data on the diorites and granites collected during the after war period confirmed the conclusion that these rocks, united into a single tonalite-trondhjemite-granodiorite association, are intrusive into the Kola Group supracrustals [9]. Nevertheless, later an idea was conceived and widely spread that the rocks of this association including effusive formations compose the basement of the Early Precambrian rocks of the Kola peninsula and are identical to the TTG rocks whose age is more than 3.5 Ga [13]. A further development of this idea resulted in distinguishing huge masses of the rocks of the given association, which became known as the Early Archaean association of the primordial granitoids [42], in each zone of the Peninsula.

In the 1950s-1960s the research works and geological surveying resulted in a subdivision of the Kola Group into two units. The lower one includes biotite gneisses (hornblende-bearing ones as a rule), with amphibolites being sharply subordinated to them. The upper one includes various gneisses, amphibolites and banded iron formations, with garnet and sillimanite gneisses being predominant. An idea was also stated that the lower formations lie on an ultrametamorphic basement which is composed of different felsic gneisses (sometimes with relics of supracrustal rocks) and pyroxene diorites [18]. The analogous works carried out in the Belomorian Zone confirmed the lowest position of the Belomorian Group rocks. It is correlated well with our geological observations and geochronological data on the lowest position of the Kola and Belomorian groups supracrustals [1, 17, 32, 65, 67]. Of most probability is the same situation in the Keivy and Terskaya zones where the rocks of the lowest levels of the Belomorian Group are related to the lowest Archaean formations, as well. At the same time, the status of the oldest rocks should be preserved for some rocks which were distinguished earlier in the Early Archaean association of the primordial TTG rocks.

Model Rb-Sr and Sm-Nd ages of garnet and biotite gneisses of the Kola and Belomorian Groups including orthogneisses are within a rather short age interval and do not exceed 2.95 Ga when zircon ages are about 2.85-2.93 Ga [1, 17, 32, 65, 67, 70, 75]. Hence, the deposition of thick sedimentary strata that were transformed into the garnet gneisses, and the magmatic activity having resulted in the emplacement of huge masses of rocks that were original for the biotite and hornblende-biotite gneisses, took place practically, simultaneously. At the same time, it is obvious that a basement complex exposed on the surface is necessary for ac-

cumulating the thick garnet gneiss units extended in different zones up to 100 km. Judging from a sedimentary protolith of some garnet gneisses, and by their model Rb-Sr and Sm-Nd ages (not more than 2.94 Ga [1, 75]), as well as by absolute predominance of tonalites, trondhjemites, granodiorites, and/or their effusive analogues in the oldest conglomerate pebble, this basement is close in composition both to the primordial granitoid association and to the units of biotite and biotite-hornblende gneisses. So, it is logically to put these TTG units in the lowermost part of the Early Precambrian column section of the Kola peninsula, though at present we have no direct observations and isotopic data whether they are older than the garnet gneisses.

To summarize, the presumed basement in the Kola-Norwegian Zone is composed of the formations of the lower unit of the Kola Group, i.e. the biotite and more rare hornblende-bearing gneisses with sharply subordinated amphibolites. In the Belomorian Zone, it is composed of various felsic gneisses of the Belomorian Group with the exception of the Chupa Formation gneisses as well as of amphibolite units distinguished from the Belomorian Group as younger formations [6]. In the Terskaya and Keivy zones as well as the Murmanskii massif, the basement consists of a part of orthogneisses related earlier to the TTG association of the Saamian basement.

Thus, like in other Precambrian shields, the predominant part of the Kola Precambrian basement is composed of the so called grey gneisses of tonalite-trondhjemite-granodiorite composition. They contain a very small admixture of hornblende gneisses, thin layers of garnet-biotite gneisses, sometimes with kyanite or sillimanite, very rare observed were meta-gravelstones or other metasedimentary rocks. Thin amphibolite bodies are more often met, but their volume is also insignificant. In the Kola-Norwegian Zone, the layers of biotite- and magnetite-bearing amphibolites are characteristic of these gneissic formations, with their share being less than 1 per cent of the whole volume of the formations. Everything said above allows to adopt the view point mostly completely proved by the data obtained in study of the Kola Superdeep Borehole - the KS-3 [4] that these gneisses originated from thick units of andesite-dacite and dacite effusives, which contained thin layers of sedimentary rocks through all levels of their section. It is these felsic metavolcanites that have the oldest age of 2930+/-52 Ma yielded by zircon [17]. No doubt, these units should also contain plutonic rocks coeval to the effusives. These TTG gneissic units are mostly spread in the Belomorian Zone and less - in the Kola-Norwegian Zone.

In the Terskaya and Keivy zones as well as in the Murmanskii massif these units are rather homogeneous and practically do not contain rocks that could be confidently considered as metasediments. The presence of hornblende-bearing gneisses in limited quantity as well as of amphibolites of uncertain genesis is typical for them. At the same time, in the Terskaya zone, these units are characterized by a banding due to an alternation of leucocratic and mesocratic varieties of biotite, epidote-biotite and hornblende-biotite gneisses with bands of up to 50 cm thick and of significant length.

Sometimes, the homogeneous units compose large structural forms, similar to domes or brachyforms whose contours were changed, to some extent, by later deformations. Such a

situation is characteristic of the Terskaya Zone and Notozero Lake area. In the marginal parts of these structural forms, observed is an increased content of thin layers and lenses of amphibolites. So, these units should be considered as non-subdivided volcanic and plutonic formations among which intrusive rocks apparently predominate over effusive rocks and sedimentary rocks are practically completely absent [14].

In the Kola-Norwegian zone, the basement complex rocks were metamorphosed in both amphibolite and granulite facies, with granulite assemblages predominating; in all the rest territory mineral assemblages of amphibolite facies are observed.

In conclusion, it should be emphasized that in spite of the fact that the basement, distinguished by us, is similar lithologically to the Saamian basement of the Kola Precambrian distinguished earlier [13], it differs from the latter in principal. Firstly, the major part of the basement complex in question consists of other gneissic units, which as it was mentioned above are intruded by so called "Saamian" granitoids. Secondly, the formation of this complex is not considered to be an independent significant event, but it is related to the initial stages of the Late Archaean geological cycle during which the accumulation of the Kola and Belomorian Groups supracrustals and the emplacement of huge synkinematic intrusions of the granitoids and diorites of the Central Kola and Vezha Tundra complexes and coeval other plutonic rocks have occurred, and the metamorphism of all the rocks under granulite and amphibolite facies conditions took place. An analogical point of view on the early stages of the development of the Kola-Norwegian zone, in particular, was stated earlier [1].

Non-Stratified Terranes

Kola-Belomorian Complex

The oldest supracrustal rocks of the Kola peninsula and those of the adjacent part of Karelia were originally distinguished as the formations of the Archaean Kola and Belomorian Groups which were later united into the Kola-Belomorian Complex [13]. As to the origin of these rocks whose substantial part is represented in both Groups by garnet gneisses, the conclusions made by A.A. Polkanov [51] and V.M. Timofeyev [61] are also valid at present, who considered them to be metamorphosed sedimentary rocks. The mostly forcible argument is a distinct graded-bedding texture often observed in these gneisses as well as their specific chemical composition. So, we consider them as before to be the Archaean metasediments. The rocks associated with them and having lost their original structures are supposed to be of the same origin.

Many studies have shown that the Belomorian Group rocks have undergone an intensive and repeated metamorphic and deformational reworking that resulted in many cases not only in disappearance of their primary features, but it has become impossible to reconstruct an original stratigraphic section even in a small domain not speaking about where the top and bottom of the section are. The intensity of this reworking makes it impossible to determine the original co-relations between the geological bodies distinguished. This is just the main reason why all the stratigraphic schemes of the Kola-Karelian region are contradictory and

sometimes even completely exclude each other. At its workshop held in the early 1993 in St. Petersburg, the Joint Regional Stratigraphic Committee on the North-Western Russia admitted the fruitlessness of the attempts undertaken stratigraphically to subdivide such rocks as Kola-Belomorian supracrustals, which we unite into a non-stratified complex and call it as before the Kola-Belomorian one. When its lithology is described, the term "unit" is used, with the position of distinguished units in the column section of the Legend having no meaning.

The conclusion has been made above that the Kola-Belomorian rocks lie on the basement complex and their isotopic ages are the oldest for the supracrustal formations of the Kola Archaean. Hence, they should be situated at the bottom of the stratigraphic sequence of the Early Precambrian of the Kola peninsula. The primary interrelations between rock units of the Kola-Belomorian complex that form real geological bodies and are shown in the Map, have been undetermined.

The unit of micaceous and garnet-micaceous gneisses. It was established as far back as twenties, that garnet, sillimanite and kyanite gneisses are widely spread in the Kola and Belomorian zones. The analysis of geological mapping data obtained later has shown that these gneisses sharply dominate through all the areas of the Kola Group rocks extension and are an important component of the Belomorian Group. They are the only rocks that often compose large bodies having distinctly reproduced boundaries. As a result, in both zones as well as in the Terskaya one, distinguished are terrigenous units that are mainly composed of garnet-micaceous (garnet) and micaceous (biotite and two-micaceous) gneisses. We decided it to be sensible to give these units their own names in any particular case bearing in mind that they form a single lateral set shown in the Legend.

In the Kola-Norwegian zone, this unit is composed of garnet-biotite gneisses containing sillimanite and cordierite, sometimes kyanite and more rare staurolite. In many places, in a sharply subordinated quantity observed are two-micaceous, biotite, hornblende and biotite-hornblende gneisses as well as amphibolites (including garnet ones), hornblende-pyroxene, hornblende-magnetite and pyroxene-magnetite granulites and banded ironstones. In some areas, these subordinated rocks were segregated into independent units, but even in maps of a 1:200 000 scale they form small isometric fields within the garnet gneiss unit, their location being irregular. So, all the rocks mentioned above are united into a single unit which is practically identical to the garnet gneisses unit by A.A. Polkanov and to the upper unit of the Kola Group according to later stratigraphic schemes. It is correlated well with the garnet gneiss unit that underlies the Proterozoic rocks in the KS-3 section in Pechenga. It is called as *the Volshpakhk* for it is close lithologically to one of the Kola Group formations having the same name [18]. Metamorphism of the Volshpakhk unit is zonal and its grade ranges from amphibolite to granulite facies.

In the near Imandra region observed is the absolute predominance of garnet-biotite gneisses in the Volshpakhk unit, sometimes with muscovite, kyanite, sillimanite, and cordierite. Banded ironstones, amphibolites, and amphibole gneisses are observed there rather rare.

Several units of the same lithology are distinguished in the KS-3 section. The thickness of the unit, underlying the Pechenga Lower Proterozoic rocks, is close to the total thickness of all other units [4]. The problem has not been solved yet, whether all these units are parts of one unit whose alternation with biotite gneisses is conditioned by folding, by doubling the section as a result of thrusting, etc., or whether they belong to the part of the Kola Group section that is not exposed.

In the Pechenga-Imandra-Varzuga zone to the south of the Pechenga area, biotite, garnet-biotite and kyanite-garnet-biotite gneisses (the latter are very often observed together with sillimanite or cordierite) compose rather a homogeneous unit similar lithologically to the Volshpaklak unit in the area of Kutskol'-Verkhneye Volch'ye Lakes. Rare interlayers of biotite-hornblende and hornblende gneisses are also observed. A fine graded bedding-like banding of a flyshoid type is characteristic of many types of the gneisses. Earlier, all these gneisses were united into the Vyrnim Group [69], that is why, the former name, *the Vyrnim*, is given to this unit.

In the Belomorian Zone, garnet-biotite and kyanite-garnet-biotite gneisses compose rather homogeneous bodies of different dimensions and morphology. They are usually of a linear form, sometimes are folded by structures of different orders, the synforms predominating among them. Sometimes in these gneisses one can observe cordierite, staurolite and sillimanite; two-micaceous and hornblende-biotite gneisses are contained in subordinate quantities, and sheet-like bodies of garnet and feldspar amphibolites are observed very seldom. Among the amphibolites, presented, probably, are rocks both those paragenetically related to Al-rich gneisses and the younger ones, tectonically or by any another way, introduced into the section of the non-stratified complex.

Some bodies have different lithology. For instance, to the south of the Upper Tuloma reservoir predominate two-micaceous gneisses with rare intercalations of biotite and biotite-hornblende gneisses with the exception of the N-S trending body on the Three Brothers Mountain, which is mainly composed of garnet-kyanite-biotite porphyroblastic gneisses. In the Pirenga Lakes area spread are fine-grained homogeneous biotite gneisses, sometimes with muscovite, garnet, epidote, and amphibole.

The Al-rich gneiss bodies shown in the Map were included into different formations of the Belomorian Group - the Loukhi, Chupa, Kaita Tundra, Yona, Rikolatva, and some other formations [12, 29]. While mapping, they were related to the upper unit of the Group. The Al-rich gneisses dominate in the Chupa, Yona, and Rikolatva formations, so the most extended body, which is practically the only one in the Kandalaksha and Loukhi areas, is distinguished as *the Chupa unit*, and a set of large bodies in the Yona area is united into *the Rikolatva unit*.

The unit of ortho- and paragneisses, amphibolites and calciphyres. In the Terskaya Zone, in the middle and lower stream of the Serga river, there is a unit that is characterized, first of all, by a significant variety of its lithology, i.e. metaterrigenous and metapyroclastic rocks as well as specific calc-silicate and sulphide-bearing deposits are widely spread side by side with basic and felsic metavolcanites. Hornblende-bearing gneisses (hornblende-biotite, garnet-

hornblende-biotite, epidote-hornblende-biotite, sometimes with garnet) and amphibolites dominate in the supposed lower part of the section of this unit called as *the Sergozero*. Micaceous and garnet-micaceous (often with sillimanite) gneisses are often subordinate, sometimes observed are garnet-kyanite-micaceous and sulphide-bearing biotite gneisses. In the supposed upper part of this unit, biotite gneisses are of importance with thin layers and amphibolite lenses, the quantity of the latter reaching sometimes first dozens of per cents of the unit volume. In general, the amphibolites are uniformly spread through the whole section. Also observed are thin layers of calc-silicate rocks, i.e. those of "calciphyres" composed of clinopyroxene, plagioclase, clinozoisite, scapolite and carbonate with the high pyrrhotite and pyrite content. From petrochemical reconstructions, a wide spectrum of volcanic rocks is determined (from basalts to dacites [42]), whereas sediments are represented only by greywackes.

In the Terskaya zone, distinguished is one more unit just of terrigenous lithology that is composed only of micaceous, two-micaceous and garnet-micaceous gneisses, which sometimes contain kyanite and more rare staurolite. The gneisses chemically correspond to slightly differentiated sediments (greywackes and subgreywackes). This unit was known before as the *Chapoma* Formation that is why this name is preserved. It builds up the central part of a large synform structure whose limbs are composed of the Sergozero unit rocks. It is supposed that the Chapoma unit is concordant with the Sergozero one and its relationship with younger Archaean rocks is tectonic.

The Vyrnim, Chupa, Rikolatva and Sergozero units have been metamorphosed under amphibolite facies conditions.

The unit of ortho- and paragneisses, amphibolites and banded ironstones. In the most south-eastern part of the Kola-Norwegian zone, several relatively thin bodies to 20 km in length composed of various gneisses and amphibolites (or pyroxene- and hornblende-bearing granulites) with intercalations of banded ironstones and (or) magnetite-bearing rocks were mapped among exposures of diorites, granodiorites and trondhjemites. As garnet gneisses do not dominate here, these bodies were united into an independent unit similar in composition to the *Chudz-Yavr* Formation of the Kola Group. It is sensible to give it the same name because it is in the Chudz-Yavr Lake area that the main part of its exposure is concentrated. This unit composes a tiny part of the Kola-Norwegian Zone; it is metamorphosed under amphibolite-to-granulite facies conditions.

The Annama Unit rocks crop out southwards from the Pechenga area. It is analogous to the Chudz-Yavr unit in composition and was known earlier as the Annama Group [60]. It has a highly layered structure changeable both in vertical and horizontal directions and is composed of hornblende-biotite, hornblende, biotite, two-micaceous, garnet-biotite (sometimes with sillimanite, kyanite, and staurolite as well as graphite) gneisses with lenses of banded ironstones and amphibolites. The banded ironstones form lenses of 60x300 m and are spread only in the eastern part of the expansion of this unit. Metamorphism of the Annama unit has occurred under amphibolite facies conditions.

The unit of ortho- and paragneisses, amphibolites and intermediate metavolcanites with banded ironstone deposits. In the near Imandra region distinguished is a unit whose lithology is close to that of the Chudz-Yavr unit. It differs mainly in dominating hornblende and biotite-hornblende gneisses and metavolcanites whose composition vary from basalt to rhyodacite, and in the presence of economic deposits of banded ironstones. As a whole, its section is various and is presented by the alternation of layers of hornblende, biotite-hornblende and biotite gneisses with thin layers of banded ironstones and garnet-biotite gneisses, sometimes with staurolite or sillimanite. It is highly identical to the *Olen'ya Gora unit* distinguished earlier, that is why the same name is preserved. It is metamorphosed under high-T amphibolite facies conditions.

In all zones distinguished are small bodies whose lithology is similar to that of the units of the Kola-Belomorian complex. They are shown in the Map by the same colours; but the proper names are not given to them.

Uncertain Age Complex

This complex unites rocks that like the Kola-Belomorian formations cannot be properly stratigraphically subdivided, but they are in the stratigraphic column section between the Archaean and Proterozoic supracrustals. The main part of the complex is composed of the Lapland Granulite Belt rocks, which are considered by most geologists of this country to be Archaean in age, while isotopic age data by foreign researchers suggest them to be Early Proterozoic. The age of the basic granulites, which are intruded by gabbro-anorthosites of the Pыршин in the eastern part of the belt and of the Kolvitsa massif in the south-eastern branch, is limited by the ages of these massifs, i.e. 2452 +/-7 and 2450 +/-10 Ma, respectively [45]. In addition, the Laplandian granulites are related to non-stratified formations for it is impossible to subdivide them in some areas into supracrustal and plutonic rocks, which is also shown in the Legend.

The unit of basic and intermediate granulites and enderbites. These rocks are characterized by an extremely high degree of shearing under granulite facies conditions up to the presence of ultramytonites, their structural zonation being distinctly observed, i.e. the degree of shearing decreases northwards while the intensity of granitization, charnockitization and enderbitization increases. The formation of ultramytonites in the south bottom of the granulite section observed is related to their thrusting southwards onto the rocks of the Belomorian part of the Kola-Belomorian complex.

In the southern marginal part of the belt predominantly spread are basic and intermediate granulites presented here by pyroxene and two-pyroxene varieties, usually garnet-bearing, which sometimes contain layers of felsic granulites, the so called eclogite-like rocks, and very seldom calciphyres. To the north all these rocks are replaced by dioritic gneisses that are amphibolized and biotitized as a rule, and orthopyroxene and high-Mg garnet are sporadically observed in them. There exist two mutually incompatible view points as to the nature of these rocks. They are considered to be mantle and (or) lower crust rocks tectonically in-

truded into the upper crust (i) or ordinary supracrustal rocks (mainly metavolcanites [36]) undergone high strain in high-P and high-T granulite facies (ii). In the last case the basic granulites and the rocks associated with them were united into the Ploskaya Tundra unit, and the intermediate ones - into the Por'ya Guba one [60]. We unite these rocks into the *Laplandian complex* including both supracrustal and plutonic formations.

The unit of felsic granulites. The granulites of the Laplandian Complex are replaced northwards by felsic granulites represented by sillimanite-garnet-biotite and garnet-biotite gneisses with subordinate biotite and cordierite-bearing gneisses as well as by garnet-quartz and hypersthene-bearing felsic rocks. They are usually mylonitized along their southern boundary. Fine graded banding found in them long ago (especially in the Finnish part of the belt) and the peculiar chemical composition as well as new data on the content of REE and oxygen isotopes [16] testify that the protolith of these granulites has been of the sedimentary origin*. They are known as metasediments of the *Jaurijoki and Lotta units* [60]. The names are preserved also in the Legend. The felsic granulites correspond chemically to psammites and more rare to pelites, sometimes admixtures of volcanic stuff are distinguished [36].

The unit of micaceous, chlorite-amphibole and carbonaceous schists, amphibolites and quartzites. It is located along the tectonic boundary between the Proterozoic rocks of the Imandra-Varzuga Zone and the Archaean gneisses of the Terskaya Zone. Earlier it was known as the Pikamskaya Formation of the Lower Proterozoic [60] and is mainly composed of mylonites and cataclases. We believe that the presence of the Panarechka and Peschanoozerskaya Formations of the Lower Proterozoic and Upper Archaean, respectively, is possible here. Thus, this unit is a tectonic mixture of rocks of different ages, and poor exposures do not allow it to be stratigraphically subdivided, but at the same time it is a real geological body, which permits us to map it with the previous name as the *Pikamskaya unit*. Of most predominance in its lithology are chlorite-micaceous, epidote-chlorite-micaceous and two-micaceous schists, sometimes with garnet, limitedly spread are amphibole-bearing varieties as well as quartzites, carbonaceous schists and amphibolites with epidote.

The unit of two-micaceous and quartz-feldspar schists. These rocks are exposed along the south-western boundary of the Pechenga Complex. They are weakly deformed and metamorphosed and are characterized by an obvious graded-bedding texture being indicative of the terrigenous origin of the protolith. The unit composed of these rocks preserves the same name as the *Tal'ya unit*. It consists of micaceous, garnet-micaceous, hornblende-biotite, muscovite, chlorite and carbonaceous schists, quartzites and seldom amphibolite. It may be Sumian-Sariolian or Lopian in age (Kozlova, Balagansky, in press).

Stratified Terraces

The Kola Archaean supracrustal units, besides the Kola-Belomorian formations, are

* - see footnote on Page 52.

composed in many areas of gneisses, schists and amphibolites, whose original peculiar features are well preserved, which allows not only to determine the sedimentary-volcanic origin of the protoliths, but to reconstruct their stratigraphic sections. It is due to such easily recognized metamorphosed sedimentary and volcanic rocks widespread in these units as conglomerates, conglomerate-breccias, gravelstones, graded-bedded pelites, komatiites with spinifex texture, volcanic breccias, pillow lavas, and so on, and so forth, whose textures allow to determine the top and bottom of a section. The metamorphic complexes consisting of such rocks can be stratigraphically subdivided on the basis of lithostratigraphic data, which may be indirectly proved by similarity of the column section reconstructed for a certain complex by various researchers. Thus, the section of the Keivy supracrustal rocks metamorphosed in amphibolite facies was reconstructed as far back as during the after war years and then it was only worked out in detail without any change in its main features [63].

The sections of these complexes are similar to each other, which makes it possible to correlate them and to make a single common section. As this is a deeper interpretation of original data, which are often not sufficient, then stratigraphic schemes of various authors differ in details and even in principal points from each other but they, nevertheless, are similar to each other as a whole. Thus, we may agree with the fact that the supracrustals have been deposited during one sedimentary-volcanic cycle and have formed a single stratigraphic section [13]. At the same time, a number of problems concerning the structure of some complexes, the common section and even their being possessed to this stratigraphic level remain open to discussion and need to be further studied.

The Upper Archaean age of these complexes spread in the Keivy, Kolmozero-Voron'ya and Terskaya zones, the north-western Belomorian province and in other areas is determined by both geological and single isotopic data available now. Many complexes unconformably lie on the oldest TTG rocks whose pebble is usual in conglomerates of the units discussed [13]. In the Voche-Lambina area found is pebble of the TTG rocks which had been metamorphosed and deformed before the supracrustals were accumulated [23], which testifies a regional unconformity between them and the older Kola-Belomorian formations having undergone their first structural-metamorphic reworking simultaneously with the TTG rocks.

The sections of particular stratified supracrustal complexes in a generalized way are shown in Fig.1*. The most complete and simply interpreted section is that of the Keivy Zone. It is based on a section compiled by L.Ya. Kharitonov [63] who took into account all the data obtained by the mid 1960s. In the common stratigraphic scheme of the Kola Precambrian created in the Geological Institute [13], it is this section that has been taken as a base to create the common section for these complexes. The Keivy section is subdivided into four levels which are distinguished as the main ones in the common section as well. Such a view point was proved as a whole by subsequent researchers [31] and is followed to in the Note.

The basement in the Keivy Zone is unknown. The first level (from top to bottom) is ter-

* - see Fig.1 on Pages 18-19.

igenous and is composed of deposits of the *Kolovay and Kinemur Formations* (Fig. 1). Granitoid pebbles in conglomerates of the Kolovay Formation indicate that it seems to be basal. These formations consist mainly of hornblende-biotite, biotite (sometimes with staurolite) and two-micaceous (often with garnet) gneisses after sandstones and arkoses with conglomerate lenses. Felsic volcanic rocks are mentioned. The rocks of the second level are represented by basic metavolcanic rocks with subordinate intermediate and felsic metavolcanics as well as by terrigenous sediments of the *Patcherva Formation*, which are supposed transgressively to overlie the Kinemur Formation rocks. These are amphibolites, sometimes metakomatiites, hornblende, epidote-hornblende, sericite and other gneisses and schists. Among metasedimentary rocks known are psammities (garnet-biotite gneisses), gravelstones, conglomerates and conglomerate-breccias, banded iron formations and iron-bearing schists, carbonatic sediments. The third level is represented by felsic metavolcanics of the *Lebyazhka unit*. Here widespread are hastingsite and microcline-bearing gneisses that have been considered to be resulted from alkali metasomatic reworking of the metavolcanics [26]. The section top is built up by terrigenous high differentiated deposits of the *Chervart, Vykichart and Pestovaya Tundra Formations* represented by conglomerates, sandstones, including quartzose ones, pelites, psammities, gravelstones, aleurolites, marls and dolomites. They form the fourth level of the section separated from the third one by the unconformity and weathering crust, and for a long time they have been considered to be the rocks of the sedimentary cover of an Archaean platform.

The supracrustal sequence of the Kolmozero-Voron'ya Zone*, its basement being unknown, has also well been studied, nevertheless, there exist some dozens of its versions. We have taken the version in which all the terrigenous sediments are related to the top of the section [30, 44]. It starts with the *Polmos Formation* of basic metavolcanics of the komatiite-tholeiite suite (Fig. 1), but we do not exclude the presence of some quantity of terrigenous basal deposits related to the Lyavozero Group. These are amphibolites with relics of pillow lavas and amygdals, sometimes they are ultrabasic rocks with spinifex textures. The Polmos Formation corresponds to the second level of the common section. Above it bedded are metavolcanics of the basalt-andesite-dacite suite united into the *Voron'ya Tundra Formation*, they correspond to the third level. High differentiated metasedimentary rocks of the *Chervart Formation* (the fourth level) complete the section. As a whole, this terrane is close to those of the Late Archaean greenstone belts [24]. Among age determinations the most real ones are values of about 2.76 Ga (U-Pb ages of zircons from gneisses and schists) and of 2.65+/-0.06 Ga (Rb-Sr data on the same rocks) [48].

In the western part of the junction zone between the Murmansk Massif and Kola-Norwegian Zone, in a kind of a narrow bend, exposed are basic metavolcanics with metakomatiite lenses with spinifex textures [19], intermediate and felsic metavolcanics, terrigenous rocks are presented as well. They are united into the *Ura Gaba Formation*, are well correlated with rocks of the western part of the Polmos Formation and correspond to the second level of the

* - it is also known as the Polmos-Poros zone (V.V.B.).

common section. This formation is underlain by conglomerate-bearing terrigenous rocks that have been attributed to the first level (Fig. 1).

The Upper Archaean stratified supracrustals spread to the south of the Pechenga area are distinguished as rocks of the *Kaskama Formation*. Its contacts are tectonized; interrelations with other rocks are uncertain. The formation volume is shortened against that of the Kaskama Formation distinguished earlier [60]. In its lithology of most predominance are basic and felsic metavolcanics, terrigenous rocks are almost absent. As a whole, the Kaskama section should correspond to the second level of the common section, and its uppermost part is probably related to the third level (Fig. 1). The correlation of the given formation with the terranes in question is disputable.

The rocks of the *Korva Formation* spread along the south boundary of the Lapland Granulite Belt are related to the same level on the base of a similar lithology and the section structure. They are mainly represented by felsic metavolcanics and various metasediments whose quantity increases to the top of the section with changing psammites into flysh-like rocks. The formation comprises also garnet-diopside amphibolites spatially connected with it. Since garnet amphibolites that occur along the south boundary of the belt and a part of amphibolites surrounding the Korva rocks have been related to younger units, the volume of the formation has been reduced against its former one [60]. In the common section, it corresponds to the third level (Fig. 1).

Metamorphosed basalts, andesite-basalt, andesite, felsic volcanics, carbonatic rocks, sandstones and quartzites, with andesite-basalts and andesites being predominant, are extensive in the area framing the Imandra-Varzuga Zone from the west. The felsic volcanics and the rocks associated with them were united into the *Arvarench Formation* before, so it is expedient to preserve this name. More basic rock underlying this formation were united into the Vite Guba Formation, but as this name has not been widely practised, we, like the geologists of the "Sevzapgeologiya", consider them to be the rocks related to the Pyalochnaya Formation which are expended here from the Terskaya Zone along the southern boundary of the Imandra-Varzuga Lower Proterozoic rocks. The *Pyalochnaya Formation* is regarded to the second level of the common section, the Arvarench Formation - to the third one (Fig. 1), the latter being unconformably overlain by Lower Proterozoic rocks of the Kuksha Formation [49]. Nevertheless, the Archaean age of the Arvarench Formation is disputable.

The *Voche-Lambina Formation* whose rocks are exposed in the same area is composed of four units [23]. The first, lowest, consists of intermediate and felsic metavolcanics (hornblende and biotite gneisses) and contains thin amphibolite bodies most of which are dykes. The second unit is composed of basal conglomerates and thin amphibolite bodies (metabasalts and metaandesite-basalts), biotite-hornblende and biotite gneisses (intermediate and felsic metavolcanics), as well as various biotite and hornblende gneisses with relics of graded-bedded and gravelstone structures. The third unit comprises only biotite and hornblende-biotite gneisses (metarhyodacites) with solitary conglomerate lenses. The fourth unit includes terrigenous (mainly conglomerates) and volcanic (amphibolites with relics of amygdals and pyroclastic textures, rhyodacitic gneisses) rocks. Many conglomerates are tuff-con-

glomerates, a pyroclastic admixture is also usual for other terrigenous rocks. The section of the formation corresponds to the third level of the common section (Fig.1). Model Sm-Nd and Rb-Sr ages of metarhyodacites do not exceed 2.76 Ga, whereas their Rb-Sr systems have been closed after the first metamorphic event 2.53+/-0.03 Ga ago [65, 69].

The *Yona Complex* is characterized by alternation of fine- and coarse-banded amphibolites (tholeiites and their pyroclastic analogues) with biotite-hornblende and hornblende gneisses (andesite-dacites). In the amphibolites presented are sheet- and lens-like bodies of ultrabasites, i.e. pyroxenitic and peridotitic metakomatiites. Terrigenous rocks are extremely rare here. Almost the whole Yona section corresponds to the second level of the common section; felsic metavolcanics completing the section are regarded to the third level. A felsic metavolcanic rock sample has been dated and a concordant age of zircon is 2778+/-4 Ma (Pozhilenko et al., unpublished). Since this age is very close to a model Sm-Nd age of the same sample [70], it is considered to be the age of volcanism. The Yona formations are separated from the basement and the Kola-Belomorian rocks by an unconformity.

The *Irinogora Formation* section is similar to the Yona Complex one (Fig. 1), its lower part corresponds to the second level of the common section, and its upper part is related to the third one. This sequence is completed with terrigenous rocks, small quantity of which being observed through the whole section. The Irinogora Formation rocks had been accumulated on the deformed and metamorphosed basement and after their first metamorphism and folding they were disconformably overlaid by the Lower Proterozoic basal formations [5].

A rather full section of supracrustals under consideration is reconstructed in the Terskaya Zone (Fig.1). In its bottom are terrigenous sediments, i.e. gneisses, mainly homogeneous or with a poor banding, sometimes with garnet and muscovite, seldom with kyanite and staurolite, with rare layers of muscovite-quartz schists and micaceous quartzites, hornblende-biotite schists and amphibolites with a lens of conglomerate-like rocks observed by L.I.Ivanova in the Munozero Lake area. Graded-bedded two-micaceous and garnet-micaceous schists predominate in the upper part of this section. These rocks are related to the *Peschanoozerskaya Formation* corresponding to the first level of the common section. The basic metavolcanics of the *Pyalochnaya Formation* with interlayers and lenses of intermediate and sometimes terrigenous rocks occur higher; they fill narrow synforms between domes and brachyforms in the basement complex. Metasedimentary rocks of the *Vysokaya Zemlya Formation* presumably occupy the uppermost position in this sequence. These two formations correlate well with the second level of the common section. Model Rb-Sr ages of felsic metavolcanics and metaandesite-basalts are 2.77 Ga, whereas their Rb-Sr systems have been closed 2.55+/-0.09 Ga ago, with this closure having been connected with the termination of regional metamorphism of these rocks [65].

In conclusion, let us consider the structure of the common section. The rocks of the first level are spread locally; they are established only in the Keivy and Terskaya zones and represented only by terrigenous rocks including conglomerates with TTG rocks pebbles. They are supposed to lie just on the basement. To this level also related is the Kislaya Guba Formation due to its basal position in the section of the Munozero dome. The second level is the

marking one - only here the most part of the section is built up by basic volcanics and komatiites with which intermediate volcanites are associated; this association being present in all the zones and areas. The third level is also the marking one due to sharp predominance of felsic volcanics over all rocks and its rocks are expensive everywhere with the exception of the Ura Guba area. The volume of volcanics of the second and third levels build up the predominant part of the common section. The fourth, uppermost level is composed of terrigenous rocks whose original material is of high degree of differentiation. On this level observed is the redeposited deep chemical weathering crust as well as an unconformity between these rocks, on the one hand, and the third level formations and the basement rocks, on the other hand. The rocks of the fourth level are spread rather locally and established for certain only in the Keivy and Kolmozero-Voron'ya zones where they are deformed strongly enough but in general they lie gently. They occur also in the eastern part of the Imandra-Varzuga Zone. It is quite possible that the terrigenous sediments that complete the Terskaya Zone section, the Korva deposits and others thinner units having no proper names may be regarded to this level. Also it can not be excluded that the Al-rich rocks of the Yaurijoki and Lotta units of the Lapland Granulite Belt having the uncertain position between the Upper Archaean and Lower Proterozoic in the Legend might belong to the fourth level, too. In conclusion, the basal parts of the stratified complexes are lithologically close to paragneissic parts of the Kola-Belomorian Complex, so it becomes difficult to relate any particular unit to this or that complex, and a decision adopted is conditional as it is in the case with the Kislaya Guba Formation. It is clearly shown from Fig.1 and the description of the sections that they change also laterally. We suppose it to be due to a zonation of the conditions under which sedimentation and volcanism took place and to the existence of several types of the sections of these complexes [13, 31].

Thus, the complexes considered are obviously volcanic with the homodromic evolution of volcanic processes. Locally and uncompletely occurring, terrigenous rocks of the lower part of their sections indicate the initial stage of the subsidences that rapidly started to develop as volcanic ones. These complexes are compatible with those of the greenstone belts, those extensive magmatic activity corresponds to the time interval of 2.8-2.7 Ga ago both in the Baltic and in other Early Precambrian shields. The uppermost, terrigenous part of the sections disconformably overlying the volcanic one seems to be an independent stage, compatible with the protoplatform one. Geochronological studies seem to amend somehow the above scheme of the structure and correlation of stratified supracrustal units of the Upper Archaean, but we hope that they will not throw it into the melting pot.

Lower Proterozoic Earths

The Lower Proterozoic sequence is fully exposed in the Imandra-Varzuga Zone, and other Lower Proterozoic terranes of the region are well correlated with it (Fig.2)*.

* - see Fig.2 on Pages 24-27.

The Kola stratotype of the Sumian is situated in the eastern Imandra-Varzuga Zone and is represented by the Purnach, Kuksha and Seidorechka formations whose rocks form a succession of certain geological bodies with the established stratigraphic interrelations [33, 34]. The exception is the basal horizon of terrigenous rocks of the Purnach Formation. The authors have placed it at the bottom of the Purnach Formation in both the Legend and Map. Data available make it impossible to determine the position of this horizon properly because it is situated northward of the Purnach marginal fault separating the Sumian succession from the sequence of the Malye Keivy area where there are no reliable marking layers for these two sequences to be correlated. Since the position of the conglomerate horizon in the Malye Keivy area is the key for correlating the successions in the Pechenga-Varzuga and Keivy Zones, the data available and the authors' point of view should be considered in a detail.

In the southern margin of the Purnach Block in a 15 kilometer's distance east from Romanov Lake (the Ambarny Stream), quartzose metasediments of the Pestsovaya Tundra Formation conformably lie on the weathering crust of the basement gneisses. The metasediments dipping southwards are disconformably overlaid by a conglomerate member, its section being regressive. The member is overlaid by andesitic-basaltic metavolcanics, which are petrochemically identical to the Purnach Formation volcanics. These two units, i.e. the Pestsovaya Tundra Formation and the conglomerate member, are continuously extended westwards in the Malye Keivy Ridge where they are overturned and dip northwards. The overturned layering is indicated, on the one hand, by the whole succession, which is reverse against the stratotype succession in the Keivy area as well as in the Purnach Block margin in question, and on the other hand, by graded-bedded textures of the conglomerates. Besides, the layering of the Pestsovaya Tundra metasediments on basic volcanics is completely unknown. So, to consider the succession of the Malye Keivy Ridge to be in normal (non-overturned) layering is not right because it contradicts many facts. It is believed that the optimum interpretation of the Malye Keivy succession may be a version that the Purnach Formation has the basal conglomerate layer that occurs on the Pestsovaya Tundra rocks. In this case, we may explain the presence of the regressive succession (such a succession is seldom enough), which has been quickly overlaid by volcanics of a slightly differentiated andesite-basalt association at the incremental sinking in a marginal zone of the volcanic subsidence.

The correlation of the Sumian formations of the Pechenga-Varzuga Zone and the schist part of the Bol'shyye Keivy succession as coeval rocks deposited under different sedimentation settings [47] is not satisfactory substantiated. This model takes the overturned section of the Malye Keivy Ridge to be normal and ignores the complete absence of any traces of volcanic stuff in high differentiated sedimentary formations of the Keivy Group at the boundary of these two sequences, i.e. two palaeozones - volcanic and protoplatform ones.

A part of the Panajarvi Formation have usually been related to the Sumian. It has been made rather traditionally on the lithological basis, and the specific association of rocks composing this section has not been taken into account, whereas it is the feature that is of the decisive importance for the Sariolian level. The formation of the Sariolian rocks was established to have occurred under conditions of reactivation of faults separating crustal blocks,

which resulted in the volcanic-molassic type of the Sariolian succession. It consists of contrasting coarse-grained terrigenous rocks and felsic and basic tuffs and lavas. The succession contain also unconformities, disconformities and weathering crusts. Such sections are mostly typical of structures that have started their development at the Sariolian time. They are characterized by more stable features in inherited subsidences of the Pechenga-Varzuga Zone.

The *Kandalaksha, Kareka, Kevlik-Kinerim and Korva Tundra amphibolite units* are conventionally related to the Purnach Formation level for their sections and regional positions are similar both to the Purnach ones and to each other. This conclusion is disputable and needs evidences.

The Kareliides sections shown in Fig.2 probably need a short commentary on their regional regular pattern, bases of correlation and problems concerning the subdivision of the upper department of the Kareliides.

A general natural feature of the Karelian Complex is the presence in it of three subcomplexes separated by interruptions and unconformities and characterized by different relationships between the stratigraphic sedimentary and volcanic elements. The lower subcomplex unites formations consisting of a pair of subformations - sedimentary and volcanic ones having sharp boundaries without any traces of intercalations. The upper subcomplex is characterized by sedimentary, volcanic and mixed rocks interbedded with each other and composing layers, members and units. The boundaries between these units are sometimes conditional, and they are distinguished by a certain rock association dominating in a unit section. The middle subcomplex is characterized by stratigraphic elements of both upper and lower subcomplexes, with a two-member structure of each formation being preserved on a large scale.

The structure of the upper subcomplex of the Kareliides in the Pechenga-Varzuga Zone is complicated by the tectonic zonation: There are the dome-block domains the first folding phase of which resulted from the vertical movements, and the second folding phase reflected the horizontal compression which in turn resulted in thrusting as well. Stratigraphic interrelations were greatly complicated by faults that have disturbed the succession. The initial interrelations between only two lower units may be considered to be established. The upper basal unit has survived in the Imandra-Varzuga structure and is located in synclinal folds cores. A basalt unit of the South Pechenga domain related earlier to this stratigraphic level is correlated now with the volcanics of the Pil'gujarvi Formation by the presence in it of the marking felsic tuff horizon with typical carbonate concretions. The reliable stratigraphic interrelations between the third from the bottom unit of greenstone schists and picritic porphyrite tuffs, and the lower units in the South Pechenga domain, are not established yet. As to the structure type, it is similar to that of the pyroclastic-terrigenous part of the Pil'gujarvi subformation in the south-eastern part of the North Pechenga domain (Lamma Lake).

The peculiar features of the Karelian Complex composition make it possible to reconstruct climatic conditions on land by the lithology of terrigenous associations and those of sedimentation basins by the composition of chemogenic rocks [43]. As stratigraphic indicators, used were other signs that allow to suppose a regional development and change of peculiar conditions of lithogenesis. They are alga horizons, the salt content in water of

palaeobasins, widespread crusts of chemical weathering, tillites and regional unconformities. Of correlation importance are the following temporal boundaries. A distinct change of humid environment for arid has occurred on the boundary between the Sariolian and Upper Jatulian times. In sections, the action of climatic factors has resulted in that the Jatulian rocks are often red-coloured and occur on two levels in most sections. The lower level contains gray- and pink-coloured terrigenous and carbonate-terrigenous formations, and the upper one - distinct motley- and red-coloured rocks. A climatic change has been distinctly determined on the boundary between the Jatulian sections with aridity signs and the Zaonczh'e (Ludikovian) formations possessing humidity signs. An indicator of this climatic change is the development of carbonaceous-black shale complexes [28].

The complex of the regional correlation elements has permitted to create a lateral set of synchronous formations shown in the common stratigraphic column sections (Fig.2).

Upper Proterozoic Era

The rocks of this age exposed in the isolated areas along the coast of the White and Barents seas. The most fully exposed successions are in the Sredny and Rybachy peninsulas (Fig. 3)*. A typical feature of the Late Proterozoic sedimentation is practically the complete absence of volcanic rocks, which, coupled with rocks deposited under continental and near-sea conditions, seems to testify a passive continental margin environment.

The correlation of these isolated sections is complicated by lack of reliable geochronological data. At present, the K-Ar age determinations of glauconite and rocks are from 1050 Ma to 670 Ma and correspond mainly to the Upper Riphean [11]. Besides, some researchers say about the resetting of the K-Ar isotope systems, which has resulted in wrong ages, and these ages may not coincide with true ones. The conclusions made on the base of biostratigraphic data are more definite. By microphytological analyses data [41], the sediments of the *Turinskaya and Terskaya Formations* are quite definitely related by the complex of microphytofossils to the Middle Riphean, besides, the Turinskaya Formation is distinguished as the older one similar to the Yurmatinskaya Group of the South Urals, and the Terskaya Formation is similar to the lower part of the Serdobskaya Group.

Late Riphean deposits in the Sredny peninsula and sedimentary complexes situated in the Kil'din peninsula and are correlated with them, are characterized by both microfossils set typical to the Upper Riphean and alga stromatolites *Gymnasolen ramsayi Steinm.* Lately, by microphytofossils set [41], the Upper Riphean age is determined for the upper part of the Sredny peninsula section (*the Kuyakanskaya and Purnanskaya Formations*), which was earlier compared with the Vendean formations of the Tanafjord Group in the Varanger peninsula.

A more detailed comparison between the sections of the Sredny peninsula and the Kil'din Island is made on the base of lithological correlations. In the section of the Sredny peninsula distinguished are deposits of several transgressive-regressive cycles, they being separated by

* - see Fig.3 on Page 30.

stratigraphic and, perhaps, angular unconformities [37, 46]. Of most distinction are two lower cycles characterized by the sedimentation, at first, of current formations, and then deltaic and near-sea-coast formations up to the remote shelf ones during transgressive stages and of the reverse sequence completed by the deposition of carbonatic formations of drying up lagoons during regressive stages. Such a conformity is not observed in the Kil'din Island, but the first cycle regressive stage and the transgressive stage of the second cycle are supposed to be present in that section. More detailed correlations are, probably, uncorrect at present.

The position of the turbidite sediments complex in the Rybachy peninsula is highly disputable at present. The propositions stated by A.A. Polkanov [50] about the older age and a thrust tectonic boundary between the rocks of the Rybachy complex and the sediments of the Sredny peninsula, have been revised basing on the geological and petrographic studies [46, 57]. These researchers, after Ye.M. Lyutkevich and L.Ya. Kharitonov, supposed the normal stratigraphic interrelation to occur. At present the most substantiated notions are those of the Middle Riphean age of the deposits [37]. They are based on the similarity between the deposits observed in the Rybachy peninsula and the Kongefjord Formation of the Varanger peninsula. Noted practically are a full likeness between the turbidity flow deposits composing the *Pereval'naya*, *Zubovskaya* and *Tsypnavolok Formations* and the absence of high dense current deposits being the analogues of the *Motovskaya* and *Lonskaya Formations*. In addition, the Middle Riphean age of the Kongefjord Formation deposit being sufficiently correctly substantiated, a rather close location of the sections (not far than 100 km), correlation with the Timan Middle Riphean turbidite formations [27], its being located in all three regions northwards from the established thrust zone make it possible to relate the units of the Rybachy peninsula to the Middle Riphean.

A correlation scheme of all the upper Proterozoic formations of the Varanger and Kola peninsulas, and the Urals is, probably, far from being completed, but its principal outlines may be now suggested on a base of ideas in [37, 50] and data in [38, 41, 73] (Table).

The Palaeozoic Erathem

The Palaeozoic Complex is represented by volcanic-sedimentary rocks of the Kontozero and Kharlovka groups in the Kontozero caldera and by those of the Lovozero Group in rock pendants of the Khibina and Lovozero massifs. Exposures of these rocks small in square have been found in the Ivanovka and Drozdovka Bays area on the Barents Sea coast [56] and in the area of the upper flow of the Kharlovka river.

The *Lovozero Group* of the Upper-Middle Devonian is composed of gravelstones, sandstones, aleurolite shales intercalating with augitic, picritic porphyrites and phonolites [20]. The *Kontozero Group* consists of aleurolite and tuff-sandstone interbedding with augite, limburgite and their tuffs, and the *Kharlovka Group* - of limestone, dolomite, argillite, sandstone, augite, nephelinite, picrite, melilitic basalt and carbonatite, and volcanic rocks, to which the Kontozero carbonatite is related [54], predominate in both groups. The volume of the Kontozero and Kharlovka groups corresponds to that of the Kontozero Group after

Table. Correlation of Upper Proterozoic deposits in the Kola peninsula and northern Norway

	System	Kola peninsula		Norway,	
		Sredny and Rybachy peninsulas	Tersky coast	Barents Sea region	
Lower Palaeozoic	Cambrian				
	560				Skidnefjell Stordalselva Skjergardn Styret Sandfjorden
	Vendean				Tyrjofjellet Batsfjord
Upper Riphean	650+/-25	Vol	Pumanskaya Kuyakanskaya		
		Kudash	Karhujarvi Zemlepakhtinskaya	Chapoma	
		Kil	Poropellonskaya Palvinskaya Peryjarvi		Bar. Sea Basneringen
				Terskaya	
	1000+/-50		Skorbe- evskaya Zubovskaya Fereval'naya Lonskaya Motovskaya		Kongsfjord
	Yurmation	Ryb			
Middle Riphean	1350+/-50	Burzyanian		Tur'inskaya	

Note: age boundary - 10^6 years; groups: Ryb - Rybachy, Kil - Kil'din, Vol - Vokovaya, Bar. Sea - Barents Sea, Lok - Lokvikfjellet; formation - italics.

L.I. Kirichenko [35]. The Kharlovka Group was established by V.Yu. Goryansky and Ya. Kofman ("Sevzapgeologiya") because its rocks disconformably overlie the Kontozero Group deposits and have a younger age (the Middle Carboniferous) as determined by flora pendants. The total thickness of the two groups is about 1000 m.

INTRUSIVE COMPLEXES

While compiling the Map and the intrusive rocks column, used were a magmatic rock classification developed on the base of the analysis of igneous rocks natural associations*, a schematic map of Precambrian magmatic rock associations [42], a generalized scheme of magmatism evolution [64] as well as geological mapping materials by the geologists of the "Sevzapgeologiya". The column corresponds as a whole to an evolutionary line of plutonic rocks associations suggested for the north-eastern Baltic Shield [64]. In the Early Precambrian with the Earth's crust growth and its consolidation, the magmatic rock composition in this region became complicated, their variety increased, but their volume reduced. Thus, the Lopian epoch has been marked by high activity of granitoid magmatism. In the Early Precambrian and in the Sumian, in particular, the role of ultrabasic-basites was increased greatly, they changed then to granitoid and ultrabasic-alkali rocks various in composition. The Precambrian intrusive magmatism has been finished by a Riphean specific dolerite complex. In the Devonian formed were the Khibina and Lovozero apgaitite massifs and a number of small ultrabasic-alkali massifs with carbonatite. All the Early Precambrian intrusions have undergone regional metamorphism and deformational reworking. Multiphase deformation and metamorphism have been established for most earliest ones.

The scale of this Map made it impossible to exhibit volcano-plutonic associations, which will be, nevertheless, noted while characterizing concrete magmatic complexes. All said above concerns the dykes united into four regional groups of different age. Anatexitic granites widespread all over Late Archaean complexes are not considered here by the authors. Their development took place during a very long period of time and resulted from metamorphism of supracrustal rocks under amphibolite and granulite facies conditions.

The characteristics given below is mainly based on the data compiled in the works mentioned above.

Archaean Eranthem

The oldest plutonic rocks are tonalites, trondhjemites, granodiorites and enderbites related earlier to the ancient Saamian basement. We have excluded them from the basement taking into account data about their geological setting and isotopic age (see the section "The basement complex"). The given rocks are regarded to the "tonalite-trondhjemite-granodiorite" association [9]. They are rather distinctly established in those cases when they are of intrusive origin, which differs them from chemically similar rocks of the basement complex. These rocks are widely spread in the Murmansk block and in the Kola-Norwegian zone.

The emplacement of the earliest intrusive basites and harzburgites is considered to be

* Russian geologists use a term "magmatic formation" (literal translation from Russian into English) - a natural comagmatic igneous rocks association that naturally appears in a certain geological setting during the development of Earth's crust geotectonic elements of the same kind, and they differ from each other only in age (A Dictionary of Geology, V.2. 1978, Moscow, p.381) (V.V.B.).

linked with the formation of a wide spectrum of volcanic rocks related to the Lopian stratified complexes. The initial ultrabasic and basic magmatism is not characteristic of the older Kola-Belomorian paragneissic complex. The consideration of the Annama unit with the basic volcanic rock horizons as a member of this complex makes no difference because the Allarechka Complex harzburgites being spatially connected with the Annama unit rocks have no genetic relationship with the latter for there are no any their volcanic analogues in the unit's section.

The rocks of the *Central Kola and Murmansk tonalite, trondhjemite and granodiorite complexes* are spread through vast areas in the Murmansk block and the Kola-Norwegian zone. Tonalite and trondhjemite are dominant. Besides, granodiorite is widely spread in the massifs of the Keivy zone and in the *Tersky Complex* and diorite - in the *Ingozero and Toloma Complexes* in the Kolvitsa-Laplandian zone. In the Northern Karelia Zone related to this group are diorites and TTG rocks occurring in the Pyaozero Lake area, including numerous bodies of gabbroic rocks. As a whole, mostly spread are TTG rocks. The contacts between the granitoids and the country rocks are clear, conformal or cross-cutting; sometimes they have contacts with breccia and migmatite zones. Along with the independent massifs, TTG rocks form widely spread migmatite fields. The latter are mapped southwards the Nota river, to the north-west of the Salny Tundra Mountains, in the upper flow of the Strel'na River and eastwards from the Kuolajarvi area.

The Kanent'yavr Massif, Lumbovka and Vezha Tundra Complexes of enderbites. The first two are situated in the Murmansk block, the latter - in the Kola-Norwegian Zone where it unites two large geological bodies and a small massif. The composition of the enderbites varies from quartz dioritic and tonalitic to trondhjemitic and granodioritic. Two last varieties dominate in the Murmansk block dominate, diorites and granodiorites - in the Kola-Norwegian Zone. All of them are related to low-and normal-alkali rocks of the Na series. The enderbites are cut by the granodiorites, tonalites, and trondhjemites in the Kola-Norwegian Zone, whereas in the Murmansk Block the age relations between them have not been established yet. The age of magmatic zircons from the rocks of the Vezhe Tundra Complex is 2830+/-70 Ma [15]. Model Sm-Nd and Rb-Sr ages of TTG rocks in the Voche-Lambina Lake areas are 2875-2910 Ma and a model Rb-Sr age of similar rocks of the Teriberka and Voron'ya rivers area is 2893 Ma; the age of magmatic zircons from a younger Voche Lambina tonalite is 2807+/-9 Ma with an identical model Sm-Nd age value [65, 69].

Peculiar features of all the granitoids considered are their location in the cores of domes and the homogeneous composition, they are also migmatized and microclinized, and contain pyroxenite and gabbro inclusions. By their age and composition, they are close to the orthogneisses of the Kola-Belomorian Complex, which allows to suppose their being possessed to a single volcano-plutonic association.

The Allarechka harzburgite and the Kaskama troctolite-gabbro Complexes are ultrabasic-basite associations whose intrusives are spread mainly over the Allarechka area. Similar ultrabasites occur eastwards of the Pechenga area. The Allarechka Complex contains numerous small lens-like bodies of olivinites, bronzitites, and, mainly, harzburgites, that occur as a rule

in the margins of domes composed of the basement and Annama unit rocks. There is a spatial link of these bodies with the Annama amphibolite horizons. The contacts are both concordant and cross-cutting (at small angles). The troctolitic-gabbro complex includes small bodies of plagioclase-bearing websterites, olivine gabbros, norites and troctolites that occur in the Kaskama amphibolites. Only two largest of them are shown in the Map. Both complexes are pre-kinematic. The Allarechka hyperbasites are characterized by the high $(Fe^{+2}+Fe^{+3})/(Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg)$ ratio and by the high Cr content, the Kaskama hyperbasites - by the high Al and Ca content.

The Litsinsky, Kolmozero and Ust'ponoy diorite, tonalite, trondhjemite and granodiorite complexes are represented by the massifs that occur along the boundary between the Murmansk block and Keivy Zone. Small solitary bodies of these rocks are mapped to the north-east of the Sal'nye Tundra Mountains. All the massifs are of a simple structure, but for the largest one, i.e. the Kolmozero massif, having a complicated structure and being composed of gabbro-diorites, diorites, granodiorites and tonalites, granodiorites. All the rocks correspond to the high-Na series with the low alkali content and differ from older TTG rocks in more basic composition as well as in the higher content of the Fe group elements. These massifs are considered to be late-kinematic. They have undergone a palaeogenic-metasomatic granite influence and show a paragenetic connection with volcanics of the greenstone belts. The age of the Kolmozero Complex rocks determined by the Pb-Pb method on rocks as a whole is 2745 ± 35 Ma [53].

The enderbite, granodiorite, granite and monzodiorite complexes correspond to the enderbite-granite association. Only *the Teriberka Complex* in the Murmansk Block was related to it before. These complexes also include small massifs composed of monzonites, syenites and leucogranites that are situated in the Mar'jok River area and together with volcanics comagmatic to them are related to the latite-monzonite suite [21]. To this suite chemically similar are quartz and hypersthene monzodiorites and hypersthene-bearing quartz diorites in Pyatn-Yavr Lake area. These granitoids are spread over a large area in the Kola-Norwegian Zone from the Tuloma River to Yefimozero Lake and form large massifs and small bodies united into *the Chud'-Yavr Complex*. The Teriberka Complex includes multiphase massifs in the Teriberka and Voron'ya rivers area. The early phases are represented by enderbites, i.e. hypersthene quartz diorite, the middle phases - mainly by granodiorites, and the late phases - by leucogranites. All granitoids have been affected by palaeogenic-metasomatic granites. The chemical composition of rocks of all the phases is different; they are rich in Ca. Their emplacement took place 2720-2657 Ma ago [65].

The Voron'ya, Varzuga and Lakhta leucocratic granite and granodiorite complexes corresponds to the palaeogenic-metasomatic granite association; their rocks occupy about 20 per cents of the Murmansk Block square and are well studied. Similar rocks of a lesser volume are spread in other areas. The formation of these rocks is connected with K-Si metasomatism of older granitoids and gneisses or with their partial melting. They are mainly belong to the Na and K suites and by their normative composition mainly correspond to granites. They were formed 2735-2610 Ma ago [64].

The Tsaga Massif and the Acha gabbro and anorthosite complex are representative in the Keivy Zone. Here to this rock association related are also *the Medvezh'yezero (Bear Lake) Complex*, concordant and cross-cutting gabbroic bodies in the Keivy synclinorium, solitary dykes in the western Upper Ponoy Block and *the Pacha Massif*. In the Murmansk Block, this association includes rocks of *the Pogor-Yavr Complex* and numerous dykes occurring in its vast territory. In the south-eastern Kola peninsula the gabbro-anorthosites are found in the Strel'na and Berezovsky domes. Dyke fields are the root parts of gently dipping sheet-like gabbroid bodies, that is why they are exposed in mostly eroded parts of the domes. The gabbroids have intrusive contacts with the country rocks. They were also intrusive into the Keivy Group schists.

Most the massifs are differentiated. Leucogabbros and gabbro-anorthosites predominate in the Tsaga lopolith and sheet-like bodies of the Acha Complex. Typical to them are peridotites and pyroxenites with Fe-Ti ores. Olivine gabbroids are widely spread in sheet-like bodies of the Bear Lake and Pogor-Yavr Complexes. These two complexes are characterized by *dykes d₁*, which are composed of gabbro-anorthosite, leucogabbro, gabbro-diabase, olivine gabbro and hypersthene gabbro are also spread in the Murmansk Block. Porphyroblast-like plagioclase is characteristic of all these rocks. Specific chemical features for most the rocks under consideration are the high Fe and Ti content, the higher alkali content, K playing a considerable role. The lowest Fe content is characteristic of gabbroids of the Upper Ponoy and Murmansk Blocks.

The rocks have been affected by subalkali and alkali granites. The age of zircon from the Bear Lake Complex gabbro is 2610 ± 12 Ma, but it could have been captured from the country rocks [45].

The bodies of quartz monzonites, monzodiorites and syenites show a spatial link with the gabbro-anorthosites mentioned above. These plate-like bodies are situated above a large gabbro-anorthosite body of the Bear Lake Complex and are changed southeastwards to dykes in the basement gneisses. Monzonite, monzodiorite and syenite veins are widespread in the marginal part of the Tsaga massif. The rocks in question are characterised by chemical and mineral features of the gabbros associated with them.

The Joka'n'ga and Verkhneponoysky (Upper Ponoy) complexes of subalkali granites complete the late Archaean magmatism. Their spatial link with the gabbro-anorthosites is established. The granites are represented by the largest Joka'n'ga Massif and by some smaller massifs in the Murmansk Block. In the Upper Ponoy Block the granitoid massifs are spread southwards of the Bear Lake Complex gabbro-anorthosites. The contacts between the granites under consideration and the basement gneisses, older TTG plutonic rocks and gabbro-anorthosites are cross-cutting. The massifs are represented by dykes and sheet-like bodies. The most widespread rocks are represented by lepidomelan-ferrogastingsite, while monzonites and granodiorites occur to a lower extent. Chemically, the rocks are similar to rapakivi granites. The age of 2760 ± 80 Ma obtained for granitoids [53] needs to be revised for it contradicts the observed succession of the emplacement of the Upper Archaean plutonic rocks.

Uncertain Age Complexes

The Lovnozero norite, hypersthene gabbro and websterite complex unites numerous small bodies within the Lapland Granulite Belt. The bodies are lens-like, flattened, cigar- and ribbon-like. Most of elongated massifs are parallel to lineation in the country rocks. Their dimensions do not exceed first dozens of meters along a long axis. The largest differentiated bodies of 1.5 km long and 600 m thick are found in the Lovnozero Lake and Laukku Mountain areas. Norite is a predominant rock. The rocks are related to rocks that are undersaturated and slightly oversaturated with Si. Ultramafites are slightly enriched in Cr and Ti, and mafites - in Ni. These intrusives have been folded and metamorphosed under granulite and amphibolite facies conditions. They are characterized by the economic content of sulphide Cu-Ni ores in the Lovnozero Lake area.

There are bodies of gabbro-amphibolites and metaultrabasites whose link with the above rock associations is unknown. Their age is taken to be late Archaean-early Proterozoic. Into this group included are numerous and widely spread gabbro-amphibolites as well as ultrabasites of the Kanozero Lake area. Most basic bodies are within the western Kola region and the largest - in the Terskaya Zone.

Proterozoic Era

The Notozero and Severokareli'skiy (Northern Karelia) dunite and harzburgite complexes are spread in the western Kola peninsula. Some massifs of identical rocks are known to be found in the southern framing of the Imandra-Varzuga Zone in the Falaley Stream area and one massif is situated northwards of the Salny Tundra Mountains in the Pecha River area. The Sumian magmatic cycle starts with these complexes [42] though this conclusion was made on the basis of indirect indications, in particular, on a petrochemical similarity with early differentiates of the basic layered intrusions. The basement gneisses and the Archaean TTG plutonic rocks are the country rocks for the harzburgites in the most part of the territory. The form of the massifs is plate- and lens-like, the contacts are tectonic, concordant with foliation in the country rocks. The internal structure of the massifs is autonomous, the largest of them are differentiated. A rock association of the massifs includes dunite, olivinite, harzburgite and pyroxenite, harzburgites being predominant. The main chemical feature of the rocks is the high Mg, Ni and Cr content. The rocks are deformed, they have undergone autometamorphic reworking and regional metamorphism. Anthophyllite-asbestos mineralization is observed in the massifs.

The rocks of the complex of layered peridotite-pyroxenite-hypersthene-gabbro intrusions and the Alakurtti Complex of lherzolite, hypersthene gabbros compose a lateral suite. The first ones are mainly spread along the north and the south boundaries of the Pechenga-Varzuga and Northern Karelia Zones, respectively. The Pansky and Fedorova Tundra, Monchegora massifs as well as the intrusions of the Olanga complex are the largest. Their analogues are established southwards of the Pechenga Structure. The massifs of the Karik-Yavr Lake area

in the eastern framing of the Pechenga Zone are regarded to these plutonic rocks because their geological setting, rock and mineral composition, ore mineralization and secondary reworking are similar to those of the above intrusives. Earlier these massifs were related to a Late Archaean gabbro-hyperbasite association [42]. Based on a petrographic and petrochemical similarity, to the layered intrusions related are basite massifs in areas of the upper flow of the Strel'na and Chapoma rivers and Ondomozero Lakes (the Ondomozero Complex) in the Terskaya Zone.

Most intrusives are characterized by the lopolith-like form, autonomous internal structure, and intrusive contacts with gneissic units. They cross-cut also Early Proterozoic sedimentary-volcanic formations. The rocks of the massifs are very different ranging from olivinite to anorthosite. Mostly spread are hypersthene gabbro. Ultramafites and mafites are related to the rock suites with the low and moderate Fe and alkali content. As a whole, they are characterized by Cu-Ni and Pt ore mineralization. The ages of the Lukkulaivara, Kivakka (the Olanga Complex), Monchegora and Pansky-and-Fedorova Tundra massifs are 2437+/-11, 2445+/-2, 2493+/-7 and 2470+/-9 Ma, respectively [8, 10].

The Alakurtti lherzolite and hypersthene gabbro complex unites numerous small massifs characterized by an areal extension in the Belomorian Zone. Separate bodies of these rocks are found to the north-east of the Salny and Kolvitsa Tundra Mountains and in the southern framing of the Pechenga Zone.

The massifs are of a lens- and circle-like form and have distinct cross-cutting contacts. Their dimensions vary from some dozens of meters to some kilometers. The largest of them are differentiated. The composition ranges from lherzolitic to leucogabbroic. Their peculiar feature is drusitic (coronitic) rims. These mafites and ultramafites are chemically similar to those of the basic layered intrusions.

The gabbro, gabbro-anorthosite and diorite massifs of the Kolvitsa-Laplendian Zone and of the Glavny Klerebet (Main Ridge) are widespread in the western region. They are represented by the Kandulaksha, Kolvitsa, Pyrahin, Vulvara, Yavrozero, Vuim-Elgoras massifs as well as massifs of the Anis Tundra Complex. Until recently, all these massifs have been considered to be Late Archaean. At present, this suite has been added by some massifs in the Belomorian Zone, i.e. by the Zhemchuzhny, Tolstik and Voley ones related earlier to the pre-Lopian anorthosite-hypersthene-norite association [64].

The massifs are lens-, plate-, and lopolith-like bodies concordant to the country rocks. The intrusive relationships with gneisses have been established only for the Main Ridge massif, which has tectonic contacts with the Monchegora Massif. The geological relationship between these two massifs is unknown, so their position in the Legend is determined by geochronological data. Most massifs are differentiated. The Main Ridge Massif is the largest in the region and is characterised by the most representative syngenetic rock suite - from plagioclase-bearing peridotite to anorthosite. Leucogabbro and gabbro-anorthosite dominate in most massifs with the exception of the Zhemchuzhny and Anis Tundra complex massifs containing diorite.

The rocks considered differ from the late Archaean gabbro-anorthosite association in the low alkali and silica content and show Ti-Fe mineralisation with the high V content. The ages of the Main Ridge, Kolvitsa and Pyrshin massifs are 2453+/-4, 2450+/-10 and 2452+/-7 Ma, respectively [45], and those of the Tolstik and Zhemchuzhny ones are in the age range of 2400-2500 Ma [39, 68].

The *Imandra lopolith of norite, hypersthene gabbro and diorite* unites separate massifs in the western part of the Imandra-Varzuga zone. Till now, these rocks have been included into a peridotite-pyroxenite-hypersthene gabbro association. The massifs of the north group are located in lower Proterozoic volcanic-sedimentary rocks or in the contact zone between these rocks and the ancient gneisses; those of the south group - in Archaean gneisses and an amphibolite unit where these rocks tectonically contact with the Tominga Group rocks. The contacts are intrusive. The rocks vary in composition from plagioclase-bearing pyroxenite to gabbro-diorite. They are oversaturated with Si and have the high Fe and alkali content. The content of Cr is higher at the bottom of the massifs and that of Ti and V - at the top. The age of zircon from hypersthene gabbro is 2396+/-7 Ma [10].

The *Zestid gabbro, lherzolite and websterite complex* is represented by small massifs in the north-western part of the Kolvitsa-Laplandian Zone. The massifs of the same composition were mapped to the south-east of Kolvitsa Lake within the same zone. The configuration of the bodies is sheet-and lens-like, sometimes close to an isometric one, the bodies lie conformably to the strike of the country rocks. Their contacts are tectonized. The largest massifs are intrusive into the ancient gneisses, are differentiated and composed of olivinite, lherzolite, websterite, and hypersthene gabbro. Websterites are mostly widespread. The massifs of the Kolvitsa-Kandalaksha area are composed of hornblende peridotites. The peculiar chemical features of ultramafites, mafites are their being undersaturated with silica, and the moderate Fe and alkali content. They feature the higher Cr, Ti, and Ni content. The Suenlagash massif has an Sm-Nd isochrone age of 1890+/-60 Ma, which most likely corresponds to a metamorphic event [72].

The *Rainenchorr and Por'ya Guba pyroxenite and wehrlite complexes* include small massifs and sometimes dykes in the southern part of the Main Ridge Massif and in the Kolvitsa-Laplandian Zone. In the Salny Tundra Mountains, the massifs are mainly located in marginal zones of the easternmost part of the Lapland Granulite Belt. All the massifs with the exception of the Por'ya Guba Complex are linked spatially with gabbro-anorthosites. The shape of massifs is mainly lens-like. The contacts with the country gneisses and gabbro-anorthosites are concordant, the rocks being foliated near them. The massifs have intrusive relationships with the country rocks in the Kolvitsa area. Most massifs are composed of olivinite and pyroxenite, the latter being predominant. The largest ones are differentiated from ultramafites to leucogabbros (the Por'ya Guba Complex). The rocks feature the higher alkali and Ti content, and are undersaturated with Si. The pyroxenite and wehrlites contain an economic concentration of Ti-Fe ores with the high V content. The alkali granites intrude these rocks, which indicates their upper age limit.

The Sumian magmatic cycle is completed by *complexes of charnockites and granites (i), monzodiorites and granites (ii), and alkali granites and syenites (iii)*. These three groups of granitoids form an evolutionary suite, the higher the alkali content is, the higher the colour index is.

The *Umba charnockite and granite complex* is a representative one for the Kola peninsula. Its analogues are the Yarva-Varaka Massif in the Moncha Gora area as well as massifs in the Sokolozero and Notozero Lakes areas in the Northern Karelian Zone. The form of the massifs is sheet- and lopolith-like. The contacts with Archaean rocks are both concordant and cross-cutting; there are hornfels and breccia zones along them. The massifs are multiphase and differentiated. In the Umba complex, the early phase rocks belong to an enderbite suite, the intermediate ones - to a charnockites suite and the third ones - to a granite suite. The most spread are granites. In the Yarva-Varaka massif monzodiorites and granites predominate. In the northern Karelia the massifs are composed of granites and leucogranites. The characteristic chemical features of the rocks are their being oversaturated with Si and Al, and the lower alkali content. The age of the Topozero charnockites in northern Karelia that are considered to be as old as the Umba Complex charnockites is 2370 Ma [62].

The *Koigera and Kekhtozero monzodiorite and granite massifs* are multiphase intrusions in the Northern Karelia Zone. The country rocks for them are the TTG rocks of the Pyaozero Complex. In the Koigera massif, the early phase is biotite-amphibole-diopside monzodiorites, the late one is represented by quartz syenites, granosyenites, leucogranites and granite-porphry. The Kukhtozero massif is composed of biotite-amphibole monzodiorites. The Si content varies within a large range; the alkali-content is relatively high. There are no reliable isotope age determinations.

Alkali granite and syenite intrusions are the most spread among the Proterozoic granitoids, it is most characteristic of them to occur in the eastern part of the region - in the Keivy Zone and southwards of the Imandra-Varzuga Zone. Many the intrusions, for instance, the Western Keivy, Ponoj, Purnach, Belaya Tundra, Lavrent'evsky, Kanozero, and Gremyakh-Vyrnes massifs, have a sheet-like shape and intrusive contacts with the country rocks. Lineation and foliation formed by dark-coloured minerals are characteristic of the granites. A vertical zonation is established - subalkali varieties are exposed in the most eroded areas (the Kanozero massif). Aegirine-arfvedsonite granites dominate among the granitoids. Granosyenites and syenites occupy about 5% of the territory composed of these rocks; they are represented by lepidomelan-ferrohastingsite varieties. The granitoids are characterized by the higher $Fc/(Fe+Mg)$ ratio and the higher agpaitic coefficient. Their peculiar geochemical feature is the higher rare and REE content against their clarkes of concentration. The alkali granites are supposed to form a single volcano-plutonic association with rhyolites and basalts of the Strel'na Group. The isochrone Rb-Sr age of the Western Keivy alkali granites is 2350+/-71 Ma [66], model Rb-Sr and isochrone Pb-Pb ages of the Kanozero Massif are 2270+/-80 and 2365+/-15 Ma, respectively [53, 72].

The *Strel'na and Vochelambina peridotite and pyroxenite complexes* comprise small massifs in western and south-western parts of the Imandra-Varzuga Zone as well as in its south

subzone. Their analogues are established in the Kuolajarvi Zone [59]. These complexes correspond to the Jatulian level in the Imandra-Varzuga Zone and to the Ludikovian one in the Kuolajarvi Zone [33]. In fact, these massifs are dykes and sheet-like bodies, their thickness does not exceed 100 m, they are up to 3.5 km long. The contacts are both cross-cutting and concordant. The massifs are mainly composed of one variety of rocks with the exception only of differentiated bodies composed of harzburgites, lherzolites, wehrlites, pyroxenites, and sometimes gabbroids. The rocks were intensively reworked during the autometamorphic stage and then during a regional metamorphism one. The peculiar chemical features of ultramafites is the high Mg, Ca, and Cr content and the low Ni and Ti content. These rocks form a single volcano-plutonic association with the high-Mg basalts in the Kuolajarvi Zone.

The Kuksha gabbro-pyroxenite complex includes sheet-like subconcordant bodies in the central and eastern parts of the Imandra-Varzuga Zone, where they are located in the Strel'na Group rocks, massifs located in the basement of the southern subzone (the Fomkin Stream area) as well as the Podzemel'ny Massif. The thickest bodies are differentiated. The rocks are similar in composition to the Polisarka volcanic rocks [59], they are characterized by the higher Mg and Si content and by the low Ti, Ni, and Cr content.

The Tominga gabbro-diabase complex unites sills and dykes in the Pechenga and Imandra-Varzuga Zones (in the south subzone of the latter, in particular) and in the Monchegorsk area. The maximum concentration of them is related to the Umbarechka-Vilmuaiv Fault. In the western Imandra-Varzuga Zone, the gabbro-diabase bodies cross-cut the Polisarka Formation rocks and the Imandra Lopolith basalts. The gabbro and gabbro-diabase are widely spread in the rocks of the third and fourth units of the Pechenga Karelian succession.

Some massifs are differentiated. To the petrochemical features of the rocks related may be the high Ti, Fe, V and P content. The gabbro-diabase is supposed to be comagmatic to the volcanics of the Pil'gjarvi and Tominga Groups.

The Pechenga and Sol'nyoye Ozero (Salty Lake) gabbro, pyroxenite and wehrlite complexes are spread in the Pechenga-Varzuga Zone. The first one is represented by numerous massifs in the Pechenga ore area, and the second one - by single bodies in the western Imandra-Varzuga Zone. To the group of rocks under consideration related are dykes of the *Nyasyukka Complex*, the Panarechka Massif is conditionally related to this group, too. The intrusions of first two complexes are mainly located within Lower Proterozoic pyroclastic-sedimentary formations, they have a sheet-and phacolith-like form and are differentiated. These dykes are characterized by both concordant and cross-cutting contacts, with the dykes cross-cutting the Tominga gabbro-diabase sills. There are foliation and breccia zones along the contacts. All the mafites and ultramafites are intensively reworked; from petrochemical reconstructions, they correspond to an olivinite-wehrlite-pyroxenite-gabbro-subalkali gabbro suite.

The rock association under consideration is related to a high-Fe and high-Ti subalkali type with the high Ni, Cr, and P content. It is correlated with the ferropicritic volcanics of the Pil'gjarvi Formation and the South Pechenga Group. Gabbro-wehrlites of the Pechenga

ore area are related to the deposits of sulphide Cu-Ni ores. The age of the Pechenga Complex massifs is 1970+/-70 Ma [59].

The following complexes of dioritic porphyrites (i) and quartz diorites and TTG granitoids (ii) are coeval formations as suggested by preliminary geochronological data [22].

The Por'itash dioritic porphyrite complex is represented by subvolcanic bodies in the South Pechenga Subzone. Their analogues are single massifs in the south part of the Imandra-Varzuga Zone. The intrusions have a simple structure and form a volcano-plutonic association with pyroclastic rocks similar to them in composition in the South Pechenga Group. The rocks feature the higher Ti and K concentration and the high Fe₂O₃ content.

The massifs of the *Kaskel'javr diorite and TTG rocks complex* are spread within the southern framing of the Pechenga Zone. Their contours are close to isometric. The boundaries with the country rocks are everywhere tectonic and are accompanied by migmatization zones. The massifs are considered to be multiphase rootless plutons. All the granitoids feature distinct gneissic textures, which are concordant to pluton contours. Primary structures and textures are rare in them.

In the largest Kaskel'javr Massif dominate the first phase rocks, i.e. quartz diorites, in other massifs - the TTG granitoids. Chemically, the granitoids of the complex are close to a Late Archaean diorite association. They are related to the Na suite rocks of the normal alkali content. By some data, the granitoids were formed 1940+/-40 Ma ago [53].

The massifs formed at the final stage of the Jatulian-Kalevian magmatic cycle are typical for the Imandra-Varzuga Belt, they are also located out of the belt in the NW-SE trending fault zones. They are composed of different rocks that form three groups: (i) *peridotites, pyroxenites, gabbro and gabbro-anorthosites*, (2) *subalkali gabbro, acherites* and (3) *alkali and nepheline syenites, foidites*. Each group is related to an independent intrusive phase.

The massifs have intrusive contacts and most of them are multiphase. These rock associations are mostly fully observed in the *Gremyakh-Vyrmes Massif*, in which gabbro, subalkali gabbro and gabbro-anorthosites dominate. In the Peschanozerskiy Massif, ultramafites dominate, and foidites are 10% of the whole square of the massif. *The Sakhar'jok, Kul'jok and Soustov intrusions* are mainly composed of alkali and nepheline syenites, in the first one also established are alkali gabbros. The ultramafites are mostly chemically close to rocks of a pyroxenite-wehrlite association. In the Gremyakh-Vyrmes massif, with the ultramafites connected are complex P-Fe-Ti ore deposits. Zr, Nb, REE, Li and P are specific element-admixtures for the rocks, which form a single volcano-plutonic association with the alkali volcanics of the Tominga Group. The age of two earliest rock groups in the Gremyakh-Vyrmes Massif is 1865+/-100 Ma [53]; the reliable age determinations are still absent.

Of later age are massifs of granodiorites, granites and leucogranites formed at the initial stage of the Karelian tectogenesis and located in extension zones [33].

The Litsa-Ara Guba and Juovoaivskiy granodiorite and diorite complexes are spread in the western part of the Kola peninsula. The massifs have intrusive contacts with the country rocks. The north-eastern group of the massifs is of a dyke-and sheet-like form, the rest ones are of a laccolith-, harpolith- and stock-like shape.

The granitoid complexes are multiphase. The massifs of the Litsa-Ara Guba complex are composed of rocks of monzodiorite, granodiorite-granite and granosyenite suites. Mostly spread are porphyric granites and granodiorites. The Juovoaivskiy Complex consists of granites and granite-porphry. The decrease in rock crystallization depth from the NE to the SW is established. The colour index of the rocks decreases in the same direction, whereas the SiO₂ content in final differentiates increases. The granitoids chemically corresponds to granitic rocks of the normal and low alkali content, they feature the higher content of rare elements. Mo mineralization is linked with the granites. The age of the Litsa-Ara Complex granitoids determined by the Rb-Sr and U-Pb methods corresponds to 1720+/-85 and 1850+/-130 Ma [53].

The *leucogranite massifs* are mainly spread through the Terskaya Zone, two small bodies being known in the Kontozero and Lyavozero Lakes area. All the massifs are spatially linked with deep NE-SW and N-S trending faults and have the intrusive contacts with the country Archaean rocks. The largest one, *Strel'na Massif* is characterized by a sheet-like form and the autonomous internal structure, which is concordant to the contact surface. The massifs are mainly composed of granites among which distinguished are leucogranites and granite-pegmatite. Peculiar chemical features are the high SiO₂ and alkali content and the higher Fe/(Fe+Mg) ratio. Muscovite ore deposits are connected with the Strel'na Massif pegmatites. The age of the granites is 1780-1830 Ma ago [53].

The *mafic dykes d₂* unite early Proterozoic dyke complexes (the Sumian-Vepsian stage) which are widely spread through the region and mainly have the NE-SW and NS strike. Their extent rarely exceeds first kilometers except for the Keivy Zone dykes. The development of the dyke complexes is related to the evolution of the Pechenga-Varzuga Zone [40, 55]. Four dyke complexes are distinguished: (i) hypersthene gabbro - gabbros; (ii) quartz metadolerites and (iii) olivine gabbro - ferrous metadolerites - kaersutite gabbros; and (iv) picrite dolerites. This line corresponds to the succession of the complexes development. The first and third ones are widely spread through the Kola Peninsula, the second and fourth ones are mainly spread through its north-eastern part. The oldest complex is correlated with the layered peridotite-pyroxenite-hypersthene gabbro intrusions. The quartz metadolerite complex shows a similarity with the andesitic basalts of the Akhmalakhta Formation, the third complex is correlated with gabbro-wehrilite intrusions to which related are the Nyasyukka dykes. The rocks of many dykes, in the Keivy Zone, in particular, are transformed into gabbro-amphibolites.

The *late Proterozoic dolerite sills and dykes d₃* complete the Precambrian magmatism in the region; they are typical platform intrusive rocks. The dolerite bodies are mostly spread along the Barents Sea coast from the Kola Fjord to the St.Nose Cape and are unified into the *Barents Sea Complex*.

The location of the bodies is conditioned by en-echelon faults that are splays of the Karpinsky deep fault. Their country rocks are both the Archaean granitogneisses and the Riphean sediments [58]. The NE-SW and N-S trending dolerite dykes are observed in the Keivy Zone [55]. Large gently dipping intrusions and dykes are differentiated. In the Barents

Sea Complex dominate dolerites and quartz dolerites. The rocks chemically are homogeneous and belong to a normal tholeiite-basalt suite. They have undergone only autometamorphism.

Palaeozoic Erathem

Being the most important from the economical point of view, rocks of this age compose massifs of two associations: (i) alkali-ultrabasic with carbonatites, and (ii) agpaite. There are a lot of data on these rocks obtained by A.E. Kukhareenko, I.V. Bussen, A.S. Sakharov, A.V. Galakhov, S.I. Zak, T.N. Ivanova and many other geologists. These massifs are widely spread in the Kola peninsula and are spatially connected with the Oslo-Khibiny NE-SW trending Zone.

The first association (alkali-ultrabasic with carbonatites) includes the *Kondor, Sebl'yavr, Afrikanda, Turiy Cape, Vuorijarvi, Sallanlatva Massifs* and some others, the second association includes the huge layered *Khibina and Lovozero Massifs*. Most massifs are multiphase and are considered to be the ring intrusions; they have a funnel-, lopolith-, laccolith- and stock-like form. Their rocks form three complexes: (i) alkali ultramafic, (ii) nepheline syenitic and (iii) carbonatitic.

All the variety of the rocks of the alkali-ultrabasic massifs corresponds to a suite of olivinite-pyroxenite-melilite rock-melteigite-ijolite-nepheline syenite. In general, the massifs are composed of one or several varieties of these rocks. The Lesnaya Varaka and Afrikanda massifs, for instance, are mainly composed of olivinites and pyroxenites; the Sallanlatva and Ozernaya Varaka massifs - of nepheline pyroxenites, melteigites, ijolites and carbonatites. The group under consideration is characterized by carbonatites.

The nepheline syenites are presented in the Khibina massif by chibinite, foyaite, lyavochorrite, and rischorrite-juvite complexes of different age. Alkali ultramafites are spread in this massif widely enough [2, 25]. In the Lovozero pluton, mostly spread rocks are foyaites and lujavrites. Carbonatites have been discovered only in the Khibina Massif. All these alkali rocks and the Lovozero group volcanics linked spatially with them, are considered to belong to a single volcano-plutonic association.

The ore deposits of apatite, phlogopite, vermiculite, Al, Fe, Ti, rare metals and REE are linked with the massifs of both associations, the Khibina and Lovozero deposits being unique.

The development of the Khibina and Lovozero massifs as well as of ultrabasic-alkali intrusives occurred 360-380 Ma ago [71].

Alkali rock dykes d₄, pipes of kimberlites, alkali picrites and melano-nephelinites. Along with the ring massifs, the Caledonian alkali magmatism is represented by dyke complexes and explosion pipes. The dykes are located both within the alkali massifs and out of them, they forming swarms out of the intrusions. The swarms have the NE strike, and the dykes are some kilometers long and 50 meters thick. The largest *dyke complexes*, the *Kandalaksha, Prolivy, Por'ya Guba, Mavra Guba* ones, are shown in the Map. They consist of alkali picrites, lamprophyres, meymechites, melteigites, nephelinites, alnoites, alkali trachytes, phonolites, carbonatites and some other alkali rocks.

In the Khibina massif, along with the dykes of the main intrusive complexes, widely spread are dykes of the final stage of the massif development, with these dykes being mainly composed of alkali picrites and olivine melanephelinites [3]. In the Lovozero massif, dykes are composed of alkali lamprophyres, nepheline basalts, and tinguaïtes. In the country rocks of the Kovdor massif, dykes consist of alkali picrites, alnöïtes, phonolites, tinguaïte-porphyrates and predominant nephelinites.

Explosion pipes are known in the Ivanovka Bay area [56], the Khibina massif, the Bol'shaya River area, the Yelovy Island and the Kandalaksha Bay area. In general, by the predominant composition distinguished are three main varieties of the explosion pipes, i.e. kimberlitic (i), alkali picritic (ii) and melanephelinitic (iii). The greatest number of the explosion pipes is established in the Tersky coast eastwards from the Turiy Cape where, according to M.M. Kalinkin, they are conditioned by the Ermakovskiy graben. They are composed of alkali picrites, olivine melilitites and ultrabasic foidites. The two last varieties of the rocks compose diamond-bearing kimberlite pipes. The most perspective from the exploration point of view is the area of the narrow entrance in the White Sea [52].

The Kontozero alkali and nepheline syenite massif of the Carboniferous age is situated in the north-western marginal part of the Kontozero caldera. In the massif, along with the predominant syenites established are pyroxenites and melteigites. A thin nepheline syenite body was discovered by drilling in the eastern part of the caldera. The alkali rocks are intrusive into the Lower Carboniferous sedimentary and volcanic rocks. An ultrabasic rock massif is supposed to occur under these sediments and volcanics [35].

MAIN PROBLEMS OF REGIONAL RESEARCHES

According to the Note, the main problems of the regional geology result firstly from the lack of reliable data on interrelations between definite geological bodies, their primary position in the supracrustal section of the Kola Precambrian and their origin. It refers, first of all, to high grade metamorphosed and reworked rocks of the Archaean age, in particular, that have lost almost completely their primary features. As a result, it is impossible to stratify these rocks on the lithostratigraphic base. Stratigraphic subdivision becomes possible when we have data on sedimentary and volcanic rocks with primary textures and structures rocks survived in some small domains. These data, however, are not sufficient enough for correct conclusions to be made about a primary succession of any single complex, not speaking about a regional succession. As the Proterozoic formations are considered to be more informative, the main problems are mainly connected here with their regional correlation and a different level of knowledge about separate Lower Proterozoic terranes. The main problem of the intrusive rocks subdivision is in the lack of exact data on a geological (relative) age of many intrusives, especially in zones of both high strain and high grade of metamorphism, and in a small quantity of isotope age determinations. These circumstances causes difficulties in determining a lateral set of magmatic rocks because it has been traditionally made on the base of their petrological features.

The most important is a question - do Early Archaean rocks occur in the Kola peninsula or not? Components of these rocks have not been found out yet, and the basement complex shown in the Map presents only the lowest part of the section of the Kola-Belomorian Complex. The heart of the problem is turned only into searching these rocks, with the search being mainly carried out by systematic isotope dating and determining model Rb-Sr and Sm-Nd ages. It is obvious that the discovery of Early Archaean rocks in future will not sufficiently change the outlines of the geological bodies shown at present in the Map but amend our interpretation of the region's evolution.

A further subdivision of the Kola-Belomorian complex and getting more specific information about its volume depends greatly on a precise isotope dating taking into account a short time interval of the complex development as a whole. In future, the solution of this problem is possible by recognizing the chronostratigraphic principle as the only possible one to subdivide similar complexes against the lithostratigraphic principle. It should be mentioned here that an isotope dating serves at present as the only method to solve both this problem and most similar ones but only when we have rocks suitable for dating and unambiguous interpretation of their position in a section of geological objects studied.

As for the Kola-Belomorian Complex, the top priority task here is the age interrelation between the Chudz-Yavr unit of the central Kola-Norwegian Zone and the Olen'ya Gora (iron ore-bearing) unit of the near Imandra area. We consider them to be related to one and the same level. These units contain banded iron formations and are characterized by pressure regimes of metamorphism similar to each other, which has allowed to include them into the Kola-Belomorian Complex. At the same time, obvious are differences in the sections of the Chudz-Yavr and Olen'ya Gora units, in their structural pattern and the grade of metamorphism as well as in the content of iron ores. The Olen'ya Gora unit is mainly volcanic in nature; their rocks compose narrow structures between granitogneissic blocks or domes and form a specific lap or oval pattern. They are metamorphosed under conditions only of amphibolite facies and contain the largest economic iron ore deposits. The Chudz-Yavr unit, on the contrary, is of terrigenous lithology, is metamorphosed under granulite facies conditions and contains insignificant iron ore mineralization. Isotopic data available are not sufficient to determine the relations between these two units. The necessity of a precise dating of the Olen'ya Gora volcanics is also conditioned by a great similarity of its section with that of the Lopian stratified terranes of the Kolmozero-Voron'ya Zone the greenstone rocks of which are distinguished by us as younger ones against those of the Chudz-Yavr and Volshpakhk units.

Among the urgent problems connected with a further study of the Lopian stratified complexes is the determination of precise ages of volcanic rocks on zircon through all the zones and getting, herewith, convincing data in favour of their higher stratigraphic position against the Kola-Belomorian rocks. Supracrustals spread westwards of Kovdozero Lake have been related also to the Archaean stratified complexes, and this decision is also open to discussion. At present, the volume and area of the Peschanoozerskaya Formation rock spread in the Terskaya Zone are, probably, grossly exaggerated. Compiling the Map, we have taken a version based on the results of a large-scale geological mapping, but this version is not the only

one because it is possible that the unit of graded-bedded micaceous and garnet-micaceous schists from the given formation to the analogous rocks of the Vysokaya Zemlya Formation completing the Lopian stratified section in the Terskaya Zone.

Lots of unsolved problems of the geology of the Archaean supracrustals are connected with a long-term tendency to map these rocks considering boundaries between separate geological bodies observed at present and being often ambiguous only as stratigraphic as well as with mapping on the base of routs cross the strike of rocks. We believe, the most part of the Archaean rocks should be re-mapped, with real geological bodies being distinguished and followed along their strike. It is obvious that the stratigraphic subdivision of these bodies is possible only in case of their top and bottom to be definitely determined.

Debatable problems concerning the stratigraphic boundary between the Upper Archaean and Lower Proterozoic supracrustals may be solved by an isotope dating of suitable Upper Lopian and Sumian rocks. For this purpose we need a single succession consisting of unambiguous Upper Lopian and Sumian formations. The most suitable section is located in the eastern part of the Imandra-Varzuga Zone in the Malye Keivy Ridge area. Strictly speaking, the rocks that are considered there as deposits of the Pestsovaya Tundra Formation (the Snezhnoborskaya Formation) are related to this formation only on the base of their composition, i.e. conditionally, for they are isolated from the stratotypical Pestsovaya Tundra rocks. Only the position of these rocks in the section, their lithology and succession are the basis for such a correlation. But there are some grounds to doubt, so this problem needs to be further investigated. Nevertheless, the attention should be paid to the position of the Pestsovaya Tundra Formation in the eastern part of the zone. The quartzose metasandstone and meta-gravelstone unit separates here the Sumian section from Archaean granitogneisses and frames the Sumian rock exposures. No effect of the synchronous volcanic activity on these rocks is observed here and they do not interbed or alternate with volcanics at the top and bottom of the unit. The Pestsovaya Tundra Formation rocks are established to lie on the oldest gneisses and granitoids and sometimes on a crust of their weathering. There are no data about a younger Sarioelian age of this formation for the Sarioelian sections are of another lithology and structure and have a different position in the regional structure. The data available make the authors interpret the position of the Pestsovaya Tundra Formation as an underlying one of the Sumian section and completing the schists section of the Keivy Group, which is related to the Upper Lopian. It is obvious that only additional investigations and isotope age determinations may transfer this problem from hypothetical comparisons to the level of well-grounded solutions.

The layered peridotite-pyroxenite-hypersthene gabbro massifs are representative of the Sumian ones according to the age determinations. Products of weathering of these massifs are considered to be found in the Sarioelian conglomerates of the Pechenga and Northern Karelia Zones. If it is the case, the emplacement of the massifs should be connected with the Sumian magmatic activity, which contradicts to the data about the multistage magmatic evolution in different zones, i.e. volcanic rock associations of the early stage of the subsidence evolution have been developed in the Pechenga-Varzuga Zone at the Sumian time and in the Northern

Karelia Zone - at the Jatulian time [33]. Then the Olanga, Kivakka and Tsipringa massifs also should be of the Jatulian age. But geochronological data contradict this suggestion, so there is nothing to do but to consider that the emplacement of these layered massifs is a result of the Sarioelian magmatic activity in the region. It is proved to be correct to relate conglomerates that contain the fragments of the massifs to the Jatulian level rather than to the Sarioelian one which they have been traditionally referred to. In basal conglomerates related to the Lower Proterozoic deposits of the Kuusamo area dated were three pebbles of quartz porphyry which are absent in that area but are widely spread through the Pana-Kuolajarvi Zone (northern Karelia). Zircons from all the three pebbles are of 2405 ± 6 Ma, which determines the lower age boundary of the Kuusamo rocks, on the one hand, and the Sarioelian age of the Pana-Kuolajarvi quartz porphyry, on the other hand [74].

If the layered intrusions that are located in northern Karelia are related to the Sarioelian, then it is necessary to consider more thoroughly the vertical set of the intrusive complexes considered by us as post-Sumian. Such data are available, but the consideration of the Sarioelian as a higher order stratigraphic unit, re-examination of its volume, structure and interrelations with the Sumian and Jatulian is only being worked out.

The Pana-kuolajarvi Zone is unsufficiently studied for it is subdivided by the state border into two parts. Its eastern part adjacent to the border was inaccessible for study, the western part is studied by Finnish geologists up to the border. Such a separate study of the zone resulted in a different interpretation of its structure with opposite versions. Thus, based on the materials available we believe that there is a synclinorium in that area and the youngest Hosijarvi volcanics occur in the synclinorium core. An excursion to the western part of the zone has shown that Finnish colleagues have the grounds to consider this part to be composed of the Salla complex rocks that are the oldest Karelian volcanics there. It means that the central part of the zone may have a dome structure rather than a synclinorium one, with the former being eroded up to the Sovajarvi or Nivajarvi volcanic rocks. The solution of this problem is obvious - a joint study of the zone by Finnish and Russian geologists.

Of poor knowledge is the stratigraphy of the Tominga and South Pechenga Groups because their rocks are very poor exposed, are subdivided into blocks by faults, and have a complicated structure, especially in the South Pechenga domain.

In spite of a rather sufficient knowledge of the Late Proterozoic sections, they are sometimes difficult to be correlated. One of main reasons is that the sediments deposited under continental and shelf seas conditions differ greatly in lithology, which makes it impossible to confidently use lithostratigraphic methods. There are a few geochronological data. Due to it, one of the most disputable problems concerning with the stratigraphy of the Late Proterozoic of the Kola peninsula will, probably, be the problem of correlation between the sedimentary complexes of the Rybachy and Sredny peninsulas. The solution of it appears to be in a more thorough selection of microphytofossils from the Rybachy peninsula deposits as well as in a study of the geology of the junction zone between these two regions.

Of great importance is the problem whether the deposits of the upper part of the section of the Kuyakanskaya and Pumanskaya Formations are related to the Upper Riphean or to

the Vendean. A set of microphytofossils determines them to be of the Upper Riphean age but by the nature of the section and some lithostratigraphic features they are similar to the Vendean sediments of the Tanafjord Group (Norway).

The correlation of the sediments deposited on the Tersky and Barents Sea coasts of the Kola peninsula is possible at present only by microphytofossil analysis because of these sections being isolated.

The problems of the geology of the Early Precambrian intrusive rocks as in case with the supracrustal ones are mainly due to lack of data about the boundaries and lithology of certain massifs and about their isotopic age as well. It is obvious when getting acquainted with materials on the Murmansk block composed mainly only of plutonic rocks. It is this territory that needs to be re-mapped for the first time based on the principles and isotopic dating mentioned above.

Of great difficulty is the subdivision of the Upper Archaean granitoids, the earliest complexes of diorites, tonalites, trondhjemites, granodiorites and enderbites, in particular. The rightfulness of their being distinguished from the most ancient basement should be proved by additional geochronological studies. Parallel to it solved may be the problem of their relative volume; the only difficulty is in great similarity in rock associations of granitoid complexes of different age.

Dating is also necessary to prove the distinguishing of two gabbro-anorthosite complexes of different age, i.e. the Upper Archaean and Lower Proterozoic ones. The Lower Proterozoic age of the latter is convincingly proved by age determinations testifying that their emplacement coincides with the development of the layered peridotite-pyroxenite-hypersthene gabbro intrusions. It makes us believe that the Main Ridge Massif was formed 40 Ma later than the Monchegora pluton. Taking into consideration the well known data about the similarity in the structure, rock and mineral composition of these two massifs, we may believe in their genetic affinity. In accordance with all said above it should be necessary to date leucogabbro and gabbro-anorthosites of the upper parts of the section of the Panskaya and Fedorova Tundra Massifs. All the rocks mentioned are absent on the present eroded surface in the Monchegora pluton.

Unfortunately, we have no reliable geochronological data on alkali rocks of the Jatulian-Kalevian magmatic cycle and on alkali granites associated with the multiphase Greymykhavymes Massif. Dating of these granites allows to solve the problem whether it is possible for two groups of alkali granites of different age to be present in the region. Similar thoughts have already been suggested by geologists.

In conclusion, we express hope that the generalization of the geological materials on the Kola region as the Map of a scale of 1:500 000 and distinguishing the main problems opens new possibilities for closer co-operation with geologists of the Northern European countries to solve common problems of the regional geology of the Baltic Shield.

ЛИТЕРАТУРА

REFERENCES

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М., 1992. 168 с. Avakyan, K.Kh. *Geology and Petrology of the Central Kola Archaean Granulite-Gneiss Area*. Moscow, Nauka, 1992. 168 p. (in Russian).
2. Арзамасцев А.А. Щелочные ультрамафиты в Хибинском массиве: новые данные и петрохимические следствия // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1990. С.3-15. Arzamastsev, A.A. *Alkali ultramafites in the Khibina Massif: new data and petrochemical consequences* // *Alkaline Magmatism of the North-Eastern Baltic Shield*. Apatity, 1990. P.3-15, (in Russian).
3. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты, 1988. 87 с. Arzamastsev, A.A., Kaverina, V.A., Polezhaeva, L.I. *Dyke Rocks of the Khibina Massif and its Framing*. Apatity, 1988. 87 p. (in Russian).
4. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Под ред. Ф.П.Митрофанова. Апатиты, 1991. 186 с. *The Archaean Complex in the Section of the KS-3*. Ed.: F.P.Mitrofanov. Apatity, 1991. 186 p. (in Russian).
5. Балаганский В.В. Последовательность деформаций в принегорской свите лопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С.59-62. Balagansky, V.V. *Sequence of deformations in the Irinogora Formation rocks of the Lopian, northern Karelia* // *Structure and Metamorphic Evolution of the Main Structural Zones of the Baltic Shield*. Apatity, 1987. 59-62 p. (in Russian).
6. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты, 1986. 100 с. Balagansky, V.V., Bogdanova, M.N., Kozlova, N.Ye. *Structural and Metamorphic Evolution of the North-Western Belomorian Region*. Apatity, 1986. 100 p. (in Russian).
7. Балашов Ю.А., Федотов Ж.А., Скуфьин П.К. Rb-Sr датирование нижней вулканогенной толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Геохимия, 1993, № 12. С.1769-1774. Balashov, Yu.A., Fedotov, Zh.A., Skufin, P.K. *Rb-Sr dating of the lower volcanic formation of the Pechenga complex* // *Geokhimiya*, 1993, No 12. P.1769-1774 (in Russian).
8. Барков А.Ю. Петролого-геохимические особенности платиноносных расслоенных интрузий Луккулайсваара и Кивакка, Северная Карелия. Автореф.дис.канд.геол.-мин.наук. М., 1992. 24 с. Barkov, A.Yu. *Petrological and Geochemical Peculiarities of the Lukkulaivsaara and Kivakka Platinum-Bearing Layered Intrusions, northern Karelia*. Ph.D. diss. thesis. Moscow, 1992. 24 p. (in Russian).
9. Батиева И.Д., Бельхов И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л., 1968. С.5-143. *Granitoid rocks' associations of the Kola peninsula* // *Profiles of Petrology, Mineralogy, and Metallogeny of the Kola Peninsula*. Leningrad, 1968. P.5-143. (in Russian).
10. Баянова Т.Б. Последовательность формирования расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых интрузий Кольского региона по изотопным данным. Автореф.дис.канд.геол.-мин.наук. М., 1992. 22 с. Bayanova, T.B. *Sequence of the Development of the Layered Peridotite-Pyroxenite-Hypersthene-Gabbro Intrusions of the Kola Region from Isotope Data*. Ph.D. diss. thesis. Moscow, 1992. 22 p. (in Russian).
11. Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР, 1970, т.193, № 5. С.1123-1126. Bekker, Yu.B., Negrutsa, V.Z., Polevaya, N.I. *Age of glauconite horizons and*

12. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Гл.ред. А.А.Полканов. М.-Л., 1962. 308 с. *The Belomorian Complex of Northern Karelia and South-Western Kola Peninsula*. Ed.: A.A.Polkanov. Moscow-Leningrad, 1962. 308 p. (in Russian).
13. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С.141-150. *Bel'kov, I.V., Zagorodnyi, V.G., Predovskiy, A.A. et al. Experience of the development of the generalized scheme of the Precambrian stratigraphy of the Kola peninsula // Stratigraphic Subdivision and Correlation of Precambrian Formations of the Baltic Shield*. Leningrad, 1971. P.141-150 (in Russian).
14. Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С.3-14. *Belyayev, O.A. The oldest basement of the Terskaya structural zone // Geological Structure and Evolution of the Structural Zones of the Kola Peninsula*. Apatity, 1980. P.3-14 (in Russian).
15. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., 1989. 180 с. *Bibikova, E.V. Uranium-Lead Geochronology of Early Stages of the Evolution of the Ancient Shields*. Moscow, 1989. 180 p. (in Russian).
16. Бибилова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология, 1993, т.1, № 2. С.215-234. *Bibikova, E.V., Mel'nikov, V.F., Avakyan, K.Kh. Laplandian granulites: petrochemistry, geochemistry and isotopic age // Petrologia*, 1993, V.1, No 2. P.215-234 (in Russian).
17. Бибилова Е.В., Ветрин В.Р., Кириозова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл.АН, 1993, т.332, № 3. С.360-363. *Bibikova, E.V., Vetrin, V.R., Kiriozova, T.I. et al. Geochronology and correlation of the rocks of the lower part of the Kola superdeep borehole section // Doklady AN*, 1993, V.332, No 3. P.360-363 (in Russian).
18. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968. 168 с. *Bondarenko, L.P., Dagelaiskiy, V.B. Geology and Metamorphism of the Archaean Rocks of the Central Kola Peninsula*. Leningrad, 1968. 168 p. (in Russian).
19. Борисова В.В., Борисов А.Е., Смолькин В.Ф. Новые проявления коматитового вулканизма на Кольском полуострове // Докл. АН СССР, 1991, т.316, № 1. С.196-199. *Borisova, V.V., Borisov, A.E., Smol'kin, V.F. New evidences of komatiitic volcanism in the Kola peninsula // Doklady AN*, 1991, V.316, No 1. P.196-199 (in Russian).
20. Буссен И.В., Сахаров А.С. Ловозерская осадочно-вулканогенная палеозойская свита Луяврурта (Кольский полуостров) // Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972. С.5-37. *The Lovozero Formation of Palaeozoic sedimentary-volcanic rocks in Luyavrut (the Kola Peninsula) // Problems of Phanerozoic Lithology of the Kola Peninsula*. Leningrad, 1972. P.5-37 (in Russian).
21. Ветрин В.Р., Балашов Ю.А. Петрология древнейшей латит-монзонитовой серии Балтийского щита. Препринт. Апатиты, 1992. 36 с. *Vetrin, V.R., Balashov, Yu.A. Petrology of the Oldest Latite-Monzonite Suite of the Baltic Shield*. Preprint. Apatity, 1992. 36 p. (in Russian).
22. Ветрин В.Р., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И. и др. Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С.83-93. *Vetrin, V.R., Pushkarev, Yu.D., Ryungenen, G.I. et al. Geological setting and age of granitoids of the southern framing of Pechenga // Structure and Metamorphic Evolution of the Main Structural Zones of the Baltic Shield*. Apatity, 1987. 83-93 p. (in Russian).
23. Вочеламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Под ред. Ф.П.Митрофанова и В.И.Пожиленко. Апатиты, 1991. 196 с. *Vochelambina Archaean Geodynamic Study Area*. Eds.: F.P.Mitrofanov & V.I.Pozhilenko. Apatity, 1991. 196 p. (in Russian).
24. Вревский А.Б. Архейский супракrustальный пояс Полмос-Порос: петрология и этапы развития. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л., 1983. 23 с. *Vrevskiy, A.B. The Polmos-Poros Archaean supracrustal belt: petrology and development stages*. Ph.D. diss. thesis. Leningrad, 1983. 23 p. (in Russian).
25. Галахов А.В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР, 1966, т.170, № 3. С.657-660. *Galakhov, A.V. An evidence of alkali-ultrabasic magmatism in the Khibina Tundra (the Kola peninsula) // Doklady AN SSSR*, 1966, V.170, No 3. P.657-660 (in Russian).
26. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Под ред. И.В.Белькова. Л., 1980. 240 с. *Geology and Geochemistry of Early Precambrian Metamorphic Terrains of the Kola Peninsula*. Ed.: I.V.Bel'kov. Leningrad, 1980. 240 p. (in Russian).
27. Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока Европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника, 1991, № 5. С.26-37. *Geodynamic reconstruction of the Late Proterozoic development of the north-eastern region of the European part of the USSR // Geotektonika*, 1991, No 5. P.26-37 (in Russian).
28. Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л., 1984. 192 с. *Golubev, A.I., Akhmedov, A.M., Galdobina, L.P. Geochemistry of Black Schist Terrains of the Lower Proterozoic of the Kola-Karelian Region*. Leningrad, 1984. 192 p. (in Russian).
29. Горлов Н.В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л., 1967. 110 с. *Gorlov, N.V. Structure of the Belomorides (the North-Western Belomorian Region)*. Leningrad, 1967. 110 p. (in Russian).
30. Дарклевич О.Я., Лукьянова Н.В., Антонюк Е.С. Вопросы стратиграфии Колмозеро-Вороньинской структуры // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С.38-45. *Darkshevich O.Ya., Lukyanova, N.V., Antonyuk, E.S. Problems of the stratigraphy of the Kolmozero-Voron'ya zone // Geology and History of the Development of Precambrian Terrains of the Kola Peninsula*. Apatity, 1984. P.38-45 (in Russian).
31. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Отв.ред. Ф.П.Митрофанов. СПб., 1992. 112 с. // *Precambrian Tectonics of the North-Eastern Baltic Shield*. Ed.: F.P.Mitrofanov. Saint-Peterburg, 1992. 112 p. (in Russian).
32. Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибилова Е.В. и др. Проблемы глубинного петрогенезиса и возраста пород из Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С.72-86. *Duk, G.G., Kol'tova, T.V., Bibikova, E.V. et al. Deep petrogenesis and age problems of the rocks from the Kola superdeep borehole // Isotope Geochronology of the Precambrian*. Leningrad, 1989. P.72-86 (in Russian).

33. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1988. 111 с. *Zagorodnyi, V.G., Radchenko, A.T. Tectonics of the Kareliides of the North-Eastern Baltic Shield. Leningrad, 1988. 111 p. (in Russian).*
34. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л., 1982. 280 с. *Zagorodnyi, V.G., Predovskiy, A.A., Basalayev, A.A. et al. The Imandra-Varzuga Zone of the Kareliides (geology, geochemistry, evolution). Leningrad, 1982. 280 p. (in Russian).*
35. Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове // Материалы по геологии и полезным ископаемым РСФСР. Вып.9. Л., 1970. 112 с. *The Kontozero Group of Carboniferous rocks in the Kola peninsula // Data on Geology and Minerals of the RSFSR. Issue 9. Leningrad, 1970. 112 p. (in Russian).*
36. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты, 1990. 170 с. *Kozlov, N.Ye., Ivanov, A.A., Nerovich, L.I. The Lapland Granulite Belt - Primary Origin and Evolution. Apatity, 1990. 170 p. (in Russian).*
37. Коноплева Н.Г. О стратиграфии рифейских отложений п-ова Рыбачьего // Новые данные по геологии и стратиграфии северо-запада РСФСР. М., 1977. С.60-80. *Konopleva, N.G. On stratigraphy of the Riphean formations of the Rybachiy peninsula // New Data on Geology and Stratigraphy of the North-Western Region of the RSFSR. Moscow, 1977. P.60-80 (in Russian).*
38. Кратц К.О., Негруца В.З., Соколов В.А. и др. Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Советская геология, 1982, № 5. С.105-118. *Kratz, K.O., Negruza, V.Z., Sokolov, V.A. et al. News in research of the Precambrian stratigraphy of the soviet part of the Baltic Shield // Sovetskaya Geologia, 1982, No 7. P.105-118 (in Russian).*
39. Кудряшов Н.М. Rb-Sr, U-Pb и Pb-Pb датирование пород беломорского комплекса (предварительные результаты) // Геология Балтийского щита. Тезисы VII конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О.Кратца. Апатиты, 1993. С.22. *Kudryashov, N.M. Rb-Sr, U-Pb, and Pb-Pb dating of the Belomorian complex rocks (preliminary results) // Geology of the Baltic Shield. VIIth Young Scientists' Conference Dedicated to the Memory of K.O.Kratz. Abstracts. Apatity, 1993. P.22 (in Russian).*
40. Липов А.П., Федотов Ж.А. Региональные дайковые комплексы северо-востока Кольского полуострова // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1987. С.48-56. *Lipov, A.P., Fedotov, Zh.A. Regional dyke complexes in the north-eastern Kola Peninsula // Basic-Ultrabasic Magmatism in the Main Structural and Formational Zones of the Kola Peninsula. Apatity, 1987. P.48-56 (in Russian).*
41. Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1989. 129 с. *Lyubtsov, V.V., Mikhailova, N.S., Predovskiy, A.A. Lithostratigraphy and Microfossils of the Late Precambrian of the Kola Peninsula. Apatity, 1989. 129 p. (in Russian).*
42. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Отв.ред. И.В.Бельков. Л., 1985. 176 с. *Precambrian Magmatic Rocks' Associations of the North-Eastern Baltic Shield. Ed.: I.V.Bel'kov. Leningrad, 1985. 176 p. (in Russian).*
43. Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л., 1982. 208 с. *Melezhih, V.A., Predovskiy, A.A. Geochemistry of Early Proterozoic Lithogenesis. Leningrad, 1982. 208 p. (in Russian).*
44. Мирская Д.Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С.3-17. *Mirskaya, D.D. Stratigraphy and correlation of the formations of the Keivy and Kolmozero-Voron'ya zones // Precambrian Stratigraphic Units of the Kola Peninsula and Their Correlations. Apatity, 1978. P.3-17 (in Russian).*
45. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. АН, 1993, т.331. № 1. С.95-98. *Mitrofanov, F.P., Balagansky, V.V., Balashov, Yu.A. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosites of the Kola Peninsula // Doklady AN, 1993, V.331, No 1. P.95-98 (in Russian).*
46. Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений п-овов Среднего, Рыбачьего и острова Кильдин // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т.175, 1971. С.153-186. *Negruza, V.Z. Stratigraphy of the Hyperborean formations of the Sredniy and Rybachiy peninsulas and the Kil'din Island // Problems of the Precambrian Geology of the Baltic Shield and the Cover of the Russian Platform. Trudy VSEGEI, New Series, V.175, 1971. P.153-186 (in Russian).*
47. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., 1984. 240 с. *Negruza, V.Z. Early Proterozoic Stages of the Evolution of the Eastern Baltic Shield. Leningrad, 1984. 240 p. (in Russian).*
48. Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Кутявин Э.Н. U-Pb системы гнейсов района оз.Лице (зона Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С.71-81. *Ovchinnikova, G.V., Yakovleva, S.Z., Kutuyavin, E.N. U-Pb systematics of gneisses from the Litsa Lake area (the Kolmozero-Voron'ya zone, the Kola peninsula) // Modern Isotope Geochemistry and Cosmochemistry Data. Leningrad, 1985. P.71-81 (in Russian).*
49. Пожиленко В.И. Пример совмещенных фрагментов образований разновозрастных зеленокаменных структур раннего докембрия в Примандровском тектоническом треугольнике (Кольский полуостров) // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч.2. Тезисы докладов. Киев, 1990. С.73-74. *Pozhilenko, V.I. Juxtaposed fragments of formations of different-age greenstone belts: an example from the near-Imandra tectonic triangle (the Kola peninsula) // Structural Analysis of Crystalline Complexes and Geological Mapping. Part 2. Abstracts. Kiev, 1990. P.73-74 (in Russian).*
50. Полканов А.А. Гиперборейская формация п-ва Рыбачьего и о.Кильдин (Кольский п-ов) // Проблемы советской геологии, 1934, т.2, № 6. С.201-221. *Polkanov, A.A. The Hyperborean Supergroup in the Rybachiy peninsula and the Kil'din Island (the Kola peninsula) // Problemy Sovetskoy Geologii, 1934, V.2, No 6. P.201-221 (in Russian).*
51. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова. Ч.1. Л.-М., 1935. 564 с. *Polkanov, A.A. An Geological and Petrological Profile of the North-Eastern Kola Peninsula. Part I. Leningrad-Moscow, 1935. 564 p. (in Russian).*
52. Поляков И.В., Калинкин М.М. Алмазы и минералы-спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Зап. Всерос. мин. общества, 1993, № 1. С.96-101. *Polyakov, I.V., Kalinkin, M.M. Diamonds and concomitant minerals in kimberlites and loose sediments of the Terskiy coast of the Kola peninsula // Zapiski Vserossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva, 1993, N 1. P.96-101 (in Russian).*
53. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л., 1990. 217 с. *Pushkaryov, Yu.D. Megacycles in the Evolution of the Crust-Mantle System. Leningrad, 1990. 217 p. (in Russian).*
54. Пятенко И.К., Осокин Е.Д. Геохимические особенности контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия, 1988, № 5. С.723-737. *Pyatenko, I.K., Osokin, E.D. Geochemical peculiarities of the rocks of the Kontozero carbonatite palaeovolcano in the Kola peninsula // Geokhimiya, 1988, No 5. P.723-737 (in Russian).*

55. Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Под ред. Ф.П.Митрофанова. Апатиты, 1989. 119 с. *Mafic Dyke Swarms as Endogeneous Regime Indicators (the Kola Peninsula)*. Ed.: F.P.Mitrofanov. Apatity, 1989. 119 p. (in Russian).
56. Русанов М.С., Арзамасцев А.А., Шевченко С.А. Ивановский вулcano-плутонический комплекс - новое проявление щелочного магматизма в Кольском регионе. Препринт. Апатиты, 1989. 29 с. *Rusanov, M.S., Arzamastsev, A.A., Shevchenko, S.A. The Ivanovka Volcano-Plutonic Complex - a New Evidence of Alkaline Magmatism in the Kola Region*. Preprint. Apatity, 1989. 29 p. (in Russian).
57. Сергеева Э.И. Главные черты строения сводного разреза позднего докембрия Кольского полуострова // Некоторые вопросы геологии Карело-Кольского региона. М., 1973. С.3-15. *Sergeeva E.I. Main features of the structure of the Late Precambrian generalized section of the Kola Peninsula // Some Problems of the Geology of the Kola-Karelian Region*. Moscow, 1973. P.3-15 (in Russian).
58. Синицын А.В. О геологическом положении и возрасте изверженного комплекса основных пород Восточно-Мурманского побережья (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР, 1963, т.151, № 4. С.930-933. *Sinitsyn, A.V. On geological setting and age of an complex of eigneous basic rocks of the eastern Murman coast (the Kola peninsula) // Doklady AN SSSR, 1963, V.151, No 4. P.930-933 (in Russian)*.
59. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 217 с. *Smol'kin, V.F. Komatiitic and Picritic Magmatism of the Early Precambrian of the Baltic Shield*. Saint-Peterburg, 1992. 217 p. (in Russian).
60. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Отв.ред. К.А.Шуркин. Л., 1989. 397 с. *Stratigraphic Dictionary of the USSR. Lower Precambrian*. Ed.: K.A.Shurkin. Leningrad, 1989. 397 p. (in Russian).
61. Тимофеев В.М. Петрография Карелии // Петрография СССР. Сер.1. Региональная петрография. Вып.5. Л.-М., 1935. 256 с. *Timofeyev, V.M. Petrography of Karelia // Petrography of the USSR. Series 1. Regional Petrography. Issue 5*. Moscow-Leningrad, 1935. 256 p. (in Russian).
62. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 131 с. *Tugarinov A.I., Bibikova, E.V. Geochronology of the Baltic Shield on Zircon Age Data*. Moscow, 1980. 131 p. (in Russian).
63. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с. *Kharitonov, L.Ya. Structure and Stratigraphy of the Kareliides of the Eastern Baltic Shield*. Moscow, 1966. 360 p. (in Russian).
64. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Отв.ред. И.Д.Батиева и А.Н.Виноградов. Л., 1991. 198 с. *Endogeneous Regimes and Evolution of Magmatism in the Early Precambrian (Evidences from the North-Eastern Baltic Shield)*. Eds.: I.D.Batieva and A.N.Vinogradov. Leningrad, 1991. 198 p. (in Russian).
65. Balashov, Yu.A., Mitrofanov, F.P., Balagansky, V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity, 1992. P.13-34.
66. Balashov, Yu.A., Zozulya, D.R. Rb-Sr dating of the western Keivy peralkaline granite and the Sakharjok alkaline massif theralite, Kola Peninsula // IGCP Project 275 "Deep Geology of the Baltic/Fennoscandian Shield" Symposium. Abstracts. Turku. 1993. P.5-6.
67. Bibikova, E.V., Skiöld, T., Bogdanova, S.V. et al. Geochronology of Belomorids: interpretation of the multi-stage geological history // IGCP Projects 275 "Deep Geology of the Baltic/Fennoscandian Shield" and 257 "Precambrian Dyke Swarms" Symposium. Abstracts. Petrozavodsk, 1992. P.8-10.
68. Bogdanova, S.V., Bibikova, E.V., Kimozova, T.I. The "Saamian" of the Belomorian mobile belt: fiction or reality? // Second Symposium on the Baltic Shield with Workshop on Correlation with Laurentia. Lund, 1990. P.18-19.
69. Daly, J.S., Mitrofanov, F.P. Late Archaean crust from the Voche-Lambina area, Kola, USSR // *Ibid.* P.31.
70. Daly, J.S., Timmerman, M.J., Balagansky, V.V. et al. Late Archaean crustal growth in the Kola Peninsula, Russia // IGCP Projects 275 "Deep Geology of the Baltic/Fennoscandian Shield" and 257 "Precambrian Dyke Swarms" Symposium. Abstracts. Petrozavodsk, 1992. P.18-19.
71. Kramm, U., Kogarko, L.N., Kononova, V.A. & Vartiainen, H., 1993. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism. *Lithos*, V.30, No.1, p.33-44.
72. Mitrofanov, F.P. & Balashov, Yu.A. (eds.) Geochronology and Genesis of Layered Basic Intrusions, Volcanites and Granite-Gneisses of the Kola Peninsula. Apatity, 1990. 48 p.
73. Siedlecka, A., Roberts, D., Torsvik, T. et al. Scientific Research Exchange Programme on the Upper Proterozoic Geology of the Varanger Peninsula, Rybachi and Sredni Peninsulas, Kil'din Island, Bolshoi Ainov and Maly Ainov Islands. Report from the joint fieldwork on the Norwegian and Russian sides of the National border, August 1-19, 1991 // *Nor. geol. unders.*, 1992, Bull.321. 17 p.
74. Silvennoinen, A. Kuusamo ja Rukatunturin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kuusamo and Rukatunturi map-sheet areas. Espoo, 1991. 62 p.
75. Timmerman, M.J., Daly, J.S., Balagansky, V.V. et al. Evolution of the Kola region, Baltic Shield, Russia: Late Archaean crust in a Palaeoproterozoic craton // EUG VII Strasbourg, France 4-8 April 1993. Terra Nova, 1993, v.5, Abstract supplement No. 1. P.322.

П р е п р и н т

А.Т.Радченко, В.В.Балаганский, А.А.Басалаев,
О.А.Беллев, В.И.Пожиленко, М.К.Радченко

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА
МАСШТАБА 1:500000

Технический редактор В.А.Ганичев

Подписано к печати 21.12.93.

Формат бумаги 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.

Усл.печ.л. 5.6. Уч.-изд.л. 8.22. Усл.краско-от. 5.6.

Заказ № 57. Тираж 100 экз.

Ордена Ленина Кольский научный центр им.С.М.Кирова РАН
184200, Апатиты, Мурманской, Ферсмана, 14