

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР

ТОМ
1

МУРМАНСКАЯ
ОБЛАСТЬ

ПЕРИОД
1956-1960
I

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
КОМИССИЯ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ:

А. Н. Ассовский, В. В. Батулин, Н. А. Беляевский (зам. главного редактора), Н. А. Воскресенская (ученый секретарь главной редакции), Д. В. Наливкин (главный редактор), А. В. Пейве, В. В. Тихомирова (зам. главного редактора), А. Л. Яншин

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва · 1966 · Ленинград

И. Герасимович

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ МИНИСТЕРСТВА
ГЕОЛОГИИ РСФСР

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР

том 1

МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

период 1956—1960

выпуск I

ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва · 1966 · Ленинград

АННОТАЦИЯ

В книге сосредоточены все опубликованные в СССР за 1956—1960 гг. материалы по геологии и петрографии, минералогии, кристаллографии и полезным ископаемым, геохимии, геофизике и гидрогеологии Мурманской области.

Эти годы являются периодом наиболее интенсивных исследований геологии и полезных ископаемых, принесших значительное количество новых открытий научного и практического характера по промышленным перспективам ряда рудных районов области.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

тома 1

(Мурманская область РСФСР)

И. В. Бельков, М. К. Граве, А. М. Заседателев, М. С. Зискинд, А. М. Иванов (председатель), Т. Н. Иванова, Л. А. Кириченко, Е. К. Козлов, Г. Т. Макеенко, Т. В. Новохатская (секретарь), А. С. Огородников, Г. Д. Панасенко, Л. Б. Петровская, С. Д. Покровский (зам. председателя), А. С. Сахаров, В. А. Токарев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР ВЫПУСКА

доктор геол.-минер. наук
В. А. ТОКАРЕВ

СОСТАВИТЕЛИ ВЫПУСКА

Л. Б. ПЕТРОВСКАЯ и Т. В. НОВОХАТСКАЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Многотомное издание «Геологическая изученность СССР» предназначено способствовать наиболее широкому использованию в народном хозяйстве результатов геологических исследований, когда-либо проводившихся на территории Советского Союза. Это издание должно явиться источником фактического материала для геологов, геохимиков и геофизиков, географов и экономистов, плановиков, горняков и энергетиков, краеведов и рудников при знакомстве с геологией отдельных районов и всего региона в целом, для первого ознакомления с районами предстоящих исследований, проектирования, строительства, для составления различных обзоров и планирования работ на территории Мурманской области.

«Геологическая изученность СССР» издается в 50 томах, порядковые номера которых приняты в соответствии с перечнем союзных и автономных республик, а также автономных областей в Конституции СССР, а внутри республик — с севера на юг и с запада на восток.

Эта серия является исчерпывающей сводкой всех изданных (начиная с 1800 г.) и рукописных (с 1918 г.) материалов по геологии СССР, представленных здесь в виде рефератов, аннотаций и библиографических справок. Таким образом, издание содержит большой фактический материал и является дополнением к тем сведениям по геологии, которые изложены в соответствующих томах региональной монографии «Геология СССР».

Том 1 сводки «Геологическая изученность СССР» соответствует XXVII тому «Геологии СССР» (Мурманская область).

Все работы по подготовке издания проводятся в соответствии со специально разработанной инструкцией (Инструкция по составлению томов геологической изученности СССР, Госгеолтехиздат, 1959 г.), под научно-методическим руководством Комиссии по геологической изученности СССР (КОГИ) при Отделении наук о Земле АН СССР. Издание осуществляется совместно Министерством геологии СССР, Академией наук СССР, академиями союзных республик при участии заинтересованных министерств и ведомств.

При составлении каждого из 50 томов принята следующая единая разбивка материалов по периодам: I — с 1800 по 1860 г., II — с 1861 по 1917 г., III — с 1918 по 1928 г., IV — с 1929 по 1940 г., V — с 1941 по 1945 г., VI — с 1946 по 1950 г., VII — с 1951 по 1955 г., VIII — с 1956 по 1960 г.

Материалы 1-го тома «Геологической изученности СССР» содержат всю литературу, изданную в СССР и отчасти за рубежом, по геологии Мурманской области (в границах на январь 1954 г.).

Предлагаемый I выпуск VIII периода 1-го тома «Геологической изученности СССР» содержит опубликованные материалы по геологии Мурманской области за 1956—1960 гг. и состоит из следующих частей: обзорные главы, рефераты, аннотации и библиографические справки всех опубликованных за этот период материалов и указатели (авторский, предметно-систематический, географических названий и геологических структур, а также полезных ископаемых, минералов и месторождений). Ссылки в указателях даны на номера рефератов книги.

Авторский указатель содержит фамилии авторов, работы которых включены в книгу.

Географический указатель состоит из двух разделов. В первом перечислены планшеты международной разграфки масштаба 1 : 200 000 с указанием номеров рефератов, касающихся исследований, которые проводились на территории соответствующего планшета. Во втором разделе в алфавитном порядке перечислены все географические наименования, приведенные в тексте книги. Сюда же входят геологические структуры, названия которых даны по географическим пунктам.

В предметно-систематическом указателе ссылки распределены по основным разделам геолого-минералогических наук, расположенным в алфавитном порядке.

В указателе полезных ископаемых, минералов и месторождений помещены наименования всех месторождений.

Сводные главы содержат экономический обзор, краткие сведения по гидрогеологии и обзоры состояния работ по стратиграфии, тектонике, петрологии, минералогии и геохимии, четвертичной геологии и геоморфологии за 1956—1960 гг.

Книга содержит 776 рефератов, аннотаций и библиографических справок по опубликованным работам. Все они размещены по годам издания, а внутри года — по алфавиту фамилий авторов. При этом нумерация рефератов принята единой для всей книги.

После названия работы в рефератах приводится указание на листы международной разграфки, на территории которых проводилась работа (в границах административного деления 1954 г.). В конце рефератов и аннотаций указывается количество приложений и библиографических наименований.

Для удобства пользования книгой следует предварительно ознакомиться со списком принятых сокращений и указателями.

Настоящий выпуск подготовлен коллективом Геологического института Кольского филиала АН СССР. Составление сводных (обзорных) глав в основном выполнено сотрудниками Геологического института Кольского филиала АН СССР. Экономический обзор во введении составлен Отделом экономики ИХТРЭМС Кольского филиала АН СССР.

Указатели составлены Т. В. Новохатской и М. Т. Баспаловой. Список авторов — составителей рефератов — приведен после предисловия, а их инициалы — в конце каждого реферата. Библиография опубликованных работ составлена Л. Б. Петровской.

Часть рефератов взята из реферативных журналов (РЖ) ВИНТИ «Геология» и «География». В этом случае делается ссылка на источник. В случае, если реферат из РЖ полностью или в существенной части переработан, то в конце его приводится ссылка на соответствующий РЖ и инициалы дополнившего реферат автора. Если же реферат составлен заново, то в конце его дается только ссылка на соответствующий РЖ и ставятся инициалы референта.

В составлении сводных глав, кроме их авторов, принимали участие В. А. Перевозчикова, И. В. Литвиненко, И. Д. Батиева, А. В. Галахов, А. М. Иванов, Т. Н. Иванова, Е. К. Козлов, существенно дополнившие материалы по отдельным районам и структурам.

Все замечания и пожелания по выпуску 1-го тома «Геологической изученности СССР» просьба направлять по адресу: Мурманская область, ст. Апатиты, Геологический институт Кольского филиала АН СССР, Редакционная коллегия «Геологической изученности СССР», или: Комиссия по геологической изученности СССР. Москва, В-17, Пыжевский пер., д. 7.

М. К. Мазуров, В. А. Токарев,
Л. Ф. Климочкина

ВВЕДЕНИЕ

Основными специфическими особенностями экономики Мурманской области являются благоприятные транспортно-географические условия ее расположения и высокая концентрация ресурсов минерального сырья. Для области характерны суровый заполярный климат, отсутствие плодородных почв и ограниченное количество теплых дней, необходимых для интенсивного и всестороннего развития сельскохозяйственного производства.

Размещение на берегу Баренцева моря, обеспечивающее выход через Мурманск и другие незамерзающие порты во все страны мира, выдвигает Мурманскую область в качестве опорной базы Северного морского пути и прилегающих районов Арктики. Расположение между двумя морями — Баренцевым и Белым, которые богаты запасами рыбы, создает предпосылки для развития рыбодобывающей и рыбоперерабатывающей промышленности.

Уже выявленные ресурсы разнообразного высококачественного минерального сырья, играющего важную роль в сырьевом балансе всей страны, способствуют эффективному развитию на Кольском полуострове горно-металлургической промышленности. При этом наличие прямой железнодорожной связи с другими районами страны и близость к Беломорско-Балтийскому, а также Волго-Балтийскому водным путям создают в целом благоприятные транспортные условия для промышленного освоения природных ресурсов Мурманской области, необходимых для удовлетворения растущей потребности в них народного хозяйства. Использование природных ресурсов здесь выгоднее, чем добыча подобных видов сырья в других районах СССР.

К 1956 г. на территории Мурманской области, несмотря на недостаточно детальную геологическую изученность, уже была создана крупная база разнообразного минерального сырья, представленного: 1) медно-никелевыми рудами, содержащими никель, кобальт, медь, селен, теллур, благородные металлы; 2) апатито-нефелиновыми рудами, содержащими, помимо фосфора, также фтор, алюминий, щелочные и другие металлы; 3) железными рудами, обеспечивающими получение высококачественного железного концентрата, и 4) комплексными железными рудами, содержащими фосфор, огнеупоры (форстерит); 5) кианитовыми рудами, содержащими сырье для производства алюминия и высокоглиноземистых огнеупоров; 6) разнообразными редкометалльными рудами, содержащими тугоплавкие, щелочные и легкоплавкие металлы; 7) рудами, содержащими керамическое, огнеупорное и абразивное сырье; 8) строительными, облицовочными и декоративными материалами, и др.

Минеральная сырьевая база Мурманской области характеризуется высокой концентрацией разнообразных полезных ископаемых на сравнительно небольшой территории и комплексным составом руд для производства черных, цветных и редких металлов, химического и нерудного сырья. При этом запасы отдельных видов сырья оказываются весьма значительными. Более чем по 20 химическим элементам и видам сырья Кольский полуостров занимает ведущее место в союзных и мировых запасах.

Характерной особенностью большинства месторождений являются благоприятные горно-технические условия разработки, позволяющие применять открытый способ добычи полезных ископаемых, большая мощность разрабатываемых горизонтов и высокое содержание полезных компонентов в руде. Все это, вместе взятое, несмотря на относительно тяжелые природные условия Заполярной области, создает благоприятные предпосылки для промышленного освоения минерального сырья, в большинстве случаев с лучшими экономическими показателями, чем в других районах страны.

Народное хозяйство Мурманской области к 1956 г. достигло значительных успехов. Так, валовая продукция по сравнению с 1913 г. возросла в 179 раз. Ведущая роль в валовой продукции области принадлежит промышленности. При этом пищевая промышленность, принадлежащая рыбодобывающей и рыбоперерабатывающей промышленности, занимает ведущее место. На ее долю приходилось 56 % всей валовой продукции.

Второе место по валовой продукции (24,7 %) занимала горнометаллургическая промышленность. В горнометаллургической промышленности удельный вес цветной металлургии в валовой продукции составлял 63 %, химической промышленности — 25 %, черной металлургии — около 2 % и стройматериалов — 9,6 %. Успешному развитию горнометаллургической промышленности способствовала благоприятная энергетическая база (по масштабам потребления электроэнергии того времени), которая была представлена уже работавшими гидроэлектростанциями на рр. Ниве, Туломе, Паз.

В соответствии с директивами XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану развития народного хозяйства на 1956—1960 гг. наметился значительный рост специализирующих (горнометаллургической и рыбной) и обслуживающих (энергетика, промышленность строительных материалов) отраслей промышленности Мурманской области. Рыбная промышленность за рассматриваемый период увеличила объем валовой продукции лишь на 18 %, что обусловлено ухудшением состояния сырьевой базы в Баренцевом море и северной Атлантике. Улов рыбы в 1960 г. составил 6,45 млн ц против 6,10 млн ц в 1956 г., т. е. увеличился всего на 5 %. В этот период улучшился ассортимент рыбной продукции, что обеспечило рост валовой продукции на 18 %.

Более значительными темпами развивалась вторая по объему валовой продукции отрасль народного хозяйства области — горнометаллургическая промышленность. За рассматриваемый период валовая продукция ее увеличилась на 46 %.

По характеру выпускаемой продукции горнометаллургическая промышленность делится на предприятия черной, цветной металлургии, химической промышленности и промышленности строительных материалов. За период 1956—1960 гг. в ряде указанных отраслей произошли значительные сдвиги в сторону расширения объема и ассортимента продукции. Черная металлургия Северо-Западного экономического района (Череповецкий металлургический завод) базируется в основном на использовании железорудного концентрата Оленегорского горнообогати-

тельного комбината. Сырьевой базой для получения концентрата являются железистые кварциты Оленегорского месторождения с исходным содержанием в них 32% Fe.

По минералогическому содержанию руды этого месторождения разделяются на магнетитовые и гематитовые (при соотношении 3 : 1). Характерная особенность этих руд — низкое содержание P (0.035%) и S (0.045%).

Из указанных руд получается концентрат с содержанием 61% Fe при низком содержании вредных примесей, что обеспечивает получение на Череповецком металлургическом заводе высококачественного чугуна и стали. Выпуск концентрата за период с 1955 по 1960 г. вырос с 407 до 2179 тыс. т, т. е. увеличился в 5.45 раза. За этот период снизилась себестоимость концентрата. На базе отходов обогащения железистых кварцитов организовано производство силикатного кирпича.

Значительное развитие получила цветная металлургия, представленная производством электролитического Al (производимого на Кандалакшском алюминиевом заводе) и производством Ni с попутным получением Co, Cu, извлекаемых из комплексных медно-никелевых руд Печенгского и Мончегорского рудных районов. Выпуск Ni увеличился за истекший период на 29%, Co на 60 и Cu на 25%.

Никелевая промышленность области представлена двумя комбинатами: «Североникель» и «Печенганикель», имеющими между собой технологическую связь. Эта связь выражается в том, что часть руды и готовая продукция — фэйнштейн — поступает с комбината «Печенганикель» для дальнейшей переработки на комбинат «Североникель». Здесь получается электролитический Ni, черновая Cu, металлический Co и концентраты драгоценных металлов. Основным недостатком в работе никелевой промышленности за указанный период является то, что не все компоненты извлекаются из комплекса медно-никелевых руд, в том числе S, Se, Te, не использовались огненно-жидкие шлаки. В связи с дефицитом электроэнергии, возникшим на Кольском полуострове, производство Al к 1960 г. было временно снижено на одну треть по сравнению с выпуском его в 1955 г.

Химическая промышленность на Кольском полуострове представлена производством апатитового концентрата, выпуск которого в 1960 г. увеличился на 45% по сравнению с 1955 г.

Удельный вес хибинского апатитового концентрата в производстве фосфорного сырья страны в рассматриваемый период был на уровне 75%. Из апатито-нефелиновых руд наряду с апатитовым концентратом получается также нефелиновый концентрат, выпуск которого за рассматриваемый период увеличился в 3.6 раза. На базе нефелинового концентрата начало работать второе предприятие по производству глинозема — Пикалевский глиноземный завод.

На базе использования местных сырьевых ресурсов, в том числе и отходов горнометаллургической промышленности, увеличилось в Мурманской области производство строительных материалов. Валовая продукция промышленности строительных материалов за этот период увеличилась в 2.4 раза. Производство кирпича увеличилось с 60 млн шт. в 1955 г. до 108 млн шт. в 1960 г. Появились новые производства различных стеновых материалов и изделий, в том числе силикатного кирпича, крупных бетонных и силикатных блоков, сборных железобетонных конструкций и деталей стеновых панелей, железобетонных труб, опор для линий электропередач и связи и других изделий.

За истекший период производство слюды значительно возросло. Началась добыча керамического сырья — пегматитов, которая в 1960 г. составила 20 тыс. т.

В результате более быстрых темпов развития горнометаллургической промышленности валовая продукция ее увеличилась с 1955 по 1960 г. на 46 %, а удельный вес ее в валовой промышленной продукции области в 1960 г. достиг 27.8 %.

Таким образом, на базе использования лишь части ресурсов минерального сырья Мурманская область превратилась в крупный центр горнометаллургической промышленности, на долю которой уже сейчас приходится более $\frac{3}{4}$ производства фосфорного сырья страны и значительная доля в производстве никеля и кобальта. Снабжение железорудным концентратом заняло прочное место в черной металлургии Северо-Западного экономического района.

Быстрое развитие специальных отраслей промышленности, и прежде всего горнометаллургической, с одной стороны, и недостаточные темпы прироста энергетических мощностей — с другой, привело к тому, что к концу рассматриваемого периода возник значительный дефицит в электроэнергии. За рассматриваемый период выработка электроэнергии увеличилась всего лишь на 26 %.

В целях удовлетворения растущей потребности в электроэнергии в 1956 г. было начато строительство Кировской тепловой конденсационной станции мощностью 200 тыс. квт. В результате удельный вес выработки электроэнергии в 1960 г. на гидростанциях составил 84 % против 97 % в 1959 г.

Наличие значительных запасов разнообразного сырья дает возможность и в дальнейшем увеличить производство ценной для народного хозяйства продукции, по отдельным видам которой Мурманская область может по-прежнему занимать ведущее место.

В Мурманской области, однако, в рассматриваемый период все еще не началось промышленное освоение ряда новых ценных видов сырья, в том числе кианитовых руд, перовскита, вермикулита, флогопита и др.

В соответствии с решением XXI съезда КПСС одной из важнейших задач семилетнего плана развития народного хозяйства на 1959—1965 гг. является рост цветной металлургии на Кольском полуострове. В этой связи в 1960 г. Кольским филиалом АН СССР была выполнена работа по выявлению экономических предпосылок и перспектив развития горнометаллургической промышленности на базе минерального сырья Кольского полуострова на 1960—1980 гг.

Годы 1956—1960 охватывают период наиболее интенсивных экспедиционных работ и разносторонних тематических исследований. Необходимо отметить несколько достижений, имеющих большое значение для освоения природных ресурсов минерального сырья Мурманской области. Прежде всего нужно сказать о выходе в свет XXVII тома «Геологии СССР» (Мурманская область) под ред. Л. Я. Харитонova. В этом труде сосредоточены все материалы по геологии Кольского полуострова, имевшиеся на 1955—1958 гг., впервые обобщенные и сведенные в одну систему. Большим событием в изучении геологии Балтийского щита явилась новая стратиграфическая и тектоническая схема, предложенная А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом для Фенноскандии, по данным многолетних определений абсолютного возраста пород. Ими выделено в докембрии 8 циклов (периодов) седиментации, метаморфизма и магматизма (катархей I и II, саамиды I и II, беломориды—свекофенниды—карелиды I и II), которые можно объединить в 4 крупных периода. В складчатом обрамлении выделено 5 формаций (доготида—готида—рифиды I и II, каледониды). Эти новые достижения советской науки были доложены и приняты на XX сессии Международного геологического конгресса, а их авторы были отмечены Ленинской премией. Н. П. Семененко наметил для докемб-

рия 10 эпох складчатости, объединяемых в 4 крупных мегацикла для всей Земли.

Продолжалась активная дискуссия по вопросам стратиграфии и структуры архейских образований Беломорья, стратиграфии протерозойских пород, стратиграфии и структуры полосы Колмозеро—Воронья. Важными оказались новые материалы по «валунным дайкам» Кандалакшского залива, приведшие к необходимости отвергнуть ряд прежних ошибочных представлений о геологии района.

Большое значение для изучения структуры земной коры и верхней мантии Балтийского щита имели региональные геофизические работы по опорным профилям (ГСЗ). Результатами этих работ было доказано слоистое строение земной коры Балтийского щита и наличие здесь вертикальных разрывных нарушений, захватывающих всю толщу земной коры, чем и определяется ее блоковое строение. К зонам глубинных разломов обычно приурочены активные интрузии. Балтийский щит в настоящее время представляется в виде своеобразного огромного базальтового купола с раздувом мощности «базальтового слоя» (И. В. Литвиненко). Это дало основание выдвинуть проблему сверхглубокого бурения в Печенгском районе, где «базальтовый слой» поднимается снизу к Печенгской эффузивно-осадочной серии, приближаясь к ней на глубине 5—8 км.

Сводкой огромного разностороннего (и часто противоречивого) материала явились геологическая карта восточной части Балтийского щита, составленная СЗГУ в мелком масштабе, с нанесением некоторых элементов тектоники (В. А. Перевозчикова), работы СЗГУ по поисковому районированию всего Карело-Кольского региона, составлению прогнозной металлогенической карты Лоттинского района и другие методические работы.

Для освещения тектоники всего региона существенным явился выход в свет монографии по геологическому строению дна Баренцева моря (М. В. Кленова), монографии по щелочным гранитам (Кольский филиал АН СССР), сводка и корреляционные таблицы раннего протерозоя и позднего докембрия (Л. И. Салон).

По данным абсолютного возраста глауконитов заполнен огромный возрастной перерыв между рапакиви и нижним кембрием (длительностью до 1 млрд лет).

Новые данные получены за рассматриваемый период по структуре рудных полей Хибин, Луявурта, Цагинской интрузии, ряда плутонов щелочно-ультраосновного состава, интрузий Мончегорского, Печенгского, Ениского и Стрельнинского районов.

Петрография и петрология ряда комплексов пород изучалась в районах развития гранулитовой формации, кейвской серии, полосы колмозеро—воронья, свиты имандра-варзуга, печенгской свиты, интрузий основных и ультраосновных пород, гранитов различных районов Кольского полуострова, щелочных гранитов, имеющих на Кольском полуострове наиболее широкое развитие и приуроченных к региональным разломам.

Началось усиленное изучение нового для Кольского полуострова перспективного типа месторождений и массивов центрального типа ультраосновного—щелочного состава с карбонатитами (Ковдор, Вуориярви, Озерная варака, Лесная варака, Африканда, Себляярский массив). Изучалась петрография основных и ультраосновных пород оз. Нотозеро, Сальных тундр, Хлебной варакы, оз. Ловна (Лавны), Кандалакши и Порьей губы, Главного хребта, Цаги, Колвицких тундр, Кейв, Федоровой и Панской тундр, Застейд и др. Значительны достижения в изучении пород ультраосновного массива Мончи.

Важным для оценки перспектив является установление расслоенности Хибинского массива, непараллельности залегания слоев расслоенных

комплексов и их контактов с более древними породами (А. В. Галахов). По новым данным, апатитовые магматогенные месторождения приурочены к одному коническому разлому, а метасоматические месторождения занимают мелкие разломы, ориентированные параллельно этому главному нарушению.

Значительного объема достигли работы по минералогии и геохимии Кольского полуострова (опубликовано 350 статей), которые велись во всех главных горнопромышленных районах Мурманской области. Было открыто много новых минеральных видов, а также найдены минералы, ранее не известные на Кольском полуострове.

Изучались сульфиды, титано-магнетиты, минералы группы апатита, сфена, щелочных амфиболов, мелилитов, полевых шпатов и других силикатов. Проведено много работ по изучению кристаллической структуры минералов и изоморфизму слагающих их элементов, связи физических свойств и химического состава минералов.

Велось детальное изучение минералогии и геохимии коры выветривания на Кольском полуострове, пегматитов гранитных, щелочных и основных пород, фенитов, альбититов, эгиринитов. Разработаны минералого-геохимические критерии оценки пегматитовых жил, имеющие исключительное значение и интерес. Многое сделано по изучению минералогии и геохимии Хибин и Луаврурта.

В рассматриваемый период начато изучение газов и битумов метаморфических и интрузивных пород Кольского полуострова.

В период 1956—1960 гг. широко проводилось изучение четвертичных отложений и геоморфологии Кольского полуострова, начала работать Лаборатория четвертичной геологии и геоморфологии Кольского филиала АН СССР. Здесь по-новому было поставлено изучение вещественного состава рыхлых отложений, литологии морены, выдвинута проблема поисков россыпных месторождений в Мурманской области на том основании, что ледниковая экзарация имела меньшие масштабы, чем предполагалось раньше. Для изучения рельефа и четвертичных отложений начали применяться материалы аэрофотосъемки.

Сводкой всех материалов по четвертичной геологии и геоморфологии Кольского полуострова явилась монография М. А. Лавровой (1959 г.).

Изучение гидрогеологии Кольского полуострова в период 1956—1960 гг. велось главным образом в двух направлениях: путем составления мелкомасштабных сводок, охватывающих весь регион как самую северную территорию европейской части СССР, а также путем проведения детальных гидрогеологических работ в отдельных небольших районах Мурманской области.

Значительный интерес для понимания формирования подземных вод региона представляет карта грунтовых вод территории европейской части СССР в мелком масштабе, составленная коллективом сотрудников ВСЕГИНГЕО. В работах О. К. Ланге, Н. Г. Каменской, М. М. Толстихиной, Н. И. Толстихина, В. А. Покровского, В. И. Духаниной, С. В. Троянского и других авторов освещаются вопросы региональной гидрогеологии, производится широкое гидрогеологическое районирование, дается температурная характеристика глубоко залегающих подземных вод.

На территории Кольского полуострова выделяются поровые грунтовые воды четвертичных отложений, трещинные грунтовые воды зоны выветривания кристаллических пород и трещинно-жильные напорные воды тектонических разрывов. Отмечаются характерные особенности подземных вод: незначительная, как правило, водоносность пород региона, низкая температура вод, небольшая их минерализация, широкое распространение и большая мощность гидрохимической зоны ультрапресных и пресных вод.

Изучение гидрогеологических условий отдельных районов и участков в период 1956—1960 гг. в основном выполнялось СЗГУ и Пятым геологическим управлением. Работы проводились в юго-восточной, центральной и северо-западной частях Кольского полуострова.

Пятое геологическое управление продолжало вести геологические и гидрогеологические съемочные работы средних масштабов с попутными поисками рудных полезных ископаемых гидрогеологическими методами. При гидрогеологической съемке, в основном по естественным водопроявлениям, освещаются водообильность различных комплексов пород и общая химическая характеристика природных вод. Из-за ничтожного объема выполненных горных работ и отсутствия буровых скважин в материалах этого периода остались совершенно неосвещенными условия формирования подземных вод, а гидрогеологические условия районов были изучены недостаточно.

К 1960 г. в гидрогеологическом отношении изучено до 80 % площади Кольского полуострова.

Кроме гидрогеологической съемки, в период 1956—1960 гг. продолжались детальные крупномасштабные гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания на отдельных объектах. Эти работы, выполняемые главным образом СЗГУ (оз. Ловноозеро, Хибин и ряд других районов), имели задачу изучения динамики подземных вод и возможной обводненности горных выработок на различных горизонтах. Эти исследования проводились на небольших территориях, но являются весьма важными для изучения трещинных вод кристаллических пород.

На основании большого фактического материала было установлено, что трещинные воды подразделяются по условиям залегания и циркуляции на два основных подтипа: а) подземные воды коры выветривания и б) подземные воды зон разломов (трещинно-жильные). Трещинные воды имеют самое широкое распространение в регионе, питают депрессии и речные долины. В свою очередь эти воды питаются за счет отфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностных водотоков. Мощность зоны трещинно-грунтовых вод колеблется в широких пределах при средней величине до 30 м. Глубина проникновения трещинно-жильных напорных вод изменяется от сотен метров до 2 км. Минерализация ультрапресных трещинных вод достигает 0.04—0.06 г/л. По химическому составу эти воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым или натриевым.

Широкий размах гидрогеохимических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых гидрогеохимическими методами в СССР естественно захватил и богатейшую различными полезными ископаемыми территорию Кольского полуострова. Для расширения сырьевой базы Мурманской области СЗГУ были поставлены методические работы по гидрогеохимическим поискам медно-никелевых руд в условиях Кольского полуострова (Д. В. Полферов, А. М. Уша и др.). Эти работы велись на уже известных медно-никелевых месторождениях: Ждановском, Мончегорском, Котсельваарском и других.

Исследования показали эффективность методики гидрогеохимических поисков эродированных тел, сложенных медно-никелевыми сульфидными рудами. Надежными элементами-индикаторами солевых и сорбционных ореолов рассеяния сульфидных медно-никелевых месторождений являются Ni, Cu и Co. Авторы ряда работ рекомендуют применять гидрогеохимические методы на стадии детальных поисков.

С. И. Макиевский

СТРАТИГРАФИЯ

За период 1956—1960 гг. появилось довольно значительное количество работ по стратиграфии пород, слагающих Кольский полуостров. В настоящей главе упоминаются важнейшие из них. На протяжении этого отрезка времени геологические исследования велись как производственными организациями (СЗГУ, ЛГНТ и другие организации МГ и ОН), так и научно-исследовательскими (ВСЕГЕИ, ЛАГЕД, Кольский филиал АН СССР, ЛГУ, ГИН, ИГЕМ, ИМГРЭ и др.).

Производственными организациями (главным образом СЗГУ) было проведено значительное количество геологических съемок средних масштабов (см. рефераты работ). На основании этих съемок был составлен ряд сводных среднемасштабных карт, из которых на протяжении рассматриваемого периода была издана только одна. В 1958 г. был опубликован XXVII том «Геологии СССР» (Мурманская обл.). В основу этих работ была положена схема стратиграфии, разработанная в свое время академиком А. А. Полкановым. Детализация этой схемы для архейских образований была сделана группой сотрудников ВСЕГЕИ и СЗГУ под руководством Д. Т. Мишарева (93, 676). Более дробная стратификация протерозоя произведена К. О. Кратцем (647), Л. Я. Харитоновым (753) и др.

В научно-исследовательских учреждениях вопросы стратиграфии разрабатывались в ЛАГЕД К. А. Шуркиным (497, 762, 647) и Л. А. Прияткиной (702); во ВСЕГЕИ — Д. Т. Мишаревым, В. С. Смирновой и др. (93, 94, 676), Т. В. Билибиной (161); в Кольском филиале АН СССР — И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым (152), О. И. Луневой (234), С. И. Макиевским (421), В. А. Токаревым (273), А. М. Ивановым, Д. Д. Мирской, В. Г. Загородным и др.; в ЛГУ — Л. Я. Харитоновым (753).

Дальнейшее развитие получили методы абсолютной геохронологии. Основным методом, применявшимся во всех лабораториях для определения абсолютного возраста геологических формаций, являлся аргонный. Основываясь на определениях, выполненных этим методом, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (698) выделили в восточной части Балтийского щита следующие геохронологические периоды седиментации, метаморфизма и магматизма (в млн лет): нижний катархей — 3490—3500; верхний катархей — 3060—3100; саамский — 2510—2870; верхний саамский — 2150—2450; беломорский — 1950—2150; свеко-фенский — 1640—1840; карельский — 1620—1880; верхний карельский — 1620—1880. В докембрийско-каледонском обрамляющем складчатом поясе выделены формации (в млн лет): доготские граниты — 1540, готский метаморфизм — 1275—1380; рифейский цикл I — 720—1030; рифейский цикл II — 665—680; каледонский цикл — 620—490. В общем сходные значения возраста приводятся Н. П. Семененко (457).

Новые данные по геохронологии позднего докембрия, полученные по глауконитам аргоновым методом, сообщаются Н. И. Полевой и Г. А. Казаковым (697). В ряде лабораторий применялся свинцовый метод (104). Стронциевый метод с применением изотопного разбавления при определении рубидия и стронция начал внедряться в ЛАГЕД.

Архейская группа. До рассматриваемого периода были разработаны две принципиально отличные схемы стратиграфии архейских отложений восточной части Балтийского щита (в основном для Беломорской гнейсовой серии). Согласно одной из этих схем, разработанных сотрудниками ЛГНТ Е. П. Чуйкиной, Л. В. Калафати и др., комплекс беломорских гнейсов нижнего архея расчленяется на 7 разновозрастных стратиграфических свит, внутри которых выделяется 14 горизонтов, объединяющих 50 пачек пород (630, 88).

Согласно второй схеме, разработанной группой сотрудников ВСЕГЕИ и СЗГУ под руководством Д. Т. Мишарева, беломорский кристаллический комплекс архея образует область антиклинорного поднятия высшего порядка. Породы его разделяются на три литолого-стратиграфические толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) и верхнюю (лоухскую), согласно и без перерывов налегающие одна на другую. Беломорский гнейсовый комплекс слагает ряд синклинальных и антиклинальных складок 1-го порядка, вытянутых в северо-западном направлении и осложненных поперечной складчатостью. Эти положения были окончательно сформулированы Д. Т. Мишаревым, В. С. Смирновой и другими в ряде работ, вышедших на протяжении рассматриваемого периода (93, 94, 676). Наибольшее признание и развитие получила схема стратиграфии архея, предложенная группой Д. Т. Мишарева. Схема была применена к архейским образованиям Кольского (С. Л. Дюков, В. С. Богданова, Е. В. Тавастшерна) и Стрельнинского (С. И. Макиевский) районов, на ее основе в этот период составлялись сводные государственные карты средних и мелких масштабов. Дальнейшую разработку эта стратиграфическая схема получила в работах К. А. Шуркина (762 и др.) и С. И. Макиевского (421).

По прежним стратиграфическим схемам, в том числе и по принятой в XXVII томе «Геологии СССР», для архея выделялся один нижнеархейский (свионийский) суперкрупный комплекс и два (постсвионийский и постботнийский) периода диастрофизма с соответствующими им интрузиями. В ряде статей К. А. Шуркин (762, 497) выдвигает новую стратиграфическую схему развития Беломорского блока. По этой схеме последовательный ход геологических процессов хорошо укладывается в одну эпоху геосинклинального развития.

Основываясь на морфологии складок, мощности, составе и степени метаморфизма пород, а также на характере проявления гранитных интрузий, С. И. Макиевский (421, 1958 г.) указал, что Беломорский блок скорее всего является обращенным мегантиклинорием, возникшим на месте интрагеосинклинали после того, как произошла ее частная инверсия. Он отметил также, что стратиграфическая схема Д. Т. Мишарева отвечает общей последовательности накопления осадочных формаций в интрагеосинклиналях. Несмотря на определенный прогресс в расшифровке стратиграфии архейских образований, стратиграфические схемы архея Мурманской области все еще остаются дискуссионными.

Протерозойская группа. Стратиграфии образований этого возраста посвящено наибольшее количество работ за рассматриваемый период. На протяжении этих лет в основном сложились две новые стратиграфические схемы протерозоя. Согласно одной из них, предложенной К. О. Кратцем (648), в протерозое выделяются три подгруппы: нижняя, средняя и верхняя.

Нижний протерозой делится на два отдела: 1) лопский — метаморфизованные эффузии, слюдяные сланцы, амфиболиты, гнейсы; 2) сумский — метаморфизованные основные эффузивы и сланцевые толщи. На Кольском полуострове к нижнему протерозою могут быть отнесены кейвская серия, сложенная гнейсами, сланцами, кварцитами, кианитовыми сланцами и метаморфизованными эффузивами, тундровая серия и низы печенгско-варзугской серии, полоса колмозеро—воронья.

Средний протерозой состоит из трех отделов: 1) сариоллийского, сложенного конгломератами и песчаниками; 2) ятулийского, представленного континентальными терригенными и мелководными сланцево-карбонатными толщами, и 3) суисарского, сложенного вулканогенными образованиями. Отложения среднего протерозоя слагают наложенные мулды и грабен-синклинали. На Кольском полуострове к среднему протерозою могут быть отнесены верхняя часть разреза Печенгско-Варзугской синклинорной зоны и породы печенгской серии. Верхний протерозой на Кольском полуострове представлен песчаниками Терского берега и серией слабо метаморфизованных осадков полуостровов Среднего, Рыбачьего и о. Кильдин.

Стратиграфическая схема протерозоя, разработанная Л. Я. Харитоновым (753), отличается от вышеизложенной главным образом объемом отдельных подразделений. При этом протерозойская группа делится на две подгруппы: нижнюю и верхнюю. В нижнем протерозое выделяются: 1) тикшозерская серия гнейсов, сланцев и конгломератов, 2) бергаульская серия параметаморфических и вулканогенных пород, 3) сегозерская серия метадиабазов, кварцитов и полимиктовых конгломератов, 4) онежская серия вулканических и глинисто-карбонатных пород, 5) ладожская серия парасланцев и парagneйсов. В верхнем протерозое терская свита, а также песчаники устья р. Поной относятся к юттию, а отложения полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин — к рифею.

Как можно видеть, объем верхнего протерозоя в обеих схемах совпадает. Нижний же протерозой в схеме Л. Я. Харитонova включает в себя нижний и средний протерозой схемы К. О. Кратца. При этом самая древняя серия схемы Л. Я. Харитонova — тикшозерская — соответствует сариоллийскому отделу среднего протерозоя схемы К. О. Кратца. Бергаульская в какой-то мере может быть сопоставлена с лопским и сумским отделами. Онежская серия соответствует суисарскому отделу.

В литературе шла дискуссия о возрасте и внутренней стратиграфии свиты колмозеро-воронья (635, 702, 274). Л. А. Кириченко, И. В. Гинзбург и другие считали свиту полмос нижнеархейской, более древней, чем гранитоиды 1-й группы. Л. А. Прияткина в первых работах относала поросозерскую свиту к ботнию, а затем перенесла ее в нижний архей. Свита делится ею на два отдела и отделяется от нижележащих пород базальными конгломератами. В. А. Токарев и Л. Л. Гарифулин (274) считают эту свиту верхнеархейской — нижнепротерозойской и делят ее на три толщи: нижнюю — биотитовые гнейсы с базальными конгломератами, среднюю — спилито-кератофировую (амфиболиты и порфиroidы) и толщу высокоглиноземистых гнейсов. К последней точке зрения в настоящее время склоняются и другие исследователи района.

Значительный интерес для выяснения стратиграфических взаимоотношений свит кейв и колмозеро-воронья с подстилающими гранито-гнейсами архея имеют находки конгломератов в их основании. Сведения об этих конгломератах изложены в статьях И. Д. Батиевой, И. В. Белькова (152) и В. А. Токарева (274).

В пределах печенгской осадочно-вулканогенной серии исследования велись геологами СЗГУ Э. В. Муровой, Л. И. Увадьевым, В. П. Гореловым, А. А. Миндлинной и др., а также сотрудниками Кольского филиала

АН СССР В. Г. Загородным, С. Н. Сусловой и Д. Д. Мирской. Работами сотрудников Кольского филиала АН СССР осадочно-вулканогенные породы Печенгского района выделены в печенгскую серию общей мощностью около 5000 м. Серия подразделена на четыре свиты, каждая из которой состоит из нижней подсвиты осадочных пород и верхней более мощной подсвиты вулканогенных пород. Контакты между свитами резкие и сопровождаются локальными кратковременными размывами нижележащей свиты. Установлено, что породы печенгской серии метаморфизованы в различной степени, соответствующей зеленокаменной, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Зоны различных фаций метаморфизма секут границы свит, а также границы северной и южной структурных подзон, указывая на единство Печенгского синклиория.

В конце 1957 г. были подытожены результаты многолетних исследований И. В. Белькова, И. Д. Батиевой и Д. Д. Мирской, С. Н. Сусловой по кейвской серии. В последней был выделен горизонт гнейсов и свита кристаллических сланцев, которая в свою очередь подразделена на четыре подсвиты, включающие 7 пачек, и выделено 22 пласта. На большом фактическом материале было показано непрерывное повсеместное на Кейвах развитие сланцев нижних двух пачек (ставролит-гранатовых сланцев пачки А и ставролит-кианитовых сланцев пачки Б) и выклинивание со следами размыва по направлению к востоку мусковитовых кварцитов пачки В и отчасти плагиоклаз-кианит-ставролитовых сланцев пачки Г. Нарастающий в восточном направлении размыв сланцев, вплоть до гнейсов, был установлен в районе Малых Кейв, где породы свиты имандра-варзуга залегают на кейвских сланцах и гнейсах с угловым несогласием.

Материалы по стратиграфии Кейв, по данным СЗГУ, были обобщены П. В. Соколовым в XXVII томе «Геологии СССР». В отличие от данных геологов Кольского филиала АН СССР кейвские сланцы им подразделены на 6 толщ и 11 горизонтов. При этом П. В. Соколов считает, что происходит выпадение сланцев нижних двух толщ (соответствующих пачкам А и Б) по направлению на запад от Серповидного хребта.

Стратиграфией свиты имандра-варзуга занимался большой коллектив геологов СЗГУ — Н. А. Островская, Е. В. Тавастшерна, Е. Д. Чалых, М. Е. Зильбер и Кольского филиала АН СССР — А. М. Иванов и А. К. Симон. Накоплен большой фактический материал, но до сих пор единая схема стратиграфии для свиты не разработана. Имеется схема по западной, центральной и восточной частям. Н. А. Островская всю свиту относит к нижнему протерозою. В основании ее автор отмечает базальные слои (конгломераты, кварциты и аркозы), выше идет толща сланцеватых амфиболитов и зеленых сланцев по ним, которые перекрываются толщей основных эффузивов (метадиабазы, туфосланцы и вулканическая брекчия). Наиболее молодыми образованиями, по автору, являются основные и ультраосновные интрузии. Свиту кейв автор также относит к нижнему протерозою, помещая ее ниже свиты имандра-варзуга. Базальные слои свиты имандра-варзуга отмечают перерыв между этими свитами. В основании же свиты кейв Н. А. Островская (1954 г.) отмечает конгломераты с галькой олигоклазового и плагио-микроклинового гранита. Аналогичные находки были сделаны И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым в 1958 г. в районе Западных Кейв. А. К. Симон по восточной части свиты имандра-варзуга выделяет 4 зоны (фациальные), отличающиеся геологическим строением, особенностями метаморфизма и магматизма, характером и степенью дислоцированности и морфологией тектонических структур. Автор предполагает, что метадиабазы и метагаббро слагают гипабиссальные пластовые интрузии и поэтому исключает их из супракрустального разреза, в котором остаются лишь осадочно-метаморфические свиты. Из сводного разреза исключаются гнейсы кейвской серии, а также так назы-

ваемые сланцеватые амфиболиты и различные сланцы тундровой серии. Породы, прежде относимые на данной территории к этим сериям, А. К. Симон считает метасоматитами молодых гранитов по основным магматитам и по осадочно-метаморфическим породам.

По западной части свиты (Приимандровский район) за данный период стратиграфическая схема наиболее детально была разработана М. Е. Зильбером. Протерозойские образования района автор делит на два отдела: нижний — тундровая серия и средний — имандра-варзугская серия. Верхняя часть имандра-варзугской серии условно выделяется в умбинскую серию (магнетитсодержащие метадиабазы) и отделена от нижней толщи базальными кварцитами. Тундровая серия залегает на размытой поверхности архея и отделена от последнего базальными слоями (кварцево-слюдистыми сланцами и прослоями кварцитовидных и карбонатных сланцев) и образована толщей сланцев, основных эффузивов и телами основных, ультраосновных и кислых пород (субщелочные граниты). Имандра-варзугская серия образована главным образом основными эффузивами с прослоями филлитовидных сланцев, карбонатов и кварцитов.

Тундровую серию автор параллелизует с нижними горизонтами печенгской свиты и докембрием центральной Карелии. Имандра-варзугскую серию — с верхней частью Печенги и ятулием Карелии, умбинскую — с эффузивами суисарской серии в Карелии.

В XXVII томе «Геологии СССР» стратиграфическое описание свиты имандра-варзуга принадлежит Е. Н. Егоровой-Фурсенко, дается по отдельным районам, базируется на материалах более ранних работ и новых данных не содержит. Имеются стратиграфические схемы других авторов по другим участкам свиты. Во многом они сходны, но часто и резко отличаются. Примером является схема А. М. Иванова (1953—1960 гг.), который разделяет свиту на две резко разновозрастные: 1) тундровую (нижний протерозой или архей), образованную толщей гнейсов (нижняя толща) и толщей различных сланцев (верхняя толща), смятых в единую сложную складчатую структуру и пронизанных интрузиями разного состава и возраста; 2) имандра-варзугскую свиту, по возрасту относимую к палеозою — девону, образованную толщей основных эффузивов, туфов и туфосланцев. Излияния эффузивов трещинного типа связаны с системой разломов преимущественно северо-западного и реже северо-восточного простирания, по типу аналогичных перистым трещинам, сопровождающих зоны опускания и горизонтальных смещений. Основные эффузивы этой свиты автор связывает с обширным девонским основным вулканизмом, проявившемся на Русской платформе, Северном Урале и Тимане. Ксенолиты туфосланцев из так называемой ловозерской свиты с девонской флорой (данные А. Н. Криштофовича) автор связывает с основными эффузивами свиты имандра-варзуга. В основании этой свиты возможны слои песчаников и других осадков (вплоть до карбонатных) нижнепалеозойского возраста.

Тундровую свиту автор параллелизует со свитой кейв и колмозеро-воронья, считая все эти свиты единым, разновозрастным геологическим образованием, разбитым многочисленными разновозрастными разломами на крупные и мелкие блоки (идея о блоковом строении Кольского полуострова).

Рифейскую группу (синий), кварцито-песчаники Терского берега и устья р. Поноя А. Н. Гейслер (583) параллелизует с отложениями приозерской серии (Карельский перешеек), полевской (Орша) и сердобской (Рязано-Саратовский прогиб). В Терской свите он выделяет четыре пачки пород, залегающих на размытой поверхности докембрия и подстилающихся конгломератами. Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (633) в позднедокембрийских отложениях о. Кильдин и полуостровов Рыбачьего и Среднего выделяют две серии: кильдинскую, сложенную кварцевыми песча-

никами и глинистыми породами, содержащими на о. Кильдин линзы доломита (общая мощность серии 600—700 м), и волоковую, сложенную песчаниками, аргиллитами и алевролитами (мощностью 220 м). Кильдинская серия сопоставляется с нижним спарагмитом (серым) Норвегии, каратовской серией Урала и сердобской серией Русской платформы. Волоковая серия сопоставляется с верхним (красным) спарагмитом Норвегии и валдайской серией Русской платформы.

А. А. Полканов (23) также допускает возможность, что геосинклинальные отложения нижнего спарагмита и нижняя свита полуостровов Канин и Среднего и о. Кильдин синхронны с платформенными отложениями хогландия—йотния. В XXVII томе «Геологии СССР» отложения полуостровов Рыбачьего и Среднего и о. Кильдин отнесены к докембрию, причем такое отнесение характеризуется как условное и временное. Терская свита песчаников и конгломератов отнесена в XXVII томе к палеозою без более точного определения возраста. Палеозойский возраст этих отложений обосновывался находками в 1935 г. конгломерата с галькой щелочных пород в свите терских песчаников. Это обстоятельство дало основание И. В. Моисееву, И. С. Ожинскому, П. В. Соколову, А. А. Полканову и другим высказать предположение о девонском возрасте песчаников. Их представления оказались, однако, ошибочными. В вышедшей в 1960 г. статье К. А. Шуркина (765) доказывается эруптивный характер конгломератовидных образований, известных на островах Телячьем и Еловом и Турьем мысе. На этом основании критикуются работы перечисленных выше авторов, использовавших эти породы для стратиграфических и палеогеографических выводов.

В статьях Б. М. Келлера и В. В. Хоментовского (634) и М. Е. Раабена (705) на основании данных абсолютного возраста и биостратиграфического изучения позднего докембрия подтверждается существование рифейской группы. М. Е. Раабен указывает, что строматолиты типа *Gimnosolen*, *Steinmann* широко развиты в осадочных толщах п-ова Канин, о. Кильдин, на Шпицбергене, в Норвегии, на Тимане и в каратаевской свите Южного Урала, что объединяет их стратиграфически. *Gimnosolen*, *Steinmann* имеют узкое вертикальное развитие и характеризуют верхние слои рифея.

Палеозойская группа. В XXVII томе «Геологии СССР» палеозойский возраст приписывается печенгской серии. Это было сделано на основании определения органических остатков фауны очень плохой сохранности, собранной Н. А. Курылевой из известняков, залегающих в долине р. Кувернериййоки. Определения эти оказались ошибочными, и в настоящее время большая часть геологов относит печенгскую серию к протерозою (753, 231, 84 и др.).

При геологическом изучении Ловозерского интрузивного массива и его месторождений в 1935 г. в ороговикованных глинистых и туфогенных сланцах, являющихся остатками пород кровли массива, А. В. Ванидовская и С. Д. Покровский обнаружили органические остатки, оказавшиеся, по определению А. Н. Криштофовича, верхнедевонскими. Осадочные и эффузивные породы девона Ловозера получили название ловозерской свиты.

Сходные образования были обнаружены для района Хибинского массива. В статье Л. А. Кириченко (80) сообщается о находках сходных пород в районе оз. Контозера, среди которых отмечаются глинистые сланцы и карбонатные породы, эффузивы и связанные с ними туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. Это третий на Кольском полуострове район, где обнаружены породы ловозерской свиты. Как уже указывалось выше, А. М. Иванов относит к палеозою верхи свиты имандра-варзуга и параллелизует их с ловозерской свитой.

Вулканизм и вопросы времени проявления интрузивного магматизма. Мы уже упоминали выше, что в общепринятой в настоящее время схеме стратиграфии архея давно выделяются два периода диастрофизма — пост-свионийский и постботнийский. Первая эпоха интрузивного магматизма характеризуется внедрением небольших тел основных пород и огромных массивов гранитов олигоклазового состава I группы, а также широким развитием процессов мигматизации и гранитизации. Вторая эпоха магматической деятельности, так же как и первая, начинается внедрением гипабиссальных интрузий основных и ультраосновных пород, после чего происходит внедрение мигматитообразующих плагиомикроклиновых гранитов II группы. В протерозое также выделяются две эпохи внедрения гранитов с предшествующим внедрением основных и ультраосновных пород. Для верхнего протерозоя отмечается главным образом внедрение базитов и гипербазитов. Наконец, в палеозое фиксируются щелочные граниты, каледонские и герцинские ультраосновные щелочные интрузии. Эти взгляды нашли свое отражение в XXVII томе «Геологии СССР», работе Ю. И. Половинкиной (701) и др.

В отличие от этого К. А. Шуркин, в ряде работ (763, 762, 764, 97) отвергающий представление о двух тектоно-магматических циклах архея, приходит к отрицанию двух самостоятельных эпох тектогенеза, магматической деятельности и мигматизации, якобы разделенных в архее перерывом. По мнению этого автора, магматизм Беломорья характеризуется следующими особенностями: породы основного состава обнаруживают принадлежность к одной и той же исходной магме. Кислый магматизм имеет в Беломорье регионально-рассеянный характер и на первой стадии формирования гранитоидов охватывает всю беломорскую серию. В более поздние периоды развития беломорской подвижной зоны кислая магма проявляется в весьма ограниченных размерах. Основной и кислый магматизм идут во времени параллельно, сменяя друг друга на протяжении активной тектонической жизни геосинклинали.

Определенный интерес представляет статья Т. В. Билибиной (161). Излияния спилитов и кератофиров Т. В. Билибина, так же как и другие авторы, объединяет в спилито-кератофировую формацию и относит вместе с основными интрузиями к ранним этапам развития нижнепротерозойского подвижного пояса. Средним этапам соответствуют трещинные интрузии гранодиоритов и более поздние метасоматические микроклиновые граниты. К более поздним этапам относятся образования трещинных интрузий микропегматитовых гранитов, некоторых щелочных гранитов и, возможно, гранитов рапакиви.

И. В. Бельков и И. Д. Батиева приводят весьма убедительные доказательства более древнего (протерозойского) возраста щелочных гранитов, относившихся ранее многими авторами (И. В. Гинзбург, В. В. Фиженко, А. М. Иванов и др.) к палеозою.

Что касается проявлений эффузивного вулканизма, то, как видно из обзорных глав и рефератов, их можно предполагать в архее, более или менее достоверно устанавливая в нижнем протерозое и со всей очевидностью наблюдать в печенгской серии, верхах свиты имандра-варзуга и ловозерской свите.

В. А. Токарев

ТЕКТОНИКА

Период 1956—1960 гг. можно считать временем наиболее интенсивных и разносторонних геологических исследований на Кольском полуострове как по объему выполненных экспедиционных работ, так и по глубине затронутых и решенных проблем. Полевые геологические работы на Северо-Западе СССР в рассматриваемый период достигли небывало широких масштабов. Вместе с результатами предыдущих многолетних трудов большого числа геологов при этом был собран огромный разносторонний эмпирический материал, на основе которого разрабатывались общие важнейшие проблемы тектоники региона.

В литературе продолжалась дискуссия по вопросам стратиграфии и структуры Карело-Кольского региона (Л. Я. Харитонов, К. О. Кратц, К. А. Шуркин, Н. Г. Судовиков и др.), освещались закономерности размещения интрузивных пород различного состава в зависимости от структурной обстановки (щелочные граниты, щелочные интрузии разного состава, габбро-лабрадориты, нефелиновые сиениты и др.), отдельные вопросы тектоники Хибин и Луяввурта (в том числе новые данные о складчатости в ловозерской свите). Освещались вопросы размещения месторождений полезных ископаемых в складчатых и разрывных структурах Карело-Кольского региона, связи между тектоникой и геоморфологией региона, тектоникой и современными движениями земной коры (неотектоникой).

СЗГУ и другими организациями в рассматриваемый период велось несколько крупных тематических исследований, отчасти нашедших отражение в опубликованных материалах. На основе упомянутой выше Геологической карты региона, составленной СЗГУ (В. А. Перевозчиковой), было проведено поисковое районирование Карело-Кольского региона (И. В. Барканов), составлена прогнозно-металлогеническая карта Лоттинского района (Г. В. Суйковский). Продолжалась разработка методики геологического картирования при помощи комплекса геологических, геофизических и геохимических методов, а также обобщение материалов и определение характера работ по геологической съемке средних и крупных масштабов в условиях закрытых территорий (Э. А. Поляк).

К началу рассматриваемого периода был опубликован XXVII том «Геологии СССР», который явился крупной сводкой всех данных по геологии региона (редактор Л. Я. Харитонов). Был впервые дан очерк тектоники Кольского полуострова, предложено тектоническое районирование и сделано описание тектонических элементов 1-го порядка (крупных синклинорных зон и антиклинориев).

В схеме тектонического районирования восточной части Балтийского щита в качестве синклинорных областей рассматриваются Кольский

и Карельский районы, разделяемые антиклинорной областью Беломорского района.

Кольский район представляет собой сложноскладчатую область. Для него характерно чередование антиклинориев, сложенных породами архея и синклинориев, имеющих северо-западное простирание, сложенных породами верхнего архея, протерозоя, частью палеозоя. Мурманский антиклинорий ограничен с севера окраинной синклинорной зоной эокембрийских складчатых отложений. Далее к югу идут Кольско-Кейвская синклинорная зона, Центрально-Кольский антиклинорий, Печенгско-Варзугская синклинорная зона.

Беломорский район в пределах Мурманской области является лишь небольшой северо-западной частью крупной структуры. Здесь также выделены крупные структурные элементы: Сальготундровско-Кольвицкая синклинорная зона, Енско-Лоухский синклинорий, Терско-Нотозерский, Кандалакшский и Ковдозерско-Тикшозерский антиклинории.

В течение всего рассматриваемого периода продолжались работы по развитию и внедрению методов определения абсолютного возраста горных пород в ЛАГЕД АН СССР (А. А. Полканов и Э. К. Герлинг — 188, 698, 187, 700). В результате более чем 600 определений абсолютного возраста пород региона было предложено новое геохронологическое (и структурное) деление Балтийского щита (1959 г.). При этом развитие структуры региона указанным авторам представляется следующим образом. Восточная, большая, часть Балтийского щита является и древнейшей его частью. В нее входят Финляндия, Карелия и вся территория Кольского полуострова. Установлена значительная длительность периода развития этого региона (3600—1600 млн лет), подразделяющегося на 7—8 геосинклинальных циклов, в результате которых регион полностью консолидировался уже 1610 млн лет назад. Намечаются четыре больших осадочно-метаморфических цикла: IV — Карельский, III — Беломорский, II — Саамский и I — Катархейский.

Позже эта территория представляла собой платформу, воздымающийся щит готско-рифейского-каледонского-герцинского времени.

Древнейшая средняя часть Балтийского щита окружена складчатым обрамлением геосинклинальных циклов готид-рифейд-каледонид (абсолютный возраст 1570—400 млн лет). Складчатые цепи обрамления тянутся от доготских структур южной Швеции кaledонид Норвегии к п-ову Рыбачью, о. Кильдин, п-ову Канин, Тиману и западным склонам Урала.

Н. Х. Магнуссон, не соглашаясь с выводами А. А. Полканова и Э. К. Герлинга о доготском возрасте структур Южной Норвегии и Швеции, считает их готидами (771). А. А. Полканов (23) указывает, что Балтийский щит в хогландии — иотнии представлял собой обширную жесткую глыбу — фенносарматия, которая была охвачена поясом трещинных основных интрузий и внедрением рапакиви, связанным с большой флексурой (и глубокими разрывами) от Прионежья до Далекарлии (Швеция).

На протяжении всего рассматриваемого периода, начиная с 1955 г., СЗГУ (В. А. Перевозчикова) велись работы по составлению ряда сводных геологических карт и тектонических схем восточной части Балтийского щита. Эти работы имеют значение для развития взглядов на тектонику всего Карело-Кольского региона. В них был обобщен и систематизирован огромный материал, накопленный за последнее десятилетие.

Было произведено подразделение докембрийских образований на подгруппы, комплексы, серии, толщи в новом понимании их объемов, с учетом корреляции однотипных образований, развитых в разных структурных зонах региона. Намечены этапы тектоно-магматических циклов. Уточнены схемы тектонического районирования на основе детализированного плана новых геологических карт. В пределах геосинклинальных

складчатых областей карелид Карело-Кольского региона выделены однотипные структурные зоны и элементы их внутреннего расчленения — кольцевые пояса прогибов карелид малого и большого погружения и их подразделения на структурные ярусы и подъярусы.

В. А. Первозчиковой была охарактеризована роль глубинных разломов в формировании главных структур восточной части Балтийского щита и их связь с этапами проявления магматизма и ультраметаморфизма. Указана связь главных эндогенных месторождений полезных ископаемых с районами пересечения зон глубинных разломов. Отмечена роль глубинных разломов в формировании кольцевых интрузий не только палеозойского, но и более древнего возраста. Кроме того, ею были частью уточнены ранее известные, а также подняты новые проблемные вопросы геологии докембрия, рассмотрены возможные варианты их решения, например проблемы структуры и стратиграфии беломорид, гнейсов и сланцев в блоках фундамента карелид, корреляции карелид и др.

Многолетние работы морских геологов по изучению дна Баренцева моря были обобщены в обширной монографии М. В. Кленовой (637, 638). Баренцево море расположено на стыке системы меридиональных разломов Атлантики и широтных разломов края Арктического бассейна. В рельефе дна Баренцева моря сохраняются следы геологических структур разного возраста, начиная с протерозоя. Тектоническое развитие Баренцева моря было обусловлено последовательной сменой волнообразных движений широтного и меридионального направлений.

Ю. М. Пушаровский (703) определяет район Баренцева моря как древнюю платформу, фундамент которой выходит лишь на Шпицбергене и о. Белом, а на остальном пространстве покрыт палеозойскими и мезозойскими осадочными образованиями, современными отложениями и водами Баренцева моря.

Л. И. Салоп (712) в результате анализа обширных материалов предложил схемы расположения главных структурных элементов раннего протерозоя и позднего докембрия на территории СССР, а также корреляционные таблицы образований архея, нижнего и среднего протерозоя и юрния.

На изданных в рассматриваемый период обзорных тектонических картах (739, 126) отмечается наличие тиманид (байкалит) на п-ове Рыбачьем и о. Кильдин, выделяются Кольская и Карельская протерозойские складчатые зоны, Беломорский архейский массив.

Активно обсуждались вопросы геологии беломорид (584, 764, 229, 97, 763, 421, 753, 93, 762, 497). Продолжалась полемика между Н. Г. Судовиковым и К. А. Шуркиным. Первый считает, что в Беломорье имеются один нижнепротерозойский супракrustальный комплекс и два (нижнеархейский и верхнеархейский) периода диастрофизма (постсвионийский и постботнийский) с интрузиями (в том числе граниты I и II групп). В протерозое только по краям беломорской глыбы возникали расколы с внедрением основных пород и гранитов III группы. К. А. Шуркин выдвигает представление о единой архейской эпохе формирования беломорской геосинклинальной области, сменившейся ее платформенным развитием в протерозое и палеозое. При этом архейский геосинклинальный период разбивается на 4 этапа: один период осадконакопления и три этапа тектонических движений, сопровождавшихся внедрением интрузий: преорогенных, раннеорогенных, позднеорогенных. Породы Беломорья признаются древнейшими на территории Балтийского щита (позже К. А. Шуркин изменил свои представления по этому вопросу).

Продолжались дискуссии и о характере геологической структуры Беломорья. По мнению С. И. Макеевского (421), беломорский мегантиклинорий представляет собою прямую веерообразную структуру. Д. Т. Мишарев и др. (584) отмечают наличие здесь области антиклинор-

ного блока, имеющего внутреннее синклинальное строение, тогда как Е. И. Чуйкина и другие считают, что здесь имеет место огромный синклинорий, ядро которого находится в середине Кандалакшского залива (584).

Большой интерес представляют собой новые материалы о валунных дайках и так называемых конгломератах Кандалакшского залива (321, 765), которые приводят к необходимости отвергнуть ряд прежних представлений о геологии района. По А. Г. Булах на Турьем мысе имеется серия меридиональных валунных даек, относящихся к группе лампрофиров палеозойского комплекса щелочных пород. К этому же типу эруптивных образований К. А. Шуркин (765) относит «конгломераты» островов Телячьего и Елового и Турьего мыса. На этом основании критикуются взгляды Н. Г. Судовикова и И. С. Ожинского, считавших этих породы осадочными (палеозой, девон).

Не менее важными оказались наблюдения Б. А. Юдина (1958 г.) на горе Ельнюн (Главный хребет на Мончетундре), установившего и здесь эруптивный характер «конгломератов», описанных Н. Г. Судовиковым якобы в виде пластообразного тела (длиной до 500 и мощностью до 50 м), залегающего в габбро, якобы трансгрессивно лежащих в габбро. Эти эруптивные породы долгое время считались базальными образованиями карелид на Кольском полуострове.

Закономерностям размещения интрузивных образований различного типа и состава в зависимости от тектонической структуры посвящено значительное число работ. З. Г. Ушакова (749) отмечает, что на западной и восточной окраинах Русской платформы намечается наличие пород трапповой формации, приуроченных к глубинным разломам на перегибах антеклиз в синеклизы, имеющих трещинный характер.

В серии обзорных статей (Т. В. Билибина, Н. А. Елисеев, Д. Ф. Муратов — 160, 161, 162) отмечается, что Кольский полуостров является самой крупной на земле областью развития щелочных гранитов, формирование и размещение которых, по данным А. М. Иванова (214, 215) и В. И. Смирновой (262), связано с региональной тектоникой. Эти граниты приурочены к региональным разломам, представляют собой трещинные интрузии, часто межформационные, обладают самостоятельной внутренней структурой, несогласной с тектоникой вмещающих пород (240, 287). Они образовались на последнем этапе магматической эволюции, в эпоху существования жесткой платформы, к разломам которой и приурочено их внедрение. Форма интрузий определяется расположением разломов (191). А. А. Чумаков (280) считает, что щелочные граниты приурочены к структурам позднеорогенного периода. На Панских тундрах интрузии основных пород и щелочных гранитов внедрялись в тектоническую зону, которая представляет собой зону надвига (276). Канозерский массив, по данным И. Д. Батиевой, приурочен к крупному тектоническому разрыву, сопровождается мелкими интрузиями по трещинам скалывания и разрыва; здесь часты эруптивные брекчии, плйчатость, осланцованность, петроструктуры R- и R+S-тектонитов (154). Щелочные граниты района р. Стрельны, по данным А. М. Иванова (215), внедрялись в раздробленные породы, блоки которых были смещены, причем образовались пластообразные тела с апофизами, создавшие как бы огромную брекчию, цементом которой явился щелочной гранит с петроструктурами R-тектонита. На Западных Кейвах щелочные граниты, по данным того же автора, также использовали разломы типа региональных сбросов двух направлений (214). На горе Чагвеуайв щелочные граниты внедрились по разлому, совпадающему с залеганием вмещающих гнейсов (206). Массив на Среднем Поное возник по разлому широтного простираания (243). Выходы субщелочных гранитов Долomitовой вараки (южнее Хибин) лежат в одной

тектонической зоне с щелочными гранитами р. Стрельны и верховьев р. Варзуги (250). Совсем иной, метасоматический генезис, не связанный с разрывными нарушениями, указывается Д. Д. Мирской для порфиро-бластических микроклиновых гранитов в северо-восточной части Кольского полуострова (630).

О. А. Воробьева опубликовала интересные обзоры распространения щелочных пород на территории СССР, в которых указывается, что эти интрузии имеют широкий диапазон возраста и образуются как в условиях платформ, так и в области развития молодых складчатых структур (578, 579). Распределение этих интрузий контролируется зонами разломов. Щелочная провинция Кольского полуострова оказывается одним из самых значительных классических регионов развития щелочных интрузий платформы. Здесь развиты щелочные граниты, комплексы ультраосновных щелочных пород (интрузии центрального типа с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами). Щелочные породы появляются на поздних и завершающих этапах тектоно-магматического цикла, в условиях накопления щелочей и летучих.

Значительное внимание было уделено изучению комплекса центральных интрузий щелочного—ультраосновного состава. Все 10 массивов этого типа, известных на Кольском полуострове, приурочены к трем широтным разломам-поясам. Интрузии представлены концентрически-зональными телами центрального типа, как бы вложенными одно в другое (А. А. Кухаренко — 233, Н. А. Волотовская — 567, 568, 571, 179, М. П. Орлова — 687, А. Н. Гейслер — 583, Е. И. Семенов и И. Д. Шуба — 463). Их возраст палеозойский, 305—375 млн лет. Считается, что эти интрузии связаны с субпараллельными длинной оси Кольского полуострова региональными разломами, а также с грабенообразными опусканиями свиты кильдин-рыбачий и Кандалакшского залива.

По сравнению с интрузиями центрального типа совершенно иной характер имеет Сахарийокский щелочной массив щелочных и нефелиновых сиенитов, по данным И. Д. Батиевой и И. В. Белькова внедрившийся по системе разломов на контакте щелочных гранитов Западных Кейв с олигоклазовыми гранитами I группы (153).

Тектоника Хибин освещается в ряде статей. По мнению Т. В. Билибиной (164), Хибинский и Ловозерский массивы нефелиновых сиенитов располагаются в пределах мощной мобильной тектонической зоны широтного простираия. В Хибинах от периферии к центру последовательно внедрялись подковообразные интрузии щелочных пород. Работами А. В. Галахова (344) подробно охарактеризована структура и состав зоны ричесорритов Хибин. У Ли-жень (275) подтвердил прежние представления о развитии в Хибинах 7 последовательных конических и кольцевых разломов. Он считает, что Хибинский «субвулкан» приурочен к разлому северо-западного направления.

Интересные новые выводы о размещении апатитовых тел Хибин опубликовали В. Н. Горстка и Т. Н. Иванова (599). Они указывают, что все апатитовые месторождения магматического генезиса приурочены к одному коническому разлому, образуя главную апатитовую дугу. Другие месторождения, имеющие метасоматическое происхождение, приурочены к мелким разломам, ориентированным параллельно главному.

В заметках И. В. Буссен и А. С. Сахарова приведены некоторые данные о тектонике Ловозерского массива. К настоящему времени массив представляется в виде грибообразного или воронкообразного (лакколит) тела с широкой «ножкой», сложного этмолита с широким основанием и выпуклым «верхом». Нижние ограничения массива еще не установлены. По данным геофизики известно, что контакты интрузии падают в сторону массива сначала круто, а затем постепенно выходя становятся (562). Мас-

сив сложен пятью комплексами пород (включая дайковый). Каждый из них является результатом самостоятельной фазы эруптивной деятельности, образовался в момент внедрения первично расслоенного тела (175). Время внедрения — нижний девон.

Большая роль разрывной тектоники в геологическом строении северо-восточной части Кольского полуострова (р-н Иоканьги) отмечается в работах А. М. Иванова (619, 1949—1951 гг.). Он указывает на интенсивно развитую сеть предположительно каледонских разломов северо-восточного направления, занятых дайками габбро-диабазов и диабазов, и сети региональных разломов северо-западного, почти широтного, простирания (предположительно герцинские), прослеживаемых по зонам милонитизации, а южнее — использованных огромной интрузией щелочных гранитов Кейв. Как те, так и другие разломы часто используются реками для выработки своего русла. Автор приходит к выводу о крупноблоковом строении района исследований и всей восточной части Кольского полуострова. По данным того же автора, излияние основных эффузивов в свите имандраварзуга также связано с возникновением региональных разломов в среднем палеозое.

Б. А. Юдин (504) характеризует внедрение Цагинского массива габбро-лабрадоритов по ослабленной зоне, совпадающей с поверхностью стратиграфического несогласия между архейскими гнейсами и нижнепротерозойскими породами Кейв, по меридиональному разлому. Сам массив представляет собой первично расслоенный лополит, контакты которого падают к центру интрузии под 30—45°.

В отдельных статьях освещались вопросы структурных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых различного типа в зависимости от тектонической обстановки: медно-никелевых, апатитовых месторождений, мусковитовых пегматитов, железистых кварцитов, центральных интрузий щелочного—ультраосновного состава, титановых и кианитовых руд, алмазносных пород на территории Балтийского щита и Русской платформы.

Подчеркивая полицикличность и унаследованность эндогенного оруждения на территории СССР, В. И. Смирнов (476) отмечает, что оно сосредоточено в нижних структурных ярусах платформы и в складчатых зонах ее обрамления. Рудная провинция Балтийского щита трициклична — здесь развиты месторождения архейской, протерозойской и герцинской эпох. По мнению Е. А. Радкевич (449), серия разрывов северо-западного направления на Кольском полуострове относится к расколам, возникающим на окраинах щитов. С ними связано внедрение ранних ультраосновных пород Мончи и более поздних щелочных пород Хибин и Луявурта. Внедрение основных, ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова связывается с наличием глубинных разломов не древнее протерозоя (75). Е. К. Козлов (642) указывает на связь никеленосных интрузий со складчатостью (синорогенные интрузии, более древние), а также с разрывными структурами (более молодые интрузии, посторогенные, располагающиеся в пределах меридиональных разломов). Мончегорские и Печенгские медно-никелевые месторождения формировались в условиях подвижного пояса (485), причем первые связаны с разветвленными сложными разрывами, а вторые приурочены к простым прямолинейным разрывам (Г. В. Холмов).

Значительное внимание по-прежнему уделялось изучению закономерностей размещения пегматитовых жил в зависимости от структуры юго-западной части Кольского полуострова. Продолжалась дискуссия по вопросам структуры беломорской пегматитоносной толщи гнейсов. Одна группа геологов считала, что беломорский комплекс слагает юго-западное крыло крупной Кандалакшской синклинали (630), а другие видели

здесь крупный синклиниорий северо-западного направления, ограниченный с обеих сторон двумя антиклинориями (94). Мусковитоносные пегматитовые жилы залегают в тектонических узлах, сложенных гнейсами II и IV свит (630), в участках сопряжения антиклинальных складок двух взаимно перпендикулярных направлений (598) или в гнейсах средней толщи, в ядре синклиниория (676).

По материалам Беломорья и Стрельнинского района С. И. Макиевским и В. С. Смирновой были достаточно четко сформулированы выводы о четырех группах факторов, определяющих размещение слюдоносных пегматитов Кольского полуострова (664, 238, 727)—структурных, магматических, стратиграфических и литологических. По Н. В. Горлову (597), размещение пегматитовых жил контролируется складчатостью вмещающих гнейсов. Жилы приурочены к сводовой части антиклиналей, ориентированы перпендикулярно шарниру складки. По С. И. Макиевскому и В. С. Смирновой, они приурочены к участкам перегибов осевых поверхностей поперечных складок 2-го порядка, северо-восточного простирания, к их опрокинутым крыльям или к участкам интенсивного развития мелкой складчатости, флексурам, к районам погружения шарниров крупных синклиналей северо-западного простирания. Назарова А. С. и др. (678) выделяют 4 главных типа структур пегматитовых полей: 1) поля поперечно-секущих жильных тел, 2) поля согласных и диагонально секущих жильных тел, 3) комбинированные поля, состоящие из элементов 1-го и 2-го типа, и 4) цепочки поперечно-секущих тел. Пегматиты Кейв располагаются в разрывах, согласных и секущих структуру вмещающих гнейсов.

Размещение месторождений титановых руд на Кольском полуострове отчетливо связано с региональной тектоникой. Обычно эти месторождения генетически связаны с интрузиями габбро, располагающимися поясами вдоль узких протерозойских синклиналильных зон (Кольской, Карельской, Финляндской), между блоками архея. Титаноносны и палеозойские интрузии центрального типа, образующие, по И. И. Малышеву (90), два широтных ряда.

Закономерности размещения метаморфогенных высокоглиноземистых и железорудных месторождений также тесно связаны с тектоникой Кольского полуострова. Те и другие располагаются в пределах докембрийских геосинклиналильных поясов (532).

На Кейвах в рассматриваемый период велись детальные геологосъемочные и минералогические работы Кольским филиалом АН СССР, внесшие много нового в понимание структуры района (И. В. Бельков, И. Д. Батиева, Д. Д. Мирская и др.).

В отличие от существовавшего ранее мнения Л. Я. Харитоновой о возникновении складчатости Кейв в результате надвига пород Мурманского блока, была выявлена ведущая роль в складкообразовании блоковых перемещений фундамента. Установлена связь мелких форм складчатости и линейной ориентировки минералов со складчатостью всего комплекса пород.

Для полосы Колмозеро—Воронья В. А. Токаревым и Л. Л. Гарифулиным (1957—1960 гг.) было предложено новое понимание геологической структуры полосы как древнего подвижного пояса, верхнеархейского—нижнепротерозойского возраста (в старом понимании границы А/Р₁), протягивающегося на 300 км).

Все породы подвижного пояса Колмозеро—Воронья смяты в линейные складки, вытянутые по простиранию полосы, пронизаны многочисленными мелкими интрузиями основных и ультраосновных пород, а также сопровождаются десятками массивов микроклиновых гранитов.

Интересные предположения сделаны В. О. Ружицким (709, 452) в связи с закономерностями размещения, возможно, алмазоносных кимберлитов

на Кольском полуострове (по материалам Н. А. Курылевой). Для нахождения этих пород наиболее благоприятными являются зоны крупных глубинных разломов и места их пересечений, участки развития ультраосновных интрузий и вулканических образований ультраосновного состава, зоны широкого развития щелочных и ультраосновных пород, краевые участки Балтийского щита. Высказывается предположение, что карбонаты и кимберлиты генетически связаны друг с другом.

В течение рассматриваемого периода продолжалось изучение структур рудных полей и месторождений медно-никелевых руд, апатита, мусковитосодержащих пегматитов, титано-магнетитов. Особенно значительные успехи в изучении структур рудных полей были достигнуты на Печенгских месторождениях. Многолетними исследованиями Г. И. Горбунова и др. (353, 197, 596, 68, 198, 401, 610) было показано, что формирование богатых медно-никелевых руд Печенгского рудного поля тесно связано с развитием сложно разветвленной тектонической зоны сдвига, вмещающей все сульфидные месторождения района. Эта зона простирается параллельно напластованию пород печенгской свиты и наклонена к югу под углом 35—60°. Рудные тела образуются там, где широтные разрывы этой зоны секут никеленосные интрузии основного—ультраосновного состава или идут по их контакту с вмещающими филлитами. Полости разрывных зон и крупных трещин выполнены сплошными и брекчиевидными рудами.

Не менее значительными оказались успехи в изучении рудного поля Мончи (Е. К. Козлов, В. П. Лялин — 61, 81, 574, 140, 107, 278, 365, 495).

Эпигенетические богатые жильные руды, представленные несколькими десятками рудных жил, приурочены к тектоническим разрывам массива (68, 19, 139, 109), сосредоточенным в его средней части. Общие закономерности размещения рудных жил связаны с последовательностью развития первичных прототектонических трещин в интрузии, сколовых продольных крутопадающих трещин в осевой части массива, пологопадающих сбросов (под 40—50°), трещин разрыва с внедрением в них даек габбро-пегматита, раскрытия разрывов 2-й группы и формированием в них рудных жил. Эти рудные жилы образуются в результате замещения габбро-пегматитов и инъекций рудных растворов в разрывные нарушения (139).

Структура рудного поля апатитовых месторождений Хибин, по данным Т. Н. Ивановой, также определялась тектоническими элементами, кольцевыми разломами внутри плутона, размещением интрузий апатито-нефелинового состава и более молодых ийолитовых интрузий (621). Размещение сфеновых месторождений в верхней контактной зоне Кукисвумчоррского месторождения апатита также обусловлено наличием и положением сбросов и мелких разрывных нарушений, по которым шли растворы, богатые титаном (283).

Значительные геофизические работы в целях изучения структуры региона велись в течение рассматриваемого периода рядом организаций на территории Кольского полуострова. Прежде всего здесь следует упомянуть о работах, выполнявшихся комплексом сейсморазведочных (ГСЗ), магнито-разведочных наблюдений вдоль нескольких опорных профилей. В 1958—1959 гг. эти работы велись трестом «Спецгеофизика», ВСЕГЕИ и ЛГИ, а с 1960 г. — ЗГТ, ЛГИ и ВСЕГЕИ (И. В. Литвиненко и др.).

Задачей этих работ являлось изучение строения земной коры Балтийского щита до глубины 5—10 км — детальное, а для более глубоких ее частей (до поверхности Мохоровичича) — только схематическое освещение строения.

В результате работ 1958—1960 гг. и последующих лет было доказано по упругим свойствам пород слоистое строение земной коры на Балтийском щите вопреки мнению Х. Е. Тейтла и М. А. Тьюва. При этом оказалось, что особенно четко выделяется поверхность Мохоровичича и так называемая

мого базальтового слоя. Кроме этих поверхностей раздела, намечаются и другие менее резкие сейсмо-геологические границы. Кроме слоистости земной коры, на Балтийском щите намечаются и вертикальные разрывные нарушения, захватывающие всю ее толщу. Такое сочетание спокойного залегания сейсмо-геологических границ («слоев») с крутопадающими зонами разрывных нарушений определяет блоковое строение земной коры Балтийского щита. Зоны глубинных разломов, по И. В. Литвиненко, обычно располагаются на стыках различных структурно-фациальных зон и характеризуются проявлениями магматизма.

В целом для всего Балтийского щита разрез земной коры заметно отличается от разреза ее для всей Русской платформы. При одинаковой общей ее мощности, составляющей приблизительно 35—40 км, мощность «базальтового слоя» (скорость волны выше 6.6 км/сек.) в Северной Карелии и особенно в Печенгском районе значительно увеличена, а «гранитного слоя» — уменьшена. Таким образом, по И. В. Литвиненко, Балтийский щит в настоящее время представляет собой своеобразный гигантский базальтовый купол. Этот раздув мощности «базальтового слоя» и длительное поднятие являются следствием общих внутренних процессов развития верхней мантии. Малая мощность «гранитного слоя» также может указывать на продолжительность восходящих движений, сопровождавшихся значительной и глубокой эрозией.

В результате указанных регионально-тектонических работ здесь выделены для дальнейшего более детального изучения зоны глубинных разломов как участки, перспективные на поиски целого комплекса эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Малая мощность «гранитного слоя» и отсутствие осадочного платформенного чехла создают на Балтийском щите исключительно благоприятные условия для детального изучения «базальтового слоя» земной коры. В связи с этим результаты региональных сейсмических работ послужили основой для постановки вопроса о сверхглубоком бурении на Балтийском щите. Для Кольского полуострова эта проблема будет решаться в Печенгском районе в связи с тем, что здесь при более детальном изучении верхней части разреза земной коры установлена тесная связь пород Печенгской эффузивно-осадочной серии с «базальтовым слоем» коры. Впервые были прослежены сейсмо-геологические границы, дающие представление о строении отдельных покровов диабазов печенгской серии. Работы в Печенгском районе открыли новые перспективы применения сейсмического метода не только для решения регионально-структурных задач, но и для более детального изучения структур рудных полей и решения других структурных задач, представляющих непосредственный практический интерес. Под Печенгской серией пород поверхность «базальта» (опорная сейсмическая граница) залегает на глубине всего лишь 5—7 км.

В обзоре геологического строения Русской платформы по данным региональной геофизики и на предлагаемых тектонических схемах Э. Э. Фотиади (277) придает исключительно важное значение и особую роль в тектонике платформы глубинным разломам. С ними связывается при этом появление основной и ультраосновной магмы на платформах (с ее кислыми и щелочными дифференциатами).

В ряде работ современные разрывные структуры Кольского полуострова освещались данными сейсмологии. Г. Д. Панасенко (689, 688, 435, 103, 20) наметил сейсмически активные зоны разломов: Варангер—Мезель, Ковдорозеро—устье р. Двины, Нива—Кольский залив и Оулу (Финляндия)—Ухта—Кемь. Отмечалась сейсмичность Хибин.

Участки увеличения мощности земной коры соответствуют современным антиклинориям. Сводовое поднятие Балтийского щита (16) носит ступенчатый, поясообразный характер. Щит разбит системой концентри-

ческих и радиальных разломов на блоки с дифференцированными движениями. Асейсмичность центральной части Балтийского щита подтверждает его платформенный характер (133). В. А. Токаревым намечены для Скандинавии две крупные субширотные зоны сейсмической активности и разломов (272, 490).

Н. А. Кудрявцев и А. И. Кравцов связывают наличие газов и битумов в Хибинском щелочном массиве с развитием глубинных разломов земной коры Балтийского щита (228, 405). К противоположным выводам о связи газоносности Хибин с разломами приходит Ф. М. Онохин (247, 432), наблюдавший понижение интенсивности газовыделений на трещиноватых участках в зонах крупных разломов Хибин.

Вопросам связи развития современного рельефа и неотектоники с разрывными структурами, складчатостью и литологией земной коры, а также ледниковой деятельностью посвящены работы ряда геоморфологов.

В них отмечается, что основные черты рельефа региона определяются разрывной тектоникой (Г. Д. Рихтер — 25, А. В. Сидоренко — 719, 721, И. В. Гинзбург — 194, Г. С. Бискэ — 315, Г. Д. Панов — 251). Указывается значение древних складчатых структурных зон для развития современного рельефа (136, 194). Отмечается ряд крупных горстов (тундры Сальные, Туадаш, Волчьи, Колвицкие), образовавшихся в результате блоковых движений по густой сети разломов (315). Ледниковая экзарация вовсе не была столь значительной, как это представлялось ранее (315). И. П. Герасимов (345) утверждает, что складчатые структуры коренных пород Балтийского щита никак не отражаются в основных чертах его рельефа, а в очертаниях Кольского полуострова видит явную связь с разрывными нарушениями двух направлений.

Для Хибин подтверждается тесная связь между формированием рельефа и разрывными нарушениями в ходе экзарации и денудации (А. Д. Арманд, М. Д. Дорфман, В. Ф. Перов — 517, 298, 690), а также наличие современных (последледниковых) тектонических разломов по контактам Хибинского массива (Н. Н. Карпов — 655).

Неотектонические движения на Кольском полуострове отмечаются по смещениям береговой линии оз. Умбозеро и морей (299, 260). В связи с этим идет дискуссия относительно вертикальных движений берегов Белого и Баренцева морей. По одним данным, Мурманский и Канда拉克шский берега поднимаются (В. И. Буданов — 555, В. М. Надежин — 677), а по другим — все побережье Баренцева моря опускается со скоростью 0.1–0.3 см/год (684). Побережье Белого моря по общему признанию является относительно стабильным участком (555, 684).

По характеру эпейрогенетического спектра А. А. Никонов доказывает наличие изостатического поднятия Лоттинской депрессии со скоростью 0.9–1.5 см/год (428). Он наблюдал интересные современные микро-нарушения в водно-ледниковых отложениях западной части Кольского полуострова, вертикальные сбросы с амплитудой до 1 м (244).

С. Н. Сулова

ПЕТРОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, МЕТАМОРФИЗМ

К 1956 г. уже была проведена большая работа по изучению петрографии и петрологии пород Кольского полуострова. Однако ряд вопросов оставался неразрешенным и нерассмотренным. В период дальнейшего более углубленного петрографо-петрологического исследования различных комплексов пород 1956—1960 гг. сотрудниками Кольского филиала АН СССР и геологами СЗГУ велись работы по изучению гранулитовой формации и протерозойских метаморфических осадочных и осадочно-вулканогенных образований: кейвской осадочно-метаморфической — И. Д. Батиева, И. В. Бельков, Д. Д. Мирская, С. Н. Сулова (125, 152, 270, 426, 675), имандра-варзугской — А. М. Иванов, Л. И. Пазюк (213, 249), колмозеро-воронья — И. В. Гинзбург и др. (352, 595) и печенгской серий. Была проведена большая работа по изучению петрографии пород этих серий, рассмотрены процессы метаморфизма и их генезис. Крупной сводкой по этим вопросам является XXVII том «Геологии СССР», в котором петрологии, петрографии и метаморфизму уделено очень большое внимание. Вопросы эти разбираются при описании отдельных комплексов серий, свит и т. д. и принадлежат разным авторам. С 1959 г. группой сотрудников Кольского филиала АН СССР была начата работа в районе развития кольских гнейсов. Общие сведения о метаморфизме пород кольского региона приводятся в работах С. Н. Соловьева (480) и Н. А. Елисеева (369).

При изучении кейвской серии И. В. Бельковым были рассмотрены процессы полиметаморфизма, приведшие к возникновению кристаллических сланцев. Было установлено, что региональный метаморфизм свиты кейв предшествовал интрузиям основных пород, что доказывается ярко выраженными явлениями контактового воздействия основных интрузий на кристаллические сланцы. Он предшествовал складчатости. С периодом складчатости связан повторный региональный метаморфизм пород свиты кейв, соответствующий амфиболитовой ступени. Существенное внимание Д. Д. Мирская (675) уделяла изучению контактового метаморфизма в сланцах и гнейсах, связанных с интрузией метабазитов. Влияние метадиабазов выразилось в термальном воздействии и привносе кальция, магния и железа. Был рассмотрен вопрос о генезисе кейвских амфиболитов (426). С. Н. Суловой в районе Западных Кейв был изучен полиметаморфизм кристаллических сланцев (125) и рассмотрено контактово-метасоматическое преобразование кейвских сланцев под влиянием интрузии щелочных гранитов, которое проявилось в щелочном, преимущественно калиевом, метасоматозе и в меньшей степени в кварцевом метасоматозе. Рассмотрены явления регрессивного метаморфизма (270). И. В. Гинзбург (1957 г.) в общих чертах рассматривает некоторые характерные черты метаморфизма пород серии колмозеро-воронья. При изучении печенгской серии сотруд-

ники Кольского филиала АН СССР (Н. А. Корнилов, В. Г. Загородный, Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова) значительное внимание уделили метаморфизму вулканогенно-осадочных пород и выделению зон метаморфизма. Интересные данные по метаморфизму гранулитовой формации были получены Е. К. Козловым при изучении Ловноозерского массива. Наличие метасоматических процессов в серии имандра-варзуга отмечает Л. И. Па-зюк (249).

За истекший период наибольшее количество работ было посвящено описанию петрографии и петрологии магматических комплексов. Обобщенные сведения о магматизме Кольского полуострова приводятся в работах О. А. Воробьевой, Н. А. Елисеева, Н. А. Волоховской и К. А. Шуркина (160—164, 571, 764).

Петрологическая изученность магматических образований Кольского полуострова рассматривается нами по следующим главнейшим комплексам: а) ультраосновные и основные интрузии; б) граниты; в) интрузии сложного состава, от ультраосновных до щелочных пород с карбонатами; г) интрузии щелочных пород.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

В сводной работе Н. А. Елисеев (610, 611) выделяет 5 групп ультраосновных и основных пород региона: 1) интрузии нижнего архея; 2) интрузии верхнего архея (породы р-на оз. Нотозера, Туадаш и Сальных тундр, Хлебной вараки, Лавнос-озера, Кандалакши и Порьей губы); 3) интрузии нижнего протерозоя (главный хребет, бассейн р. Цаги, Кандалакшские и Колвицкие тундры, Кейвы, бассейны рр. Варзуги, Стрельны); 4) интрузии верхнего протерозоя (Монча, Печенга, Федорова тундра, Панские высоты, Застейд и др.) — К. О. Кратц относит эти интрузии к среднему протерозою; 5) палеозойские интрузии ультраосновных и щелочных пород.

Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове были освещены Е. К. Козловым (642).

За рассматриваемый период особое внимание уделялось дальнейшему исследованию ультраосновных массивов. Продолжались работы на Монче (139, 223, 355, 622, 756), Печенге (355, 399, 596), Федоровой тундре (124, 268), Застейде (713), было начато детальное изучение Панских тундр. В Мончегорском плутоне для горы Нюд (139) получены предварительные данные о связи мелких богатых рудных тел с разнообразными дайками; в пироксенитах горы Сопча Е. К. Козловым и Т. Н. Ивановой (622) на примере характера смены пород с юго-запада на северо-восток для восточной ветви Мончегорского плутона (Сопча-Нюд) и изменения минерального состава и химизма установлено наличие дифференциации в горизонтальном направлении. Работами Е. К. Козлова (223, 641) доказано, что некоторые породы (пойкилитовые перидотиты, массивные оливиниты, габбро-нориты, нориты) являются ксенолитами более древних, чуждых массиву пород. Установлена зависимость процентного содержания пентландита в сульфидах от содержания оливина в породах.

Петрология придонной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная была изучена В. С. Докучаевой (1960 г.). Впервые ею были описаны пегматидные породы придонной части и высказано новое представление о генезисе офитовых габбро-норитов (указывается связь их с Мончегорским плутоном). Результаты исследований Мончегорского плутона были обобщены в монографии.

Печенгское медно-никелевое поле приурочено к четвертой туфогенно-осадочной толще, сложенной преимущественно филлитами. Располагается оно в центральной части дуги, в области максимального прогибания син-клинория. Никеленосные интрузии встречаются двух типов: дифферен-

цированные и недифференцированные. Богатые руды приурочены к тектонической зоне и были изучены Г. И. Горбуновым (596).

Интересные данные были получены Г. Н. Старицыной (124, 268) при изучении массива ультраосновных и основных пород Федоровой тундры. Массив является первичнорасслоенной пластовой интрузией и сформировался в три интрузивные фазы. Вкрапленное и гнездовое сульфидно-никелевое оруденение приурочено к лежащему боку и по типу относится к гидротермально-автометаморфическим, а не к ликвационным, как считалось ранее. Впервые были подробно изучены габбро-пегматиты (267). Цагинский массив габбро-лабрадоритов, несущий титаномagnetитовое оруденение, был изучен Б. А. Юдиным (55, 504, 768, 766). Им впервые была составлена структурно-геологическая карта массива и дано подробное петрографическое описание пород.

Среди пород массива выделено три комплекса: 1) среднезернистых габбро и габбро-норитов с подчиненным развитием оливинитов, троктолитов, пироксенитов и т. д. (краевая часть массива); 2) гигантозернистых габбро и лабрадоритов (центральная часть массива); 3) титаномagnetитовых пород. Массив сформировался в две интрузивные фазы: а) краевой и центральный комплекс пород и комплекс титаномagnetитовых месторождений, б) дайковый комплекс. С центральным комплексом пород связано титаномagnetитовое оруденение. Выделено 4 типа оруденения: 1) первично стратифицированные залежи титано-магнетита; 2) пластообразные тела, залегающие согласно с первичной расслоенностью; 3) крупные линзовидные тела, имеющие несогласие с первичной расслоенностью; 4) жильные образования. Причем последние три стадии оруденения связаны с первой и являются ее продолжением во времени.

Ультраосновной массив Застейд П. А. С. Сахаров (713) считает перспективным для поисков медно-никелевых месторождений.

Д. Д. Мирская (1960 г.) детально изучила амфиболиты свиты Кейв. Установлено широкое распространение согласных пластовых и частью секущих дайкообразных тел амфиболитов в толще кристаллических сланцев и гнейсов. На основании частью секущего положения тел, сохранения реликтовых структур и текстур первичных изверженных пород, химического состава и активного контактного воздействия на вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы установлена интрузивная природа амфиболитов, относящихся к основным и частью ультраосновным породам гипабиссальной и частью приповерхностной фации. Показан характер контактного воздействия метабазитов на различные кристаллические сланцы и гнейсы. Все интрузии являются доскладчатыми, внедрившимися в уже метаморфизованные осадочные породы.

ГРАНИТЫ

Граниты широко распространены на Кольском полуострове. Среди них выделяются архейские олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты (так называемые граниты I группы), плагиоклазово-микроклиновые граниты, гнейсы и мигматиты (II группа), пространственно связанные с протерозойскими микроклиновыми гранитами (породы III группы) и щелочные граниты.

За рассматриваемый период были проведены работы по изучению олигоклазовых и микроклиновых гранитов, в частности их петрографии, частично петрологии (593, 668, 669, 674), проводились работы по их количественно-минералогической классификации (591). К пегматитам, связанным с этими гранитами, приурочены запасы керамического сырья и слюды. Слюданосные пегматиты изучены С. И. Макиевским, Л. В. Калафати и др. (26, 237, 422, 488, 664). Авторы устанавливают связь слюдо-

ности с гранитными интрузиями, вмещающими породами и структурой района.

Кольский полуостров является крупнейшим районом развития щелочных гранитов. Среди интрузивных образований Кольского полуострова щелочные граниты занимают одно из главных мест, слагаая площадь около 3500 км². Начиная с 1947 г., по инициативе А. Е. Ферсмана и Б. М. Куплетского, Кольский филиал АН СССР начал систематическое изучение щелочных гранитов. Исследования проводились под общим руководством А. А. Чумакова рядом экспедиционных отрядов, возглавляемых И. Д. Батиевой, И. В. Бельковым, А. В. Галаховым, И. В. Гинзбург, А. М. Ивановым, Д. Д. Мирской, А. И. Морозовым, Б. А. Юдиным. Огромный материал по геологии и петрографии щелочных гранитов, полученный в результате проведенных исследований, был обобщен в монографии «Щелочные граниты Кольского полуострова» (1958 г.), вышедшей под редакцией О. А. Воробьевой. Основная часть этого сборника составлена сотрудниками Кольского филиала АН СССР. Кроме того, в сборник вошли статьи Н. А. Елисеева (205, 206), В. В. Фиженко (276), Л. И. Пазюка (250) и А. М. Шукевича (242).

Кольская провинция щелочных гранитов включает многочисленные интрузии платформенного типа, внедрившиеся по тектоническим разрывам в двухъярусное, сложно дислоцированное сооружение из кристаллических пород архея и протерозоя. Эти интрузии в большинстве случаев являются межформационными, согласными или секущими телами.

Большинство авторов статей признает, что щелочногранитная магма поднялась из глубины и образовала одноактные интрузии, вызвавшие метасоматические изменения во вмещающих породах. Интенсивность процессов щелочного метасоматоза находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород и условий залегания щелочных гранитов.

Изучение щелочных гранитов показало, что особое значение при отнесении гранитов к щелочным играет состав темноцветных минералов — щелочные пироксены и щелочные амфиболы. При наличии щелочных темноцветных минералов кольские щелочные граниты по своему химизму отвечают образованиям то апатитового, то нормального, то плюмазитового ряда. Для щелочных гранитов Кольского полуострова типичны повышенная железистость, пониженное содержание глинозема и извести. Различные геологические условия залегания щелочных гранитов вызывают и некоторые изменения в их химическом составе. Характерной особенностью кольских щелочных гранитов и их пегматитов является повышенная итриевая минерализация, что для ряда массивов было доказано И. В. Бельковым.

ИНТРУЗИИ СЛОЖНОГО СОСТАВА, ОТ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ДО ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ

Кольская щелочная провинция является одной из самых значительных областей проявления щелочного магматизма [щелочные граниты, ультраосновные и щелочные интрузии с карбонатитами, интрузии нефелиновых сиенитов (522, 515, 572, 579)].

За рассматриваемый период большое внимание уделялось изучению ультраосновных—щелочных массивов, в составе которых присутствуют карбонатиты [массивы Ковдорский, Вуориярви, Озерная варака, Лесная варака, Африканда, Салмогорский, Себляврский (27)]. Указанные массивы являются палеозойскими платформенными интрузиями центрального типа. В строении их принимают участие два комплекса пород: ультраосновной и щелочной. Почти все перечисленные массивы представляют собой сложные многофазные тела. Установлена следующая последова-

тельность образования пород в массивах: 1) гипербазиты (оливиниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии; 3) турьяиты; 4) магнетитовые руды; 5) карбонатиты.

О происхождении ийолит-мельтейгитов существует два противоположных мнения: Л. С. Бородин (173, 547) считает их метасоматическими образованиями, возникшими в результате процессов нефелинизации и эгиринизации ультраосновных пород; М. А. Вологовская, А. А. Кухаренко (345), М. П. Орлова (685) и другие опровергают эту точку зрения и относят ийолит-мельтейгиты к магматическим образованиям. При изучении Салмогорского массива М. П. Орлова (434) пришла к выводу о метасоматическом происхождении турьяитов и близких к ним мелилитовых пород. А. И. Богачев (166), изучая карбонатиты массива Вуориярви, отмечает процессы лиственитизации. Подробное описание массива приводится в работе Н. А. Вологовской (179). По данным Н. А. Вологовской (60), комплекс малого массива представлен трахитоидными ийолитами, трахитоидными нефелиновыми сиенитами и пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами, стоит ближе к интрузиям описываемого типа, чем к более молодым интрузиям нефелиновых сиенитов.

ИНТРУЗИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В течение описываемого периода продолжалось дальнейшее изучение Хибинского и Ловозерского щелочных массивов.

На Ловозерском массиве продолжались многолетние исследования сотрудников Кольского филиала АН СССР. Новые данные по строению массива были получены И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (59, 174, 175, 334, 331, 562, 563). По мнению А. С. Сахарова и И. В. Буссен, форма массива близка к грибообразной или воронкообразной (лакколит). Строение массива в схематизированном виде уподобляется двум воронкам, вставленным друг в друга. В противоположность мнению Н. А. Елисеева, считавшему, что расслоенность в массиве является следствием горизонтального движения магмы и гравитации, указывается, что расположение слоев в массиве независимо от положения внешних контактов.

А. В. Галахов и Т. Н. Иванова проводили дальнейшее изучение геологии и петрографии нефелиновых сиенитов и связанных с ними уникальных апатитовых месторождений Хибинского массива. Выявлено более сложное строение массива, чем это предполагалось раньше.

Одновременно проводилось изучение геологии, петрографии, вещественного состава и геохимии как промышленных, так и малоизученных месторождений с целью выяснения структуры всего рудного поля. Установлены две генетические группы месторождений: магматические и метасоматические. Первые (промышленные) первоначально представляли единое апатито-нефелиновое тело, усложнившееся позднее тектоникой и внедрением более молодых интрузий (78, 218, 275, 593, 621).

В. Н. Горсткой начато изучение контактов Хибинского массива с вмещающими породами и связанной с ними минерализации (551, 761).

Выполненные А. В. Галаховым (Кольский филиал АН СССР) исследования позволили выявить ряд особенностей строения Хибинского массива и состава слагающих его пород.

Образованию массива предшествовала, по-видимому, трещинная интрузия ультраосновной магмы. Установлено наличие расслоенности во всех комплексах пород Хибинского массива. В противоположность существовавшему мнению, что слои пород параллельны к плоскостям контакта, установлено непараллельное залегание слоев расслоения и комплексов пород к их контактными поверхностям с более древними породами.

Вследствие этого с более древними породами молодые комплексы расслоенных пород соприкасаются любыми частями своего разреза.

Изучение расслоенности комплекса трахитоидных хибинитов позволило сделать предположение о возможности нахождения в более глубоких его горизонтах скоплений сфена, апатита, рудного минерала и расширило перспективы поисково-разведочных работ в новых участках массива.

В 1957—1960 гг. СЗГУ была проведена детальная геологическая съемка Хибинского массива (С. И. Зак, Е. А. Каменев и др.).

В результате проведенных работ в основном подтверждена прежняя схема строения массива, несколько расширена зона метасоматических изменений, а среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты выделены в самостоятельную фазу внедрения. Даются новые соображения о механизме интрузии.

И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым в 1957 г. открыт Сахарйокский массив, сложенный щелочными породами протерозойского возраста. Впервые для Кольского полуострова были описаны миаскиты и установлено генетическое родство их со щелочными гранитами.

Большой фактический материал по петрографии различных комплексов пород Кольского полуострова собран за рассматриваемый период геологосъемочными и разведочными партиями СЗГУ; по нему опубликовано около 100 статей. В результате произведенных работ были получены новые ценные сведения по вопросам петрологии и генезиса различных комплексов.

Ю. М. Кирнарский

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Пятилетие 1956—1960 гг. можно охарактеризовать как период интенсивного развития наших знаний минералогии и геохимии Кольского полуострова. За это время было опубликовано около 350 печатных работ, излагающих результаты минералого-геохимических исследований.

В этот период проводится дальнейшее изучение таких «классических» рудных районов Кольского полуострова, как Хибинь, Ловозеро, Монча, Печенга, Кейвы, Ковдор, Африканда. Устанавливается наличие на Кольском полуострове и новых месторождений полезных ископаемых, описываются новые генетические типы пород и руд (карбонатиты, древние коры выветривания). Появляются и различные обобщающие работы (монографии, обзоры, сводки) по геохимии и минералогии отдельных элементов и процессов: по определению и интерпретации абсолютного возраста минералов, горных пород и геологических формаций; по геохимии различных типов горных пород и месторождений полезных ископаемых; по изучению некоторых отдельных минералов. Углубленное изучение минералогии и геохимии привело к открытию на Кольском полуострове большого числа новых минеральных видов, а также к нахождению ряда минералов, ранее здесь не отмечавшихся. В этот период на Кольском полуострове работало большое число геологов, представлявших различные местные (СЗГУ МГ и ОН, Кольский филиал АН СССР) и центральные (ВСЕГЕИ, ЛАГЕД, ЛГУ, ВИС, ИМГРЭ, ГЕОХИ, ИГЕМ и др.) организации.

Среди работ по минералогии и геохимии Кольского полуострова можно условно выделить в основном исследования геохимические, минералогические и исследования комплексного характера.

Одним из основных направлений геохимических исследований явилось изучение распространения отдельных химических элементов в минералах и горных породах. При этом основное внимание уделялось редким и рассеянным элементам — таким, как TR (11, 62, 256, 411, 524—526, 561, 585 и др.), Nb и Ta (63, 348, 347, 411, 585, 587, 620 и др.), Zr и Hf (64, 185, 411, 585, 651, 654, 700, 759 и др.), Ga (320, 346, 542, 565), Tl (212, 380), Be (10, 145, 311), Li, Rb, Cs (341, 349, 585, 589, 717), U, Pb, Zn, Sr, F и т. п. (54, 58, 184, 455, 493, 588 и др.). Преимущественные направления этих работ: 1) установление среднего содержания отдельных элементов в тех или иных породах и минералах; 2) изучение подвижности элементов и особенностей форм и условий их миграции и концентрации при различных геологических процессах. Наибольшее внимание исследователей привлекали массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, а также Ловозерский щелочной массив. Так, например, для пород Ловозерского массива было установлено накопление Cs, Rb,

Li, Zr, Hf, Nb, Ta к концу магматического процесса при относительном накоплении редких земель иттриевой группы. Были вычислены средние содержания в породах массива таких элементов, как Σ TR, Rb, Be, Tl.

Чрезвычайно интересные данные были получены о геохимии редких элементов в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатах (411, 651, 653, 654 и др.). Было установлено, что Nb, Ta, Zr, Hf, TR, Sc, V ведут себя, как «сквозные», характерные для всех стадий формирования указанных массивов. При этом редкие элементы переходят от эндокриптных форм нахождения типичных для ранних стадий к самостоятельной кристаллизации на поздних стадиях формирования массивов. Это было объяснено большой изоморфной емкостью к редким элементам первичных пороодообразующих минералов (пироксены, титано-магнетит и т. п.) и меньшей емкостью амфиболов, слюд и других вторичных минералов, в результате чего «избыток» редких элементов фиксируется в виде самостоятельных редкометалльных минералов (циркон, циркелит, пирохлор и т. п.) на поздних стадиях формирования массивов. Эти данные, важные с точки зрения изучения геохимии элементов, приобретают и непосредственное практическое значение при оценке перспективности массивов и проведении геологоразведочных работ.

Среди работ гидрохимического и биогеохимического профиля обращают на себя внимание материалы по изучению районов Хибин и Ловозера (58, 72), Мончегорска и Печенги (293, 395, 644), а также по изучению редкометалльных пегматитов (92). Так, в почвах Хибинских и Ловозерских тундр устанавливается высокое содержание BeO, Nb₂O₅ и ZrO₂. При поисках никелевых месторождений была показана целесообразность применения биогеохимических методов (по листьям и корням березы), а также гидрохимических методов (по основным элементам-индикаторам — Ni и Cu — и вспомогательному индикатору — сульфат-иону), которые дают положительные результаты при мощности наносов не более 15 м. Среди большого числа минералогических работ общего значения следует упомянуть первый том справочника «Минералы СССР» (673), где имеются сведения о некоторых сульфидах, встречаемых в различных пунктах Кольского полуострова, а также серию статей И. Д. Борнеман-Старынкевич (323, 322) о методах расчета химических формул минералов, публикации Э. М. Бонштедт-Куплетской (7, 52, 168, 169, 319, 541) о вновь открываемых в СССР минералах, в частности впервые открытых на Кольском полуострове (ненадкевичит, лабунцовит, карпинскиит, куплетскит, виноградовит, сейдозерит и др.).

В период 1956—1960 гг. продолжают выходить статьи, излагающие результаты изучения отдельных минералов Кольского полуострова: сульфидных минералов (209, 226, 370, 403, 627, 641 и др.), титано-магнетитов (221, 465, 626 и др.), минералов группы апатита (157, 178, 365 и др.), сфена (282, 533 и др.), кианита (47, 132, 307 и др.), мелилитов (433, 434, 658, 686), щелочных амфиболов (142, 195, 192, 592 и др.), полевых шпатом (483, 666 и др.), слоистых и тому подобных силикатов (38, 386, 400, 615, 645, 646, 740 и др.) и т. д. Публикуется большое число работ по выяснению кристаллических структур минералов и изоморфизма отдельных элементов в составе минералов, а также по изучению зависимости физических свойств минералов от их химического состава. Интересны, в частности, данные о зависимости параметров кристаллической решетки пирротитов от содержания в них серы (74, 208), аналогичные исследования для природных и искусственных оливинов (210), а также для апатита (607, 612). Для апатита получены также данные о возрастании удельного веса с увеличением содержания в апатите редких земель и стронция (178). Описаны стронциевый апатит (365), редкоземельный апатит (374), а также редкоземельный кальциевый фосфат-силикат типа бритолита (157).

Большой интерес представляют данные по изучению щелочного литиевого амфибола-гольмквистита (195, 192), присутствие которого в породах рассматривается как благоприятный признак для поисков литиевых пегматитов. Не менее интересны и выводы об особенностях состава мелилитовых пород и самого мелилита, рассматриваемого как продукт биметасоматического замещения первичных минералов ультраосновных и щелочных пород, главным образом пироксенов (433, 434, 658, 686). В серии статей, посвященных вермикулиту, развиваются представления об образовании вермикулита путем гидратации слюд биотит-флогопитового ряда (616, 740, 747) и реже — амфиболов (310).

Продолжается детальное изучение минералогии и геохимии различных типов пород и месторождений полезных ископаемых. Публикуется большое количество работ по изучению процессов гипергенеза и минералогии коры выветривания (200, 294, 302, 300, 333, 358, 403, 519, 716 и др.). Установлено широкое развитие на Кольском полуострове древней (доледниковой) коры выветривания (302, 300), а также проявление трещинных (линейных) кор выветривания (200 и др.). Кроме того, описываются примеры современного гипергенного минералообразования: гипс и опал как продукты современного выветривания амфиболитов (294), опал и водные карбонаты натрия как продукты разложения алюмосиликатных минералов щелочных пород (333, 358).

Усиливается изучение минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Публикуются сведения об открытии в пегматитах Кольского полуострова новых минералов, таких, как литиофосфат (91), эвкриптит (121), миларит (731), бавенит (424), стибитанталит (265), симпсонит (264). В серии статей (53, 170—172, 543) приводятся данные о содержании K, Li, Rb, Cs, Tl в минералах из пегматитовых жил. При этом, например, устанавливается, что перспективными на Li, Cs, Ta являются пегматитовые жилы, в микроклинах которых содержится 0.4% Rb при отношении $Rb : Cs \leq 10$. В бериллах из пегматитовых жил без редкометальной минерализации отмечаются невысокие содержания K при отношении $Rb : Cs \leq 10$ и меньше, тогда как в бериллах из редкометальных пегматитов содержание K поднимается до 0.5%, а отношение $Rb : K$ в них составляет 0.22—0.30.

Подобные минералого-геохимические критерии оценки пегматитовых жил, впервые приводимые в литературе, представляют исключительный интерес.

Несколько меньше внимания уделялось в этот период специальному изучению щелочных пегматитов: их классификации (85), строению (56, 366), составу (56, 304, 729). Среди щелочных пегматитов выделено два генетически различных типа жильных образований: 1) сингенетические жилы (собственно пегматиты), геохимически связанные с вмещающими их породами; 2) эпигенетические жилы, не связанные геохимически с вмещающими породами.

Пегматиты основных пород изучены в гораздо меньшей степени (392). Среди них выделены: 1) стратифицированные залежи; 2) жильные тела габбро-норитового или диоритового состава; 3) зональные гигантозернистые плагиоклаз-пироксеновые пегматитовые штоки с признаками рудного метасоматоза.

По-прежнему привлекала внимание многочисленных исследователей минералогия Хибинского и Ловозерского массивов как с точки зрения выявления общих закономерностей минералообразования (14, 447), так и, особенно, с точки зрения описания отдельных минералов и выяснения особенностей геохимии тех или иных элементов. Были описаны минералы из групп велерита (255), ринкита (119), ломоносовита—мурманита (337),

лабунцовита—ненадкевичита (458), гельвина (76, 387), астрофиллита (32), бертрандита (112), перовскита (130) и др.

В этот период начинается усиленное изучение нового для Кольского полуострова типа месторождений — массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, а также фенитов, альбититов, эгиринитов и подобных минеральных образований. Многочисленные работы освещают общие вопросы строения массивов, особенности их минералогии и геохимии (55, 167, 153, 375, 409, 469, 570, 652). Все они являются сложно построенными многофазными концентрически-зональными. Общей закономерностью является возрастная последовательность формирования пород: ультраосновные щелочные породы (с апатитом, форстеритом, магнетитом, флогопитом, кальцитом и другими минералами), карбонатиты. Установлено единство металлогенической специализации этих массивов, обогащение их Fe, Ti, P, Nb, Ta, Zr, TR, присутствие специфических редкометалльных минералов (перовскит, пироксид, бадделит). Установленные закономерности имеют как теоретическое, так и непосредственное практическое значение. Кроме того, в рассматриваемый период начинает проводиться и специальное изучение отдельных минералов данного комплекса: эвдиалита (57), везувиана (303, 522), циркона (330), форстерита (450), перовскита (523), циркелита (560) и др.

В период 1956—1960 гг. появляются и отдельные сводные работы по геохимии тех или иных элементов: Cu, Ni, Co (370), Be (534), Nb, Ta (650). Начинают впервые публиковаться сведения о горючих газах и битумах в породах Кольского полуострова. Этот вопрос освещается целым рядом работ (228, 247, 405, 432), а также многочисленными, но довольно однообразными публикациями И. А. Петерсилье (253, 252, 437, 692, 693, 694 и др.). Устанавливается постоянное присутствие углеводородных газов и битумов в щелочных породах Хибин, приводятся сведения о количестве и составе газов в породах других массивов Кольского полуострова. Возникновение подобных газов и битумов в породах объясняется гипотезой об их неорганическом синтезе. Приводимые данные позволяют по-новому осветить и вопросы происхождения нефти.

Наконец, много разрозненных минералого-геохимических данных приводится различными исследователями в работах по геологическому строению, стратиграфии, петрографии, геоморфологии Кольского полуострова.

А. Д. Арманд

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

К началу пятилетия 1956—1960 гг. были выяснены основные черты стратиграфии рыхлого покрова, значительно уточнена история развития двух последних оледенений. Каких-либо свидетельств более ранних оледенений обнаружено не было. Г. Д. Рихтер установил определяющую роль дизъюнктивной тектоники в формировании рельефа и менее значительное влияние оледенений на формы поверхности. Составление спектров морских террас (А. А. Полкановым, Г. И. Горецким, М. А. Лавровой) показало, что Кольский полуостров в поздне- и послеледниковое время испытал неравномерное поднятие, значительное на западе и почти равное нулю на востоке. Большая территория была покрыта кондиционной съемкой четвертичных отложений.

Период 1956—1960 гг. характеризуется некоторыми особенностями по сравнению с предыдущими годами. В это время была закончена среднемасштабная геологическая съемка территории, сопровождавшаяся съемкой четвертичных отложений и шлиховым опробованием (СЗГУ). На отдельных участках выполнялись и инженерно-геологические работы, проводившиеся в основном проектными организациями (Ленгидэп и др.). В Кольском филиале АН СССР начала работу вновь созданная Лаборатория четвертичной геологии и геоморфологии (руководитель А. В. Сидоренко). В результате усилилось изучение стратиграфии рыхлых отложений и палеогеографии четвертичного периода Кольского полуострова. По-новому было поставлено изучение вещественного состава четвертичных и дочетвертичных рыхлых отложений, резко поднялся интерес к поискам россышных месторождений в пределах Мурманской области. В эти же годы стали применяться в Кольском филиале АН СССР и в СЗГУ аэрофотосъемки для изучения рельефа и четвертичных отложений. СЗГУ проводило картирование четвертичных отложений с использованием аэровизуальных наблюдений.

Одновременно указанный период — время подведения итогов по достижениям в области изучения рыхлого покрова полуострова.

Все имевшиеся к 1959 г. сведения по четвертичной геологии и геоморфологии Кольского полуострова были обобщены в монографии М. А. Лавровой (657). Большой материал полевых наблюдений, палеонтологических определений и литологических анализов позволил автору обосновать стратиграфическую схему: отложения днепровского оледенения, представленного мореной, перекрываются морскими межледниковыми отложениями двух трансгрессий (бореальной и беломорской), между которыми залегает аллювий. Валдайское оледенение представлено мореной, флювиогляциальными, ледниково-озерными, ледниково-морскими и поздне-

ледниковыми морскими отложениями. В голоцене выделены последние ледниковые морские, озерные, аллювиальные, торфяно-болотные и эоловые отложения. К нерасчлененным отнесены элювий, делювий, элювиально-делювиальные, коллювиальные и солифлюкционные отложения. Сведение и сопоставление материалов по распространению различных типов отложений и ледниковых валунов, по ориентировке шрамов и бараных лбов позволили автору монографии дополнить представления о развитии последнего оледенения на территории Кольского полуострова. Так, М. А. Лаврова высказала мысль о существовании на востоке района реликтового покровного ледника, отделившегося от скандинавского щита в период таяния последнего. Деятельностью этого остаточного покрова объясняется возникновение гряд Терских Кейв, аналогичных, по мнению автора, конечным моренам Сальпаусселькя. М. А. Лаврова обосновала позднеледниковое соединение Белого моря с Баренцевым по долине рр. Колы и Нивы, превратившее на короткое время полуостров в остров. Наряду с констатацией неравномерного эпейрогенического поднятия Кольского полуострова большое внимание обращено на дифференциальные движения отдельных блоков кристаллического фундамента.

Монография М. А. Лавровой отразила в приложении к Кольскому полуострову одно из двух направлений в четвертичной геологии, борьба между которыми не закончена и до сих пор. В этой работе развиваются палеогеографические идеи, проводимые школой К. К. Маркова. Взгляды, отличные от высказывавшихся М. А. Лавровой и примыкающие к концепции С. А. Яковлева, проводил в своих работах (43, 516) Н. И. Апухтин (СЗГУ). Стратиграфические построения этого автора опираются на спорово-пыльцевые анализы (297, 423, 665) Е. С. Малясовой (ЛГУ). Н. И. Апухтин отнес ледниковые отложения Кольского полуострова, встречающиеся в разных местах, к четырем оледенениям, соответствующим среднеледниковью, первому, третьему и четвертому новоледниковьям схемы С. Я. Яковлева. За отложения среднего отдела условно приняты плотные безвалунные глины с покрывающей их мореной, обнаруженные у ст. Княжая Губа. Пятна морены, известные к 1956 г. в восточной части полуострова, отнесены к отложениям первого новоледниковья, нижняя из двух морен на рр. Стрельня и Усть-Пялке рассматривается как следы третьего нового оледенения, а верхняя морена, покрывающая всю западную часть Мурманской области, датирована карельским (четвертым новым) оледенением. Отложений, которые можно было бы сопоставить со вторым новым оледенением и межледниковьем, Н. И. Апухтиным не обнаружено. Восток полуострова, за исключением южной прибрежной зоны, по мнению этого исследователя, в последний раз покрывался ледником во время московского оледенения (первого новоледниковья). Межморенные морские осадки южного берега Кольского полуострова сопоставлены Н. И. Апухтиным и Е. С. Малясовой в согласии с М. А. Лавровой с мгинскими слоями Ленинграда. Но в противоположность исследователям, которые датируют мгинские отложения временем микулинского межледниковья, Н. И. Апухтин и Е. С. Малясова отнесли их к четвертому новомежледниковью по схеме С. А. Яковлева. Для обоснования более низких частей стратиграфической шкалы, по мнению Е. С. Малясовой, палинологических данных недостаточно (665). В соответствии со своими взглядами на историю ледникового периода Кольского полуострова Н. И. Апухтин составил мелкомасштабные карты четвертичных отложений и геоморфологии Кольского полуострова, где использованы материалы геологических съемок СЗГУ и ряд собственных контрольных маршрутов.

В рассматриваемый период вышли из печати карты четвертичных отложений СССР, новейшей тектоники и геоморфологические обзорных

масштабов. Нагрузка по Кольскому полуострову для них была подготовлена Н. И. Апухтиным и отчасти В. В. Шарковым.

Стратиграфия четвертичных отложений, предложенная Н. И. Апухтиным, подверглась критике в печати (165, 314, 412).

Повышенный интерес к четвертичным отложениям и рельефу Кольского полуострова в рассматриваемый период проявили сторонники третьего направления в четвертичной геологии, так называемого антигляциализма (21, 237, 442). В работах И. Г. Пидопличко и П. С. Макеева, основанных на собственных экскурсионных наблюдениях и, главным образом, на литературных данных, содержатся высказывания о неледниковом происхождении морены, озов, бараньих лбов, ледниковой штриховки и др. Для объяснения разноса эрратических валунов привлечен гипотетический беломорско-балтийский морской бассейн, воды которого должны были заливать и Кольский полуостров. По мысли авторов, каменный материал морены должен был переноситься плавающими по морю льдами. На вершины Хибинских и Ловозерских тундр эрратические валуны могли попасть из выветривающихся ятулийских конгломератов (237). И. Г. Пидопличко считает несовместимой с ледниковым происхождением морены находку в ледниковой толще костей лося (21). Наблюдения над образованием иштрихованных и полированных скал по берегам современных морей (Баренцева моря) и рек при помощи напорных льдов антигляциалисты считают достаточными для объяснения всех известных бараньих лбов, полированных скал и ледниковой штриховки неледниковым путем. Озовые гряды отнесены к останцам денудации с чехлом морских осадков сверху, частично — к береговым валам, созданным напором морских и озерных льдов, в некоторых случаях происхождение озов объясняется подводным рельефообразованием под действием приливов, или наконец озы отождествляются с речными осередками. Присутствие на Кольском полуострове коры выветривания также рассматривается антигляциалистами как доказательство отсутствия ледниковой экзарации и, следовательно, самого оледенения.

Взгляды последней группы исследователей поддерживаются в работе (12) Н. Н. Верзилина (ЛГУ). На основании литологического сходства песчано-глинистой части валдайской морены на южном берегу Кольского полуострова с подстилающими ее морскими отложениями он отверг мнение о ледниковом происхождении морены и отнес ее к морским осадкам.

За исключением нескольких указанных работ, все остальные исследования исходили из признания большей или меньшей роли покровного оледенения и подтверждали его новыми фактами.

Как отмечалось выше, период 1956—1960 гг. характеризуется усилением внимания к вещественному составу рыхлых отложений Кольского полуострова. Среди исследований в этом направлении представляют большой интерес работы А. В. Сидоренко (Кольский филиал АН СССР) и Е. В. Рухиной (ЛГУ). Исследованиями А. В. Сидоренко (34, 115, 257), а также М. К. Граве (600) дано обоснование доледникового возраста коры выветривания (предположительно мезозойско-третичного) и некоторых других континентальных отложений, выделены два типа коры — линейный и площадной. В работах А. В. Сидоренко дано описание коры выветривания на основных интрузивных, метаморфических и других породах из более чем тридцати пунктов Мурманской области, показано, что ледниковая экзарация имела меньшие масштабы, чем предполагали ранее. В результате изучения осадочных образований А. В. Сидоренко обосновал возможность обнаружения россыпных месторождений на территории Мурманской области, чему посвящена в основном другая группа его работ (471, 470, 722, 720, 719). В них дана сравнительная характеристика различных типов рыхлых отложений и метаморфических пород

с точки зрения перспективности в отношении россыпей, отмечен ряд благоприятных и неблагоприятных для россыпеобразования факторов в геологической истории Кольского полуострова, выделено несколько участков для постановки поисковых работ.

В отношении возраста коры выветривания высказывалась и иная точка зрения (516), согласно которой в восточной части территории кора выветривания образовалась в четвертичное время.

Работы Е. В. Рухиной (254, 453, 508, 711) посвящены литологии морен и в частности моренам Кольского полуострова. Как и многие другие конечноморенные образования, вал у г. Кировска, по данным Е. В. Рухиной, сложен преимущественно сортированными водно-ледниковыми осадками и в меньшей степени мореной, в связи с чем автор предлагает заменить традиционный термин «конечная морена» на более правильный — «краевое образование». Е. В. Рухина показывает различную в разных местах, но в целом значительную зависимость минерального и петрографического состава морены от состава подстилающих пород (что хорошо объясняет и наблюдения Н. Н. Верзилина с позиций признания оледенения). Большое внимание в работах Е. В. Рухиной уделено различиям между абляционной и донной моренами и ледниковым отложением, переработанным позднейшими процессами, которые объединены под названием «псевдоморены». Выяснено, какие текстуры и другие особенности возникают в результате такой переработки. Вопросам литологии морены целиком или частично посвящены и некоторые работы Лаборатории четвертичной геологии и геоморфологии Кольского филиала АН СССР (150, 246, 518, 681, 1960 г.). В них устанавливается большая роль солифлюкции в отложении и переотложении морены (150), особенности состава и строения морены Кольского полуострова на примере разных районов: северо-запада, центра, северо-востока.

Несколько статей, изданных в период 1956—1960 гг. главным образом сотрудниками Кольского филиала АН СССР (А. Д. Армандом, Н. Н. Арманд и Н. А. Никоновым), дополняют имевшиеся ранее представления о стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Кольского полуострова (429, 682). Ряд работ уточняет стратиграфическое положение морских террас северо-запада полуострова, их микрофлористическую характеристику, взаимоотношение с краем отступающего ледникового покрова (245, 429, 431, 428, 682). По наблюдениям в различных частях полуострова, убывание ледниковых покровов происходило преимущественно путем его распада и превращения в мертвый лед. Установлено участие морских осадков в строении озера бассейна р. Лотты (431). В истории последнего оледенения выделены две крупные стадии (1960 г.). Соответствующие им морены разделяются озерно-ледниковыми ленточными и флювиогляциальными отложениями с единичными зернами пыльцы и спор. Мощность льдов первой, максимальной, стадии превышала в центральной части полуострова 1000 м, льды второй стадии достигали 500 м толщины. Восток Кольского полуострова охарактеризован (518) как территория, которая во время последнего оледенения была занята автономным мало активным щитом с центром в бассейне р. Поной. Дано описание краевых форм, оставленных этим щитом, и характера отложений, отличающихся от отложений скандинавского покрова малой мощностью, сходством с элювиально-делювиальными образованиями и своеобразным составом.

В 1956 г. опубликована работа (1) И. К. Авилова (Государственный океанографический институт), подводящая итоги изучению осадков дна Белого моря. Отрезки колонок донных грунтов удалось параллелизовать с отложениями валдайского ледникового века и голоцена прилегающих участков суши.

Ряд работ рассматриваемого периода посвящен новейшей тектонике и современной тектонической жизни Кольского полуострова. В статьях (20, 102, 435, 688) Г. Д. Панасенко (Кольский филиал АН СССР) дана характеристика сейсмичности северо-востока Фенноскандии, установлена связь землетрясений со сводным поднятием щита и блоковыми дифференциальными движениями. Последнее подтверждается приуроченностью эпицентров к региональным разломам, ограничивающим с севера и юга кольский горст, и к разлому по линии Мурманск—Кандалакша. Отмечается и сейсмическая активность Хибин.

Дифференциальные новейшие движения установлены по материалам изучения морских и речных террас в бассейне р. Лотты (428), по данным анализа береговой линии оз. Умбозеро, зафиксировано современное поднятие Ловозерских тундр и подтверждено поднятие Хибин (299; А. Д. Арманд, 1960 г.). Прерывистое тектоническое поднятие Хибин в течение третичного и четвертичного периодов подтверждается наличием трех ярусов рельефа в горах (517).

Геоморфологии Кольского полуострова и отдельных его частей были посвящены специальные работы. В обобщающей статье (136) К. И. Усольцевой (Курский педагогический институт) рельефообразование полуострова поделено на четыре этапа: дотретичный (выработка пенеплена), альпийский орогенез (усиление блоковых движений по разломам), плейстоценовый (ледниковая моделировка рельефа) и голоценовый (дальнейшая переработка рельефа под действием эндогенных и экзогенных агентов). Общие закономерности строения рельефа Мурманской области освещены и в работе Г. Д. Рихтера и Л. Г. Каманина (Институт географии АН СССР). Авторы констатировали решающую роль геологического строения территории, прежде всего — разрывной тектоники как фактора рельефообразования (25). Более детально рассмотрена связь мезоформ рельефа северо-востока полуострова с разломами, с гнейсовидностью и линейностью гнейсо-гранитов, а также с оледенением в статье (194) И. В. Гинзбург (Кольский филиал АН СССР). Описание основных особенностей поверхности и рельефообразования приведено в статье (315) Г. С. Бискэ (Карельский филиал АН СССР). Работа (719) А. В. Сидоренко (Кольский филиал АН СССР) поставила вопрос о необходимости специального изучения рельефа коренных пород и мощностей рыхлого покрова, в частности в связи с перспективами нахождения россыпей. Описание рельефа дна Баренцева моря (638) дано М. В. Кленовой (Институт океанологии АН СССР). Указано, что рельеф шельфа, как и прилегающей суши, является функцией геологической структуры, в том числе в некоторой степени связан с разломами. В ряде работ дана генетическая характеристика рельефа отдельных территорий Кольского полуострова и отдельных групп форм. Так, основные черты рельефа Хибин объясняются блоковым поднятием массива с последующим эрозионно-денудационным и ледниковым расчленением поднятого пенеплена (517, 298, 690; А. Д. Арманд, 1960 г.). В Прихибинском районе установлены реликтовые карстовые формы (600). Сотрудником МГУ В. Г. Перовым впервые обнаружены и описаны (690) эмбриональные формы оледенения в Хибинах.

Большой фактический материал по распространению, составу и мощностям четвертичных отложений собран за рассматриваемый период геологосъемочными, разведочными и инженерно-геологическими партиями производственных организаций, таких, как СЗГУ, Ленгидэп, и изложен в рукописных работах.

РЕФЕРАТЫ ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

I. Авторы (составители) рефератов

А. А.	— А. Акимов.	В. Н. Д.	— В. Н. Дубровский.
А. А. А.	— А. А. Антонов.	В. П.	— В. Павлов.
А. А. Н.	— А. А. Никонов.	В. П. Е.	
А. В. А.	— А. В. Атаманов.	(В. Е.)	— В. П. Еремеев.
А. В. Г.	— А. В. Галахов.	В. П. Ц.	
А. В. Л.	— А. В. Лоскутов.	(В. Ц.)	— В. П. Цейтлин.
А. Г.	— А. Глаголев.	В. С. Д.	— В. С. Докучаева.
А. Г.	— А. Груздев.	В. С. С.	— В. С. Селиванов.
А. Д. А.	— А. Д. Арманд.	В. Я. Е.	— В. Я. Евзеров.
А. К. Я.	— А. К. Яковлева.	Г. В. В.	— Г. В. Виноградова.
А. Л.	— А. Лейтес.	Г. В. К.	— Г. В. Корсунская.
А. Л. Р.	— А. Л. Рык.	Г. Д. П.	— Г. Д. Панасенко.
А. М. И.	— А. М. Иванов.	Г. И. Ш.	— Г. И. Шестаков.
А. Н. Б.	— А. Н. Балакай.	Г. М.	— Г. Мухитдинов.
А. Н. В.	— А. Н. Виноградов.	Г. Р.	— Г. Ратникова.
А. П.	— А. Пуминов.	Г. С.	— Г. Суркова.
А. П. А.	— А. П. Афанасьев.	Г. С. К.	— Г. С. Курбатова.
А. П. Б.	— А. П. Белолипецкий.	Г. Ю. О.	— Г. Ю. Одинец.
А. П. Д.	— А. П. Денисов.	Д. А. М.	— Д. А. Минеев.
А. П. П.	— А. П. Прокофьев.	Д. Д. М.	— Д. Д. Мирская.
А. П. Р.	— А. П. Райнот.	Д. И. П.	— Д. И. Павлова.
А. С. С.	— А. С. Сахаров.	Е. А. Г.	— Е. А. Гойко.
А. Ф.	— А. Фролов.	Е. А. Л.	
А. Ч.	— А. Чистяков.	(Е. Л.)	— Е. А. Любимцева.
А. Ю. О.	— А. Ю. Одинец.	Е. Б.	— Е. Белянкина.
Б. А. Ю.	— Б. А. Юдин.	Е. В. К.	— Е. В. Кучерук.
Б. В. Р.	— Б. В. Рыжов.	Е. Д. Б.	— Е. Д. Белянкина.
Б. Е. Б.		Е. Е. К.	
(Б. Б.)	— Б. Е. Боруцкий.	(Е. К.)	— Е. Е. Костылева.
Б. И. О.	— Б. И. Омельяненко.	Е. П. В.	— Е. П. Вишняков.
Б. М. К.	— Б. М. Келлер.	Е. С. А.	— Е. С. Антонюк.
В. А. В.	— В. А. Воробьева.	Е. С. К.	
В. А. Л.	— В. А. Леонова.	(Е. К.)	— Е. С. Кабанова.
В. А. М.	— В. А. Малышева.	Ж. А. Ф.	— Ж. А. Федотов.
В. А. П.	— В. А. Припачкин.	З. В. В.	— З. В. Васильева.
В. А. Т.	— В. А. Токарев.	З. В. Ш.	— З. В. Шлюкова.
В. А. Тюр.	— В. Тюремнов.	И. А. Е.	— И. А. Егорова.
В. А. Ф.-К.	— В. А. Франк-Каменецкий.	И. А. П.	— И. А. Петерсилье.
В. В. К.	— В. В. Климочкин.	И. Б. Т.	— И. Б. Трофимова.
В. В. Л.	— В. В. Любцов.	И. В. Б.	— И. В. Буссен.
В. В. М.	— В. В. Матиас.	И. В. Г.	— И. В. Гинзбург.
В. В. С.	— В. В. Соловьев.	И. В. Р.	— И. В. Рипинский.
В. В. Ч.	— В. В. Чижииков.	И. Г. Б.	— И. Г. Базовкина.
В. Г. З.	— В. Г. Загородный.	И. Г. Щ.	— И. Г. Щерба.
В. Д.	— В. Дагелайский.	И. Д. Б.	— И. Д. Борнеман.
В. И. Б.	— В. И. Бирюков.	И. Д. Бат.	— И. Д. Батиева.
В. К.	— В. Королев.	И. Д. Г.	— И. Д. Гольденберг.
В. К.	— В. Кудряшова.	И. И. К.	— И. И. Каупинен.
В. Н. Б.	— В. Н. Басманов.	И. К.	— И. Крылов.
В. Н. Г.	— В. Н. Горстка.	И. М.	— И. Медведева.

И. М. А.	— И. М. Аверьянова.	Н. Р.	— Н. Разенкова.
И. С.	— И. Симанович.	О. Б. Д.	— О. Б. Дудкин.
И. Ф. Л.	— И. Ф. Лозовская.	О. В.	— О. Вершковская.
К. А. Н.	— К. А. Николаева.	О. В. Б.	— О. В. Брызгалин.
К. И. П.	— К. И. Поляков.	(О. Б.)	— О. В. Карпова.
К. К. Ж.	— К. К. Жиров.	О. В. К.	— П. К. Скуфьян.
К. Л. В.	— К. Л. Волочкович.	П. К. С.	— П. М. Горяинов.
К. Н.	— К. Никитенко.	П. М. Г.	— Р. А. Васина.
К. Н. Р.	— К. Н. Рябичева.	Р. А. В.	— Р. А. Резванов.
Л. А. В.	— Л. А. Виноградов.	Р. А. Р.	— Р. Е. Гитерман.
Л. А. С.	— Л. А. Стрельникова.	Р. Е. Г.	— Р. М. Константинов.
Л. В.	— Л. Волкова.	Р. М. К.	— Р. М. Лебедева.
Л. В. К.	— Л. В. Козырева.	Р. М. Л.	— Р. Попова.
Л. Г. М.	— Л. Г. Малышева.	Р. П.	— С. В. Икорский.
Л. Д. Ш.	— Д. Л. Шарыгина.	С. В. И.	— С. Горшков.
(Л. Ш.)	— Л. И. Афанасьева.	С. Г.	— С. И. Берхин.
Л. И. А.	— Л. И. Лебедев.	С. И. Б.	— С. И. Макиевский.
Л. Л.	— Л. Л. Гарифулин.	С. И. М.	— С. М. Чихачев.
Л. Л. Г.	— Л. Л. Шилин.	С. М. Ч.	— С. Неволлина.
Л. Л. Ш.	— Л. М. Граве.	С. Н.	— С. Н. Суслова.
Л. М. Г.	— Л. Н. Латышев.	С. Н. С.	— С. П. Атаманова.
Л. Н. Л.	— Л. Плотников.	С. П. А.	— С. П. Брызгалина.
Л. П.	— Л. П. Зиновьева.	С. П. Б.	— С. Рыкова.
Л. П. З.	— Л. П. Солодова.	(С. Б.)	— С. Шоболов.
Л. П. С.	— Л. П. Царева.	С. Р.	— Т. А. Грецкая.
Л. П. Ц.	— Л. С. Тарасов.	С. Ш.	— Т. А. Пылаева.
(Л. Ц.)	— Л. Ф. Климочкина.	Т. А. Г.	— Т. А. Федкова.
Л. С. Т.	— М. А. Павлова.	(Т. Г.)	— Т. А. Халчева.
Л. Ф. К.	— М. В. Сокольский.	Т. А. П.	— Т. А. Яковлевская.
М. А.	— М. Г. Федотова.	Т. А. Ф.	— Т. Г. Павлова.
М. А. П.	— М. Д. Дорфман.	Т. А. Х.	— Т. З.
М. В. С.	— М. Д. Малышев.	Т. А. Я.	— Т. М. Дембо.
М. Г. Ф.	— М. Д. Петерсилье.	(Т. Я.)	— Т. Н. Иванова.
М. Д. Д.	— М. Е. Островская.	Т. Г. П.	— Т. Усова.
(М. Д.)	— М. К. Граве.	Т. З.	— Т. Федотова.
М. Д. М.	— М. Н. Мусекаева.	Т. М. Д.	— Ф. Н. Тюшева.
М. Д. П.	— М. Н. Соколова.	Т. Н. И.	— Ф. Ф. Рык.
М. Е. О.	— М. С. Марков.	Т. У.	— Э. В. Быкова.
М. К. Г.	— М. Т. Козлов.	Т. Ф.	— Э. В. Кравченко.
М. Н. М.	— Н. А. Солодов.	Ф. Н. Т.	— Э. И. Равский.
(М. М.)	— Н. Галдин.	Ф. Ф. Р.	— Э. М. Куплетская.
М. Н. С.	— Н. Е. Залашкова.	Э. В. Б.	— Ю. А. Астафьев.
(М. С.)	— Н. И. Плетнева.	Э. В. К.	— Ю. В. Гончаров.
М. С. М.	— Н. Карлов.	Э. И. Р.	— Ю. Д. Галкин.
М. Т. К.	— Н. Леонов.	Э. М. К.	— Ю. И. Андреев.
Н. А. С.	— Н. Мескалев.	Ю. А. А.	— Ю. И. Ильин.
Н. Г.	— Н. Н. Арманд.	Ю. В. Г.	— Ю. М. Кирнарский.
Н. Е. З.		Ю. Д. Г.	— Ю. Н. Яковлев.
(Н. З.)		Ю. И. А.	
Н. И. П.		Ю. И. И.	
Н. К.		Ю. М. К.	
Н. Л.		Ю. Н. Я.	
Н. М.		Ю. С. К.	
Н. Н. А.		Ю. (К.)	— Ю. С. Краковский.

II. Список сокращений

ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья
вступ. — вступительный.
геол.-геогр. — геолого-географический.
ВИТР — Всесоюзный институт методики и техники разведки
ВНИГРИ — Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт
ВИНИТЧИ — Всесоюзный институт научной инженерно-технической информации.

ВКЗ — Всесоюзная комиссия по запасам полезных ископаемых.
ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт.
ВСЕГИНГЕО — Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии.
ИГЕМ — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии.
ИМГРЭ — Институт минералогии, гео-

химии и кристаллохимии редких элементов.
 ГЕОХИ — Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского.
 ГИГХС — Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья.
 ГИН — Геологический институт АН СССР.
 граф. — график.
 ГСЗ — глубинное сейсмическое зондирование.
 диск. — дискуссия.
 ЗГТ — Западный геологический трест.
 ЛГИ — Ленинградский горный институт.
 ЛГНТ — Ленинградский трест по разведке нерудных полезных ископаемых главгеологии министерства промышленности и строительных материалов СССР
 МГ и ОН СССР — Министерство геологии и охраны недр СССР.
 м-ние — месторождение.
 МГГ — Международный геофизический год.
 МГУ — Московский государственный университет.
 КАССР — Карельская автономная советская социалистическая республика.

ЛАГЕД — Лаборатория геологии докембрия.
 ИХТРЭМС — Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья.
 ЗГТ — Западный геофизический трест.
 РЖ Геогр. — Реферативный журнал «География»
 РЖ Геол. — Реферативный журнал «Геология».
 РЖ Геоф. — Реферативный журнал «Геофизика».
 СЗГТ — Северо-западный геофизический трест.
 СЗГУ — Северо-западное геологическое управление.
 океаногр. — океанографический.
 о-во — общество.
 ур. м. — уровень моря.
 ф-т — факультет.
 х-во — хозяйство.
 ЦНИГРИ — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт.
 яч. — ячейка.

РЕФЕРАТЫ РАБОТ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ЗА 1956—1960 гг.

1956

1. А в и л о в И. К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 31, 1956, стр. 5—57.

Освещается вопрос о скорости накопления и мощности современных морских отложений в Белом море, а также истории формирования бассейна в послеледниковое время. На основании анализа петрографических, стратиграфических, микрофаунистических и других данных выделяются 4 горизонта разновозрастных отложений: 1) плотная сушесть флювиогляциальных вод Валдайского оледенения; 2) ленточные озерноледниковые глины; 3) голубовато-серые глины позднеледникового времени; 4) послеледниковые (современные) песчано-глинистые осадки.

Приводятся мощности современных отложений по всему Белому морю. Наибольшая мощность отмечается близ устья рек (2—3 м) и в районах, удаленных от берега. Основным источником твердого материала является р. Сев. Двина, выносящая в год около 6 млн т осадков. Приход из остальных рек — около 1 млн т.

Скорость осадконакопления в центральных частях Белого моря — 2 см натурально-влажного грунта в 1 тыс. лет, у берегов — до 30 см и более в 1 тыс. лет. Излагается история формирования Белого моря в поздне- и послеледниковое время. Библ. — 34 назв. (Л. М. Г.).

2. А п у х т и н Н. И. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. В сб.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 1, М., Гостеолтехиздат, 1956, стр. 44—51. Q-36-VII—X.

Приводятся данные, полученные в результате диатомового анализа, свидетельствующие о широком распространении отложений поздне- и послеледниковых трансгрессий в Северной Карелии и на юго-западе Кольского полуострова.

Во время трансгрессии Портландия, а возможно и Иольдия I, существовал широкий морской пролив между Белым и Балтийским морями, который захватывал и южную часть Мурманской области. Библ. — 14 назв. (Н. Н. А.).

3. Б а б о ш и н В. А. К полевой диагностике силлиманитсодержащих гнейсов района р. Большой Западной Лицы. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1956, стр. 66—69. R-36-XXVII.

На участке пегматитовых жил «Западная Лица», в северо-западной части Кольского полуострова, преимущественным развитием пользуются переслаивающиеся гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, местами собранные в мелкие складки. В состав силлиманит-гранат-биотитового гнейса входят плагиоклаз (№ 30—35) — 35—45%,

кварц — 20—30, биотит — 10—30, гранат — 2—10, силлиманит — 3—10%, редко — микроклин; акцессорные — магнетит и титано-магнетит. Структура пород грано- и лепидобластовая, иногда фиброгранобластовая. Гранат-биотитовый гнейс состоит из плагиоклаза (№ 30—37) — 30—45%, кварца — 30—35, биотита — 15—30, граната — 3—15%, изредка встречаются зерна силлиманита; акцессорные — ортит, магнетит, титано-магнетит, рутил. Структура гнейсов гранобластовая, реже лепидогранобластовая. Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы в обнажениях характеризуются крупнозернистостью, порфиробластической структурой, неоднородностью величины зерен. Гранат-биотитовые гнейсы характеризуются мелкозернистостью, однородностью и довольно гладкой поверхностью выветривания. Библ. — 2 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1957, № 7, 9281.

4. Б а б о ш и н В. А. О некоторых антипертитовидных вростках в гнейсах Беломорья. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3, стр. 68—71. Q-36-VII, VIII.

При петрографической характеристике микроклинсодержащих пород Беломорья все исследователи отмечают разведение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Почти всегда на стыке этих минералов наблюдается альбитовая кайма. При этом в большинстве случаев микроклин образует заливцы, языки и отростки, внедряющиеся в зерно плагиоклаза. В шлифах, плоскость которых перпендикулярна удлинению таких отростков микроклина в плагиоклаз, может наблюдаться картина мнимых антипертитовидных вростков. От настоящих антипертитов эти псевдовростки отличаются отсутствием закономерных срастаний микроклина с плагиоклазом. Почти всегда они окружены альбитовой каймой. Оптические константы вростков микроклина часто ничем не отличаются от свойств микроклина основной массы. При микроскопическом изучении горных пород те или иные выводы о взаимоотношениях и генезисе минералов всегда нужно проверять с точки зрения пространственного положения плоскости шлифа в структурном блоке породы. Библ. — 7 назв. (А. В. А.).

5. Б а р а б а н о в В. Ф. Случай замещения натролита микроклином. ДАН СССР, т. 107, 1956, № 5, стр. 731—733. Q-36-IV, V.

Замещение натролита микроклином наблюдалось (в Хибинах, — *Ред.*) в зоне околосильных изменений мелкозернистых эгирин-роговообманковых нефелиновых сиенитов на контакте с апофиллит-натролитовыми жилами следующего состава: натролит, апофиллит, эгирин, лампрофиллит, флюорит, микроклин, апатит, кальцит, опал, эвколит. Жилы имеют конкреционно-метасоматическое происхождение. Жильные минералы возникли за счет глубокого изменения минералов вмещающих пород и переотложения продуктов их изменения. Нефелин переходит через канкринит в содалит, а оба последние минерала — в натролит. Вблизи жил наблюдается зональность: нефелин—канкринит—содалит—натролит.

В зальбандах жил натролит замещается микроклином. Этот микроклин имеет белую эмалевидную окраску. Под микроскопом обнаруживаются пертитовые вростки альбита. Ориентировка оптической индикатрисы микроклина относительно спайности по (001): $PNm=7^\circ$, $PNg=85^\circ$, $PNp=86^\circ$; $2V=-62^\circ(+)$. Показатели преломления: $Np=1.518\pm0.001$; $Ng=1.525\pm0.001$; $Ng-Np=0.007\pm0.001$. Уд. в. $D_{470}^{16}=2.515$. Содержание щелочей (среднее из двух навесок): $K_2O=13.65$, $Na_2O=0.38\%$. Отношение $Or/Ab=20/1$. Возможно, что этот микроклин образовался путем переотложения из вмещающих пород или возникновения в процессе изменения минералов группы нефелина в натролит. Библ. — 2 назв. (А. В. Л.). См. также РЖ Геол., 1956, № 12, 13096.

6. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Тр. Карело-Финского фил. АН СССР, вып. 3, 1956, стр. 28—62. Q-36-IX.

Приведены факты в пользу нахождения морских осадков в окрестностях Кандалакшского залива и на прилегающей территории Мурманской области и Северной Карелии. Дается большой материал по диатомовым водорослям в этих осадках. Высота залегания морских осадков близ г. Кандалакши — 180 м, у ст. Ковда и Княжая губа — 30—35 м, на р. Ковде — 45—50 м, севернее оз. Толванд — 235 м. Возраст осадков поздние и послеледниковый. Библ. — 26 назв. (А. А. Н.).

7. Бонштедт-Куплетская Э. М. Новые минералы. II. Зап. Всесоюзн. минералог. о-ва, ч. 85, вып. 1, 1956, стр. 81. Q-36-V, VI.

Описаны ненадкевичит по данным М. В. Кузьменко, М. Е. Казаковой (ДАН СССР, т. 100, 1955, № 6, стр. 1159—1160), и лабунцовит, по данным Е. И. Семенова, Т. А. Буровой (ДАН СССР, т. 101, 1955, № 6, стр. 1113—1116). Оба минерала из Ловозерских тундр.

8. Боровиков П. П. О направлении и методике поисковых и разведочных работ в северо-западных слюдоносных районах СССР. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4, стр. 124—128. Q-36-II.

Кратко охарактеризована применяемая в настоящее время методика поисковых и разведочных работ на слюду в Карело-Мурманском районе. Автор обращает внимание на необходимость изучения пострудной тектоники, определяющей промышленную ценность мусковита, и, используя данные В. Д. Никитина о генерациях слюды, намечает три типа промышленного ослюденения: равномерное, зональное и гнездовое (с краткой геолого-экономической оценкой каждого из них).

Изучение пострудной тектоники и учет уже известных закономерностей размещения мусковита в жилах повысят экономичность разведки и ускорят развитие сырьевой базы слюдяной промышленности. Библ. — 9 назв. (Ф. Ф. Р.).

9. Бородин Л. С., Назаренко И. И., Рихтер Т. Л. О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа AB_3O_7 . ДАН СССР, т. 110, 1956, № 5, стр. 845—848.

В центральной части пироксенитового массива зонального строения (на Кольском полуострове, — *Ред.*), периферическая часть которого сложена нефелиново-пироксеновыми породами, а центральная — пироксенитами, установлены выделения нового минерала — цирконолита. Основная масса его выделений наблюдалась в метасоматической кальцитопироксено-амфиболовой породе и была приурочена к скоплениям зерен перовскита, а также кальцита. Минерал встречается в виде неправильных или изометричных выделений размером 1 см. Цвет буровато-коричневый до черного, окраска многих зерен неоднородна, черта буровато-желтая, тв. 5.5—6, спайности нет, излом неровный или раковистый. В HCl и H_2SO_4 при нагревании разлагается. В шлифах желтый или коричневый, изотропный, $N = 2.06$ бурой разности и 2.17 темно-коричневой. Метамиктный. Хим. состав темно-коричневого цирконолита (в вес. %): Nb_2O_5 — 3.26; TiO_2 — 31.69; Fe_2O_3 — 5.49; Al_2O_3 — 1.03; MgO — 0.45; ZrO_2 — 32.84; U_3O_8 — 1.53; ThO_2 — 0.58; $2Cl_2O_3$ — 6.22; CaO — 11.05; MnO — 0.06; Na_2O — 0.37; SiO_2 — 2.05; п. п. п. — 3.35; сумма — 99.98; уд. в. 4.237 и 4.017. Данные 1-го анализа отвечают формуле $(Ca_{0.76}Ce_{0.15}Na_{0.04}U_{0.02}Th_{0.01})_{0.98}Zr_{1.03}(Ti_{1.53}Fe_{0.27}Nb_{0.09}Al_{0.08}Mg_{0.04})_{2.01}O_7$. Общая формула: $CaZrTi_2O_7$. Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 2.914 (10), 1.980 и 1.792 (9), 2.506 (4). На кривой нагревания хорошо выражен высокотемпературный (750—800°) экзотермический эффект, характерный для метамиктных минералов. Кривая потери веса свидетельствует о по-

степенном выделении воды, происходящем до рекристаллизации минерала. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1958, № 6, 10237.

10. Б о р о д и н Л. С. О распространении бериллия в Хибинском щелочном массиве и о кларке бериллия в нефелиновых сиенитах. ДАН СССР, т. 109, № 4, 1956, стр. 811—812. Q-36-IV, V.

Изучалось распределение Be в нефелиновых сиенитах из 90 участков Хибинского массива. Результаты (в % · 10⁻⁴): трахитоидный хибинит — 8, нормальный хибинит — 6, среднезернистый нефелиновый сиенит — 7, рисчоррит — 6, фойяит-ийолит-уртит — 5. Среднее содержание Be не превышает 0.0006—0.0007%. Библ. — 4 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1957, № 4, 4699.

Прим. ред. РЖ: В тексте статьи были допущены грубые опечатки в цифрах.

11. В а й н ш т е й н Э. Е., Т у г а р и н о в А. И., Т у р а н с к а я Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. Геохимия, 156, № 9, стр. 36—56. Q-36-IV, V.

В работе приводятся данные по содержанию редкоземельных элементов в некоторых хибинских минералах.

12. В е р з и л и н Н. Н. К литологии межледниковых отложений южной части Кольского полуострова. Вестн. ЛГУ, 1956, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4, стр. 81—88. Q-36-XVII, Q-37-XIII, XV.

В нижних частях трех разрезов, расположенных близ устьев рр. Чапомы, Стрельны и Варзуги, залегают глины, суглинки или супеси, которые на основании заключенной в них морской фауны относились к днепровско-валдайской boreальной трансгрессии. Вышележащие пески и суглинки с галькой и валунами считались мореной последнего оледенения. Глинистые минералы указанных отложений, определенные методами окрашивания и термического анализа, представлены гидрослюдами.

На основании сравнения кривых нагревания и результатов окрашивания верхние $\frac{2}{3}$ разреза р. Чапомы сопоставляются с нижней $\frac{1}{3}$ разреза р. Стрельны. Кривые гранулометрического состава отложений разрезов характеризуются одним максимумом, в то время как подобные кривые несомненных морен, известных в других местах, обладают несколькими максимумами. Песчаные зерна различных частей разрезов хорошо окатаны, причем степень окатанности зерен в так называемой морене р. Варзуги оказывается выше, чем у подстилающих ее песков с дельтовой слоистостью.

По минералогическому составу тяжелой фракции средняя часть разреза р. Чапомы, «морена» р. Варзуги и низы разреза р. Стрельны оказываются сходными друг с другом. Это сходство намечается и по ряду других перечисленных выше характеристик отложений. Отдельные части разрезов хорошо сопоставляются. Мнение о ледниковом происхождении отложений верхов описываемых разрезов автор отвергает. Это подтверждается также нахождением фораминифер в тех отложениях, которые относились ранее к морене. Библ. — 13 назв. (Б. В. Р.). РЖ Геол., 1958, № 4, 6028.

13. В л а с о в К. А. Эманиационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. В сб.: Вопросы геохимии и минералогии, М., Изд. АН СССР, 1956, стр. 83—93. Q-36-V, VI.

На примере Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров) показано, что кристаллизационная дифференциация наряду с эманиационной дифференциацией является основным фактором концентрации редких и рассеянных элементов и образования их месторождений. Платформенный тип массива и большая мощность пегматитовых тел способствовали замедленной кристаллизации. Присутствие летучих также

замедляло процесс кристаллизации и приводило к образованию крупных кристаллов. Намечаются различные типы взаимоотношений между породообразующими и редкометальными минералами. В случае эффузивного процесса происходит быстрая раскристаллизация всех минералов и равномерное распределение редких металлов в вулканической породе (т. е. концентрации не происходит). В условиях интрузивного тела летучие концентрируются в его верхних частях; минералы с редкими элементами кристаллизуются в изолированных ячейках между породообразующими минералами (относительная концентрация). В пегматитовых телах после кристаллизации гигантских кристаллов полевых шпатов и кварца редкие элементы отесняются к середине или к одному из краев жилы, обуславливая таким образом наибольшую концентрацию.

В случае рассеяния редкие металлы находятся в породе в молекулярном состоянии, т. е. в виде первичных микроминералов, открытие и изучение которых положит начало новой ветви минералогии, аналогичной микробиологии. Библиография. — 2 назв. (В. А. В.). РЖ Геол., 1958, № 7, 12415.

14. Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. Геохимия, № 5, 1956, стр. 61—74. Q-36-IV, V, VI.

Приводится список крупнейших щелочных массивов мира (в том числе Хибинский и Ловозерский). Объясняется термин «коэффициент агпаитности» и проводятся основные особенности химизма агпаитовых ($\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3} > 1$) и миаскитовых ($\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3} \leq 1$) нефелиновых сиенитов.

Для агпаитовых пород характерно: 1) высокое содержание щелочей при их избытке над Al и при преобладании Na_2O над K_2O ; 2) малая роль Ca; 3) преобладание Fe_2O_3 над FeO; 4) высокое содержание Zr, Nb и TR; 5) большое разнообразие титановых минералов; 6) значительная роль F и Cl; 7) присутствие минералов Li и Be. Для миаскитовых пород все указанные особенности противоположны.

Приводится список изученных в СССР новых и мало распространенных минералов щелочных пород: иринита, лопарита, белянкинита, ломоносовита, рамзаита, щербаковита, цирфесита, нордита, анкилита, эрикита и мн. др. Приведена таблица типоморфных минералов агпаитовых и миаскитовых пород, составленная по наиболее характерным химическим элементам минералов.

Описаны особенности концентрации в агпаитовых и миаскитовых породах следующих элементов: K и Na, Ca и Sr, TR, Fe, Si, Ti и Zr, Nb и Ta, Al, F и Cl, O, H, C, S, P, B, Mg и Mn, Be и др.

Утверждается, что деление нефелино-сиенитовых пород на агпаитовые и миаскитовые не отражает всех особенностей их химизма. Библиография. — 21 назв. (Ю. М. К.).

15. Горбунов Г. И. Полезные ископаемые и перспективы их промышленного использования. В сб.: Мурманская область. Развитие экономики и культуры. Блокнот агитатора, спец. вып., Мурманск, 1956, стр. 24—36.

16. Горлов В. И. Сейсмические движения на территории Карелии, Кольского полуострова и Финляндии. Сб. научн. работ студентов Петрозаводского ун-та, вып. 3, 1956, стр. 171—180.

Обзор сведений о всех зарегистрированных землетрясениях в области Балтийского щита. Утверждается, что сейсмичность на территории Карелии, сравнительно слабо изученная, имеет ту же природу, что и на территории Финляндии, где регистрация землетрясений начата с XVII в. В отличие от землетрясений в других странах, где они достигают большой силы в определенной точке, но при удалении от нее быстро затухают, сила землетрясений Балтийского щита одинакова на большой площади,

что затрудняет определение эпицентра. Большинство карельских землетрясений тяготеет к району Кольского полуострова. Автор на основании косвенных признаков предполагает, что источником сейсмической активности Балтийского щита служит процесс медленного поднятия его центральной части, сопровождающийся возникновением новых и оживлением старых дизъюнктивных дислокаций. Большинство исследователей связывает эти движения материковых масс с изостазией. Библ. — 7 назв. (И. Ф. Л.). РЖ Геол., 1958, № 7, 12001.

17. Зыков С. И., Ступникова Н. И. Определение возраста пегматитовой жилы Койта-тундры по циртолиту, ортиту и ураниниту. Геохимия, 1956, № 8, стр. 35—38. Q-36-VIII.

Работа ГЕОХИ АН СССР. Исследованы три минерала: циртолит, ортит, уранинит (измененная и неизмененная часть). Цифры возраста этих минералов по всем изотопным отношениям $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} : \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} : \frac{^{208}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} \right)$ дают среднее значение $1830 \cdot 10^6$ лет с разбросом $\pm 10\%$. Поправка на нерадиоγενный свинец вводилась по галениту Северной вараки.

Совпадение изотопного состава свинца измененной и неизмененной частей уранинита может свидетельствовать о вторичном наложенном процессе изменения в недавнем прошлом. Опыты по выщелачиванию Pb от ортита и циртолита показали большую подвижность ^{206}Pb , ^{207}Pb . Наиболее вероятным возрастом жилы Койта-тундра авторы считают $(1820 \pm 100) \cdot 10^6$ лет. Граф. — 4 табл. Библ. — 7 назв. (Г. И. Ш.). См. также РЖ Геол., 1957, № 9, 12644.

18. Куковський Е. Г. До характеристики пегматитів р. Соболевки східного Сибіру і р. Стрельни на Кольському півострові. [К характеристике пегматитов р. Соболевки Восточной Сибири и р. Стрельны на Кольском полуострове]. Наукові зап. Київського держ. ун-ту, т. 15, вып. 2, 1956. Сб. геол. ф-та, № 6, стр. 137—141, Q-37-XV.

В указанных районах пегматиты встречаются в виде жил, шлировых выделений в гранитах и аплитах; жилы местами образуют пегматитовые поля. Минеральный состав пегматитов районов рр. Стрельны и Соболевки различен. Пегматиты р. Стрельны содержат (в %): полевых шпатов — до 80 (альбит, микроклин), кварца — 10, мусковита — 5, биотита — до 3, граната — до 1, рутила, рудных зерен и др. Черный турмалин здесь отсутствует, в то время как в районе р. Соболевки он широко развит в крупных кристаллах, в парагенезисе с биотитом. Акцессорных минералов в пегматитах р. Соболевки значительно больше, чем в пегматитах р. Стрельны. Ход процесса образования жил, очевидно, сводится к тому, что кристаллизация из остаточных постмагматических растворов происходит в два этапа: 1) кристаллизация мелкозернистых пегматитов и письменных структур; 2) обработка их последующими порциями постмагматических растворов. Во время второго этапа увеличивалась концентрация SiO_2 , происходил рост кристаллов полевых шпатов и активная возгонка летучих компонентов в более высокие горизонты с образованием пегматитов редкометаллозамещенного типа. В результате этого возник пегматитовый «столб», нижние горизонты которого состоят почти полностью из силикатного остатка с незначительным количеством акцессорных минералов, верхние же горизонты представлены акцессорными минералами пегматита редкометаллозамещенного типа и сравнительно меньшим количеством полевых шпатов. Пегматиты р. Стрельны представляют собой образования нижних горизонтов пегматитового «столба», а пегматиты р. Соболевки — более высоких его горизонтов. Библ. — 5 назв. РЖ Геол., 1957, № 4, 4474.

19. Лялин П. В. Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-нике-

левого месторождения. Сов. геология, сб. 53, 1956, стр. 51—63. Q-36-III.

Рудные жилы залегают в осевой части ультраосновного массива параллельно его длинной оси и в свежих породах имеют простую форму с уступообразными изменениями мощности. Для рассланцованных пород характерна линзообразная форма жил с пережимами, тонкими прожилками по сланцеватости и ответвлениями. Дайки имеют различный возраст и представлены диабазами разного состава. По отношению ко всем дайкам, известным на месторождении, рудные жилы всегда являются секущими. В местах пересечения в руде встречаются ксенолиты дайковых пород, вплоть до образования брекчий с сульфидным цементом. Форма рудных жил в местах пересечения зависит не от мощности или состава дайки, а от угла пересечения. Формирование месторождения протекало в следующей последовательности: 1) кристаллизация интрузии и образование прототектонической трещиноватости, 2) возникновение продольных крутопадающих сколовых зон, 3) проявление сбросов и рассланцевание пород вдоль них, 4) внедрение даек вдоль тектонических нарушений, 5) рудоотложение в крутопадающих зонах с частичным использованием примыкающих трещин других систем и 6) послерудная тектоническая деятельность. (В. П. Ц.). РЖ Геол., 1957, № 10, 14287.

20. П а н а с е н к о Г. Д. Землетрясение в Хибинах. Природа, № 7, 1956, стр. 110—111. Q-36-IV, V.

Описывается слабое землетрясение, происшедшее 8 августа 1955 г. в г. Кировске и его окрестностях и отмеченное также в г. Мончегорске (в 45 км к северо-западу от г. Кировска). Сейсмические станции «Пулково» и «Москва» землетрясения не отметили. Очаг землетрясения лежит на небольшой глубине в пределах Хибинского массива (вероятно, близ пос. Кукисвумчорр). Предполагается, что непосредственной причиной хибинских землетрясений являются различия в скорости поднятия отдельных блоков массива. (М. Г. М.). РЖ Геол., 1957, № 4, 4376.

21. П и д о п л и ч к о И. Г. О ледниковом периоде. Вып. 4. Происхождение валунных отложений. Киев, Изд. АН УССР, 1956, 336 стр. (АН УССР, Ин-т зоологии). Работы производились в 1931—1941 гг. АН УССР.

Развивается концепция об отсутствии не только на севере Европы (в том числе и на Кольском полуострове), но и вообще на Земле материкового (покровного) оледенения.¹ Приводятся данные, указывающие на неледниковое происхождение валунных отложений, обычно рассматривающихся в качестве морены. По М. А. Лавровой (1932 г.), галечники и валунные глины на южном берегу Кольского полуострова имеют морское происхождение. Они содержат остатки морских моллюсков, что связано с бореальной трансгрессией. По К. К. Маркову (1946 г.), в Хибинах при образовании моренных отложений и моренного рельефа ледниковый фактор играет второстепенную роль. Здесь, а тем более на равнине, «псевдоморены» образуются в результате солифлюкции. По А. А. Полканову (1937 г.), в верховьях рр. Западной Лицы, Уры, Печи, Улиты и западным притокам р. Терiberки в послеледниковое время, т. е. без участия ледника, образовались озерные пески и галечники. По В. Рамсею, валуны нефелиновых сиенитов из Хибинских и Ловозерских тундр встречены на восточном склоне Тимана. Их разнос в восточном и северном направлениях объясняется водной транспортировкой. Подчеркнуто значение находки на южном участке Ено-Ковдорского рудника в валунной глине (на глубине 18—20 м) костей лося (*Alces machilis*), по

¹ Подавляющее большинство исследователей в отличие от И. Г. Пидопличко стоит на позициях признания материковых оледенений. Приводимые автором данные единичны и не опровергают ледниковой теории. (М. К. Г.).

В. И. Громову (1947 г.). Это позволяет относить валунные глины к нижнему отделу четвертичной системы и указывает на наличие на Кольском полуострове суши с болотами и лесами в раннечетвертичную эпоху. Все это является подтверждением неледникового происхождения валунных глин. Приводятся данные В. В. Ламакина (1943 г.) о развитии на Кольском полуострове так называемого перлювия, а также валунников, образовавшихся вследствие перемывания морены волнами и течениями (озера Имандра, Умбозеро, Ловозеро и др.). Предлагается выделять «первичный перлювий», т. е. чистый валунник и галечник, образующийся в настоящее время в руслах рек. Считается, что перлювий, по В. В. Ламакину, может быть связан не с мореной, а с солифлюкционными, речными или морскими отложениями. Валунонакопление на Кольском полуострове объясняется существованием гипотетического Балтийско-Беломорского бассейна, распространявшегося от Британских островов до Уральского хребта и от Кольского полуострова до Келецко-Сандомирского кряжа. Его средний уровень должен был равняться 120—150 м абсолютной высоты, но отложения достигают и более значительных отметок в результате тектонических поднятий. Бассейн оконтуривается валами из валунного материала. В качестве его древних заливов и отчленившихся бассейнов рассматриваются озера Ловозеро и Умбозеро, окруженные валообразными и холмообразными скоплениями валунного материала, обычно относимыми к морене. Библ. — 645 назв. (М. К. Г.).

22. Александр Алексеевич Полканов. Вступ. ст. Н. А. Елисеева. Библ. сост. А. И. Сытиной, М., Изд. АН СССР, 1956, 48 стр. (АН СССР. Матер. к библ. ученых СССР, сер. геол. наук, вып. 11).

23. Полканов А. А. Геология хогландия—иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, стр. 15—29. См. № 23а.

23а. Полканов А. А. Геология хогландия—иотния Балтийского щита. (Стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм). М.—Л., Изд. АН СССР, 1956, 122 стр. (АН СССР. Тр. ЛАГЕД, вып. 6).

Прежние представления геологов о наличии на Балтийском щите огромного перерыва в эопалеозое основаны на наблюдениях спокойного наложения слоев нижнего кембрия на глубоко эродированную поверхность складчатых сооружений карелид. Образования слабо освещенного периода хогландия—иотния наблюдаются лишь в редких останцах, на основании изучения которых и предлагается решение вопросов стратиграфии и тектоники эпохи иотния Балтийского щита. Длительность этого перерыва в эокембрии в 1000—1200 млн лет (Э. К. Герлинг) сомнительна; вероятно, преувеличен возраст гранитов рапакиви.

Предлагается считать стратиграфически эквивалентными отложения Грампианской геосинклинали (нижние отделы торридона и спарагмитов Скандинавии, а также сланцев Мойн в Шотландии) с платформенными отложениями хогландия—иотния на Балтийском щите. Перерыв (и абразия) в эокембрии в действительности является небольшим интервалом времени между периодом отложения верхнеятулийской формации (Нюпп в Далекарлии, Швеция) и хогландием. Широко развитое мнение о наличии пангеосинклинали в докембрии не подтверждается фактическим материалом.

В хогландии—иотнии современная территория Балтийского щита и значительная часть Русской платформы (а также северо-западная часть Украинского щита) представляли собой обширную жесткую глыбу — Фенносарматия. К этому же времени относится и начало заложения всей Грампианской геосинклинали (от Шотландии через Скандинавию до Гренландии и Канина), после глубокой эрозии, последовавшей за посткарельским диастрофизмом. Достоверный хогландий лежит на пенеплене

Нопп (верхнего ятулия Далекарлии, Швеция), а размытая поверхность хогландия перекрывается здесь иотнием. В Норвегии иотний срезается налегающими спарагмитами. На Русской платформе свита овруч (иотнийская) согласно перекрыта вендскими слоями, на которые согласно налегает нижний кембрий. Иотний согласно налегает на размытый хогландий (в Далекарлии), на архей (в Восточной Швеции, на Сатакунта, в Финляндии) на верхи ятулия (Суисарские вулканы Прионежья). Достоверный хогландий о. Хогланд ложится на глубоко эродированный архей.

Полная мощность эродированной толщи хогландия до сих пор остается неустановленной так же, как и длительность перерыва. Наблюдаемая мощность отложений хогландия—иотния достигает в Прионежье 1000 м, а в Швеции — 2000 м. Отложения хогландия—иотния — древнейшие красноцветы докембрия — обладают полным литологическим сходством во всех своих выходах, имеют красный цвет, относятся к типичным платформенным образованиям обширного мелководного шельфа к северу от Финского залива.

Геосинклинальными эквивалентами платформенного хогландия—иотния, возможно, являются нижний торридон, урикон, мойн. Излагаются дискуссионные материалы по этому вопросу.

Таким образом, в эпоху хогландия—иотния и затем рифея на глубоко эродированном цоколе образовалась обширная платформенная область Фенносарматии (Балтийский и Украинский щиты — Русская платформа) с заложенной очень подвижной зоной Грампианской геосинклинали, содержащей мощные толщи докембрийских осадков (от 1700 до 10 000 м). К этому же времени относится развитие значительных радиальных движений, сопровождавшихся вулканизмом с образованием толщ основных, средних и кислых вулканитов.

План тектоники эпохи хогландия—иотния определяется началом интенсивных радиальных движений в платформенной области Балтийского щита (затрагивавших и Русскую платформу), сохранившихся до нижнего палеозоя. Весь Балтийский щит с юга и запада (восточная Скандинавия) был охвачен поясом трещинных основных интрузий хогландия—иотния и внедрением масс гранитов рапакиви. Дайки основных пород располагались вдоль пояса, а севернее него внедрялись крупные интрузии основных пород гранитов. Важным элементом региональной тектонической структуры является предполагаемый большой пояс-флексур широтного направления — от восточного Прионежья до Далекарлии с глубокими разрывами, с которыми и связывается внедрение роев основных даек и интрузий рапакиви. Граф. — 4 карты. Библ. — 50 назв. (В. А. Т.). См. также РЖ Геол., 1958, № 10, 17260.

24. Пятенко Ю. А., Бокий Г. Б., Белов Н. В. Рентгенометрическое исследование кристаллической структуры чкаловита. ДАН СССР, т. 108, 1956, № 6, стр. 1077—1080.

Рентгенометрическое изучение чкаловита $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$, редкого минерала из щелочных пегматитов Кольского полуострова, показывает (рентгенограммы качания) его принадлежность к ромбической сингонии. Чкаловит псевдотетрагональный, $a_0 = 21.1$, $b_0 = 21.1$, $c_0 = 6.87 \text{ \AA}$. Число молекул в единичной яч. — 24. Пространственная группа — C_{2v}^{19} в установке $F2dd$. Исходя из формулы минерала с отношением $(\text{Si} + \text{Be}) : \text{O} = 1 : 2$, сделано предположение о сходстве структуры чкаловита со структурой каркасных алюмосиликатов, имеющих отношение $(\text{Si} + \text{Al}) : \text{O} = 1 : 2$, что подтверждается сходством их физических свойств. Диаграммы межатомных расстояний (патерсоновские) и анализы проекций $P(nv)$, разрезов $P(v, w)$ и $P(nv_0 1/4)$ подтверждают структурную близость чкаловита и β -кристобалита; a_0 и b_0 чкаловита в 3 раза больше a_0 β -кристобалита

(a_0 7.16 кХ), с чкаловита близко к α β -кристобалита. Структура чкаловита является, таким образом, производной от структуры β -кристобалита. Заполнение $\frac{2}{3}$ общего числа лавесовских полиэдров в структуре кристобалита атомами Na, замещение $\frac{1}{3}$ атомов Si на Be вызывают утрату периодов a и b чкаловита по сравнению с ребром элементарной ячейки β -кристобалита и небольшие отклонения координат всех атомов от идеальных. Центры пустых несколько искаженных лавесовских полиэдров сосредоточены в четырех плоскостях, пересекающих ячейку параллельно (100); в этих же плоскостях располагаются все атомы Be. Как атомы Si, так и атомы Be находятся в тетраэдрах, образующих непрерывную связь, подобную связи из тетраэдров Si в β -кристобалите. Формула чкаловита: $\text{Na}_2[\text{BeSi}_2\text{O}_6]$. Библ. — 6 назв. (Е. Е. К.). РЖ Геол., 1957, № 9, 12514.

25. Р и х т е р Г. Д., К а м а н и н Л. Г. Сравнительная морфологическая характеристика щитов Европейской части СССР. В сб.: Вопросы географии, сб. статей для XVIII Междунар. геогр. конгресса, М.—Л., Изд. АН СССР, 1956, ст. 80—89.

Балтийский щит сложен в основном дислоцированными архейскими и протерозойскими кристаллическими сланцами и интрузивными породами. На Кольском полуострове, как и на всей территории Балтийского щита, проявляется зависимость между рельефом и геологическим строением фундамента. Литологический состав пород оказывает влияние на формы рельефа, а разрывные дислокации — на расположение орографической сети.

Покровные оледенения оказали влияние на рельеф щита — подчеркнули тектонические трещины, совпадающие с направлением их движения, заполнили те, которые не совпадали, усложнили доледниковый рельеф аккумулятивными формами. Эрозия играет очень незначительную роль в формировании рельефа. Основные черты рельефа поверхности предопределены разрывной тектоникой. Библ. — 12 назв. (Н. Н. А.).

26. Р о д и о н о в Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил. Тр. Всесоюзн. научн.-исслед. ин-та асбеста, слюды, асбестоцементных изделий и проектирования строительства предприятий слюдяной промышленности, вып. 5, 1956, стр. 156—215. Q-36-II.

По минеральному составу и физическим свойствам в слюдоносном районе Мурманской области отмечается неоднородность толщи пород, что обусловило своеобразие процессов слюдообразования. Многообразие форм пегматитовых жил — следствие различного приоткрывания трещин в зависимости от типа деформации. Указаны примеры: жила № 4 Енского района, жила № 1 горы Пайв-Ойвы. Для Мурманской области характерен тип седловидных жил II класса (Ена, Пайв-Ойва). Возрастные соотношения морфологических типов определяются на примере пересечения пегматитовых тел месторождения Ена. Отмечаются пегматитовые тела, секущие изоклинальные складки (Риколатва). Библ. — 5 назв. Е. С. А..

27. Р у х и н а Е. В. К вопросу о формировании одной из конечных морен в районе Хибин. В сб.: Научная сессия ЛГУ 1955—1956 гг., Тезисы докл. по секции геол. наук, Л., 1956, стр. 30—31. Q-36-IV, V, См. № 110.

28. Р у х и н а Е. В. О некоторых особенностях литологии четвертичных отложений и методике их изучения. Вестн. ЛГУ, 1956, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 47—57.

В статье приведены некоторые сведения по литологии четвертичных отложений Кольского полуострова, подробно разобранные в последующих работах автора (Рухина Е. В., 1956, 1959, 1960). Библ. — 24 назв. (В. Я. Е.). См. №№ 29, 110, 254, 453, 711.

29. Рухина Е. В. Об особенностях слоистости и ориентировки галек в некоторых типах четвертичных отложений. Уч. зап. ЛГУ, 1956, № 209, сер. геол. наук, вып. 7, стр. 48—57.

В делювиальных и солифлюкционных отложениях Кольского полуострова наблюдается облекающая косая слоистость. Она параллельна подошве серий, часто ритмична, благодаря повторяющимся, сезонным или иным изменениям условий накопления осадков, и постепенно выполаживается в пределах одной и той же пачки по мере удаления от склонов возвышенности. Для нее характерны также большая мощность пачек и совпадение наклона уплощенных галек с направлением падения слоев. Образование этой слоистости обусловлено рельефом времени накопления донных отложений. Поэтому изучение слоистости дает возможность восстановить крутизну склонов древнего рельефа.

В отличие от облекающей косой слоистости истинная косая слоистость речных, прибрежноморских и прибрежноозерских отложений позволяет определять направление течения или прихода волн. Гальки в большинстве случаев наклонены навстречу течению и волнам. Библ. — 11 назв. (В. Я. Е.).

30. Северин Н. А. Отечественные путешественники и исследователи. М., Учпедгиз, 1956, 303 стр. А. Е. Ферсман — стр. 234—248.

31. Семенов Е. И., Бонштедт-Куплетская Э. М., Молева В. А., Слудская Н. Н. Виноградовит — новый минерал. ДАН СССР, т. 109, 1956, № 3, стр. 617—620. Q-36-IV—VI.

В щелочных пегматитах Кольского полуострова обнаружен белый игольчатый водный силикат Ti и Mg , названный виноградовитом. Он обычно наблюдается в виде тонкоигольчатых и тонковолокнистых агрегатов размером до 5 см. Часто встречаются также сферолиты и веерообразные сростки до 1 см в поперечнике. В сферолитах и лучистых сростках отдельные кристаллики срastaются параллельно граням бокового пинакоида b (010). Сингония моноклиная. Ориентировочное отношение осей: $a : b : c = 1.18 : 1 : 0.76$; $\beta = 91^\circ 58'$. Кристаллы бесцветны, прозрачны. Минерал хрупкий, излом неровный, спайность совершенная по (010), тв. 4, уд. в. — 2.878. Оптически двусосный отрицательный; $(-)$ $2V = 41^\circ$; $N_g = 1.775$; $N_m = 1.770$; $N_p = 1.745 = 0.004$; $N_g - N_p = 0.030$; удлинение положительное; $CNg = 7^\circ$; плоскость оптических осей $\perp$ (010). Иногда слабо плеохроирует от коричневатого по N_g до бесцветного по N_p ; дисперсия оптических осей $\rho > V$. В кислотах растворяется только при нагревании. Хим. состав виноградовита из Хибин и Ловозера соответственно (в вес. %): SiO_2 — 40.70 и 40.83; TiO_2 — 33.60 и 35.86; Al_2O_3 — 6.20 и 4.88; MgO — 0.36 и 0.42; CaO — 1.00 и 0.66; Na_2O — 12.50 и 10.39; K_2O — 1.78 и 2.10; H_2O — 4.80 и 5.50; сумма — 100.44 и 100.64. Ориентировочная формула: $Na_5Ti_4AlSi_6O_{24} \cdot 3H_2O$. Спектральным анализом установлено 0.08% BeO . Является гидротермальным минералом щелочных пегматитов, образовавшимся при замещении ранних минералов Ti или путем непосредственного выделения из гидротермальных растворов. (Г. А. Г.). РЖ Геол. 1957, № 3, 3073.

32. Семенов Е. И. Куплетскит — новый минерал группы астрофиллита. ДАН СССР, т. 108, 1956, № 5, стр. 933—936. Q-36-V, VI. Работа ИГЕМ.

Куплетскит обнаружен в 1949 г. в пегматитах Ловозерского массива в виде пластинчатых выделений размером до $5 \times 3 \times 1$ см, с совершенной спайностью по (100) или в мелкочешуйчатых и игольчатых скоплениях. Сингония моноклиная. Цвет — от темно-коричневого до черного. Черта — коричневая. Блеск на плоскости спайности сильный стеклянный. Тв. около 3. Уд. в. от 3.201 (обр. № 1) до 3.229 (обр. № 2). Перед паяльной трубкой легко сплавляется в черный, слабо магнитный шарик. В ки-

слотах растворяется. Оптически двуосный, отрицательный, $2V = -79^\circ$. Сильная дисперсия оптических осей: $r > V$, $Ng = 1.731$, $Nm = 1.699$, Np (вычисл.) $= 1.656$. Плеохроизм — от коричневого (по Ng) до оранжево-желтого (по Np); $Ng > Np$. Удлинение — положительное. По двум хим. анализам получены следующие результаты (в вес. %): SiO_2 — 32.60, 33.54; TiO_2 — 12.04, 10.64; ZrO_2 — 1.19, нет; Nb_2O_5 — 0.66, 2.48; Al_2O_3 — 1.68, 1.00; $Fe_2O_3 + FeO$ — 5.44 и Fe_2O_3 — 7.80, FeO — 5.35; MnO — 27.65, 23.60; MgO — 2.98, 1.63; CaO — 3.60, 1.45; BaO — нет и 0.32; K_2O — 4.38, 5.63; Na_2O — 2.14, 2.14; H_2O^{+110} — 3.83, 3.90; H_2O^{-110} — 1.08, 0.80; F — 1.22, —; сумма — 100.49, 100.18. Формула куплетскита: $K_2Mn_4[Si_4O_{11}](OH)_2$, где $Mn/Fe > 1$ в отличие от астрофиллита, для которого $Mn/Fe < 1$. Библ. — 4 назв. (Ф. Н. Т.). См. также РЖ Геол., 1957, № 3, 3085.

33. Семенов Е. И. Сокоцит в щелочных пегматитах. В сб.: Кора выветривания, М., Изд. АН СССР, вып. 2, 1956, стр. 179—183, Q-36-V, VI.

Сокоцит встречается в ряде шпировидных и жильных пегматитов Ловозерского массива, залегающих в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах. Окраска белая, голубоватая или желтоватая, уд. в. $= 2.608$, в ультрафиолетовых лучах светится голубовато-белым светом. Под микроскопом обнаруживает агрегатное тонкочешуйчатое строение; удлинение положительное, $Ng = 1.55$; $Np = 1.53$. На кривой нагревания имеются остановки в интервалах 110—140, 220—260, 340—370, 620—700°, а также резкие экзотермические эффекты при 750 и 930°. Легко разлагается в кислотах с выделением хлопьевидного осадка SiO_2 . Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 35.10; Al_2O_3 — 6.40; Fe_2O_3 — 0.04; ZnO — 35.74; MgO — 2.38; CaO — 2.03; SrO — 0.29; Na_2O — 0.25; K_2O — 0.14; H_2O^{+110} — 6.20; H_2O^{-110} — 10.77; сумма — 99.34. Спектральным анализом установлено содержание в сокоците La, Pb, Cu (слабые линии); Be ($\sim 0.003\%$). Формула: $Zn_{2.57}Mg_{0.35}Al_{0.15}[Si_{3.42}Al_{0.58}O_{10}]_2 \cdot 451H_2O + X_{0.29}$.

Сумма ионов октаэдрической координации 3.07. В состав поглощенных оснований (X) входят щелочные металлы, Co и, вероятно, Sr, обычно изоморфно замещающий Ca. Отношение к органическим красителям, способность к набуханию и другие свойства указывают на принадлежность сокоцита к группе монтмориллонита. Характерна близость некоторых свойств магниевого и цинкового монтмориллонитов (сапонита и сокоцита). На дебаеграмах сапонита и сокоцита обнаруживаются сходные интенсивные линии 2.64—2.67; 1.528—1.544; 1.315—1.334 Å, совершенно нехарактерные для обычного алюминиевого монтмориллонита. Приведены межплоскостные расстояния описанного сокоцита. Библ. — 2 назв. (Г. А. Г.). РЖ Геол. 1956, № 11, 11863.

34. Сидоренко А. В. О доледниковой коре выветривания в северной части Балтийского щита. ДАН СССР, т. 106, 1956, № 1, стр. 114—117. Работа Кольского фил. АН СССР 1953—1955 гг.

Элювиальная кора выветривания северной части Балтийского щита, образовавшаяся в доледниковый период, обнаружена в 30 пунктах. На альбито-хлоритовых сланцах развита кора выветривания мощностью от 2—4 м до нескольких сантиметров, на площади в несколько квадратных километров. В верхней части ее залегают глинисто-песчано-щебенчатые ожелезненные породы, переходящие ниже в трещиноватые плотные обломки сильно измененных альбит-хлоритовых сланцев и далее — в пестрые пластичные глины. На крупнозернистом лейкократовом габбро продукты выветривания представлены мелкими обломками и минеральными зернами, постепенно переходящими в сильно трещиноватые породы габбро. Местами здесь встречаются рыхлые песчано-железистые или марганцовистые массы. В зоне разлома, секущего метаморфизованные кварцевые песчаники и кварциты, развиты продукты окисления сульфидов —

гидроокислы железа, вад и ярозит. Верхняя часть одной из жил эссексита полностью превращена в глинистую массу. Кора выветривания не несет следов метаморфизма и, вероятно, фиксирует последние предледниковые поверхности денудации. По-видимому, экзарация, затронувшая высоко поднятые формы рельефа, в меньшей степени сказалась на пониженных местах и на древних плоских поверхностях выравнивания. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1956, № 10, 10553.

35. Туманский А. А. Формовочные пески. М., Машгиз, 1956. 236 стр. Q-36-III.

В работе приведены минералогический и три химических анализа оливинита Хабозерского массива. Библ. — 197 назв.

36. Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. В сб.: Научная сессия ЛГУ 1955—1956 гг., Тезисы докл. по секции геол. наук, Л., 1956, стр. 16—22. См. № 137.

37. Херувимова Н. Л. Железорудные месторождения Карело-Кольского региона. Сб. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1956, № 2, стр. 27—29. Работа ВСЕГЕИ.

Устанавливаются четыре допалеозойских и три палеозойских тектономагматических цикла. Из них геосинклинальные — в нижнем и верхнем архее и в нижнем протерозое, переходной зоны — в верхнем протерозое, платформенные — в среднем палеозое, геосинклинальные — в нижнем и верхнем палеозое.

Железорудные месторождения региона по генетическим признакам разделяются на три группы: эндогенные, экзогенные, метаморфогенные. К эндогенным относятся: 1) месторождения ванадиеносных магнетитовых руд, связанные с интрузиями габбро-диабазовой формации, 2) титаномagnetитовые месторождения, связанные с габбро-монцититами и габбро-лабрадоритами; 3) апатито-магнетитовые месторождения, связанные с палеозойскими интрузиями щелочных и ультраосновных пород. Автометаморфическими названы магнетитовые кварциты, связанные с гиперстеновыми диоритами. (П. М. Г.).

38. Цветков А. И., Вальшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. III. Слюды. М., Изд. АН СССР, 1956, 108 стр. (АН СССР. Тр. ИГЕМ, вып. 4).

Сделан критический разбор предшествующих исследований и дана детальная термическая характеристика минералов группы слюд. Приведены эталонные термограммы основных минералов группы. Исследована физико-химическая природа большинства эффектов на термограммах. Работа является первой монографией по термическому анализу слюд.

Среди данных по различным слюдам из самых разнообразных месторождений приводятся термограммы, рентгенограммы и показатели светопреломления мусковита, литиевой слюды и вермикулита Кольского полуострова, но без указания геологических условий и места взятия образцов. По термическим свойствам слюды Кольского полуострова не отличаются от слюд из других районов СССР. Библ. — 61 назв. (А. П. А.).

39. Шилин Л. Л. Карпинскийит — новый минерал. ДАН СССР, т. 107, 1956, № 5, стр. 737—739. Q-36-V, VI.

В пегматитовой жиле, залегающей в нормальных лужавритах (Ловозерские тундры, — Ред.), обнаружен новый минерал карпинскийит. Цвет белый, блеск стеклянный до перламутрового, тв. не более 1.5—2. Легко раскалывается по спайности на мелкие волокна. В кислотах (HCl, HNO₃ и H₂SO₄) не растворяется. Уд. в. 2.545. Кристаллы имеют призматическую игольчатую форму. Удлиненные кристаллы, как правило, образуют розетки радиально-лучистого строения. Спайность в одном направлении, неясно выражена. Погасание прямое, минерал одноосный,

положительный. Размеры элем. яч.: $a - 14.24$; $c - 4.83 \text{ \AA}$. Лауэвский класс $D_{3d} = \bar{3}m$. Спектральным анализом обнаружены незначительные примеси Ca, Ga (десятые доли процента); Pb, Zn, Cu, Sr, Mn (сотые доли); Nb — 0.01%. Хим. состав (в вес.%): $\text{SiO}_2 - 58.68$ (в оригинале опечатка; исправлено по просьбе автора, — *Ред.*); $\text{TiO}_2 - \text{сл.}$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16.40$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.06$; $\text{BeO} - 2.58$; $\text{ZnO} - 3.26$; $\text{MgO} - 0.78$; $\text{Na}_2\text{O} - 9.18$; $\text{K}_2\text{O} - 1.55$; $\text{H}_2\text{O}^{+100} - 5.00$; $\text{H}_2\text{O}^{-100} - 2.5$; сумма — 99.99. Формула минерала: $\text{Na}_2\text{O}(\text{Be}, \text{Zn}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5.8\text{SiO}_2 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$. На кривой нагревания обнаруживаются три слабо выраженные эндотермические останки при 90, 540 и 900°. Карпинскит встречается большей частью с альбитом, реже с натролитом. Приведена таблица межплоскостных расстояний. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1956, № 12, 13091.

40. Яковлева С. В. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине. В сб.: Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР, М., Госгеолтехиздат, вып. 1, 1956, стр. 18—43.

Анализ петрографического состава валунов из ряда обнажений дал возможность восстановить направление движения льда, поступившего на Русскую равнину. В новоледниковое время поток льда с валунами Кольского полуострова шел на восток-юго-восток, покрывая северную часть Русской равнины. Библ. — 90 назв. (Н. Н. А.).

41. Sauramo M. Anmälanden och kritiker a reply to Professor Henr. Munte. Geologiska Föreningens, Förhandlingar, 1956, Bd. 78, Hft 3, № 486, SS. 563—567, Stockholm.

Касаясь вопросов о перемещении береговой линии Фенноскандии, автор отмечает развитие на Кольском полуострове береговой линии «I» (по Таннеру), синхронной одной из древнейших позднеледниковых береговых линий Финляндии. Указывается на наличие иольдиевых песчаных отложений в Кольском заливе и долине р. Туломы. Библ. — 26 назв. (Л. М. Г.).

42. Segerstråle S. G. The distribution of glacial relicts in Finland and adjaekt Russian areas — Societas Scientiarum Fennica. Commentationes biologicae 1956, 15, № 18, pp. 1—36.

Рассматривается современное распределение гляциально-морских и пресноводных организмов, которые являются реликтами ледникового периода на территории Финляндии, Карелии и южной половины Кольского полуострова. Даются списки фауны и охарактеризовано ее распространение в озерных и морских водоемах, в том числе на картограммах. По мнению автора, приводимые сведения помогут решить вопрос о связи Белого и Балтийского морей. Для Кольского полуострова по литературным данным освещена реликтовая фауна озер Имандра, Умбозеро, Ковдозеро, Вуориярви, Вишозеро. Здесь встречены *Pallasoa*, *Poutoperia*, *Mysis*, *Gymnocalanus*, причем в первых двух озерах представители всех форм, а в остальных только *Mysis* и *Gymnocalanus*. Библ. — 103 назв. (М. К. Г.).

1957

43. Апухтин Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. В сб.: Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I, Л., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 68—82.

После краткого изложения истории изучения четвертичного покрова автор, ссылаясь на большой использованный фактический материал, признает наиболее применимой для Кольского полуострова стратиграфическую схему С. А. Яковлева. На основании описания четвертичных отложений, развитых на территории Кольского полуострова и Северной Ка-

релии, дается история геологического развития региона в четвертичный период. Выделяются четыре оледенения, из которых второе (Московское, или первое верхнечетвертичное ледниковье) было последним, покрывавшим полуостров целиком. Два последующих оледенения, относящихся к третьему и четвертому верхним ледниковьям (Валдайское и Карельское), не проникали в восточную половину Кольского полуострова, за исключением Терского берега.

Следы двух межледниковых трансгрессий — бореальной и онежской (второе и третье новомежледниковье) — почти полностью уничтожены последующими оледенениями и денудацией. Отложения Мгинской трансгрессии (четвертое новомежледниковье) распространены в пределах узкой прибрежной полосы в юго-восточной части полуострова.

В поздне- и послеледниковое время отмечается ряд трансгрессий. Морские уровни послеледниковых трансгрессий понижаются с запада на восток в связи с неравномерным эпейрогеническим поднятием Кольского полуострова. Отложения послеледниковых трансгрессий (фолас, тапес, тривиа, остреа) отмечаются в основном на западном побережье Белого моря и в западной части Мурманского побережья.

В послеледниковое время со второй половины атлантического периода начался усиленный спуск озер, возникших после таяния ледника и образования торфяников. Библ. — 15 назв. (Н. Н. А.).

44. Барбанов В. Ф. Апофиллит из ущелья Гакмана в Хибинах. ДАН СССР, т. 114, 1957, № 4, стр. 876—879. Q-36-IV, V.

В верховьях ущелья Гакмана обнаружена серия маломощных апофиллит-натролитовых жил, сложенных в основном натролитом, эгиринитом, лампрофиллитом и апофиллитом, который представлен двумя разновидностями. Желто-зеленый апофиллит представляет более раннюю генерацию этого минерала. Хим. состав желто-зеленой разновидности (в вес. %): SiO_2 — 52.86; TiO_2 — 0.15; Al_2O_3 — 0.76; Fe_2O_3 — 0.19; CaO — 24.59; MgO — 0.11; MnO — 0.04; Na_2O — 0.15; K_2O — 4.89; F_2 — 1.77; H_2O^+ — 12.12; H_2O^- — 0.27; сумма — 97.90—0.74=97.16. Обнаружены следы Be, Ga, Y, Ba, Sr. Белый апофиллит образует корки толщиной до 20 см, состоящие из мелких кристалликов и покрывающие крупные выделения натролита, эгиринита и лампрофиллита. Кристаллы его имеют облик, приближающийся к изометрическому, минерал содержит 1.92% F. В осыпях найдены обломки крупных кристаллов микроклина, который по трещинкам замещается кристаллами апофиллита таблитчатого облика, по-видимому, наиболее поздними по времени выделения. Отмечается эволюция облика кристаллов от более раннего дипирамидального через широко распространенный изометрический к наиболее позднему — таблитчатому. Для кристаллов апофиллита, особенно для желто-зеленого, характерны двойники. Образование минерала связано с изменением ринколит-ловчорита в условиях гидротермального режима под действием углекислых растворов. В результате выветривания на апофиллите образуется корочка, состоящая из опала и кальцита. Библ. — 11 назв. (Л. П. Ц.). РЖ Геол., 1958, № 4, 6349.

45. Барканов И. В. Методика поисков рудных месторождений на территории восточной части Балтийского кристаллического щита. В сб.: Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I, Л., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 106—116.

Дается большой обзор основных результатов геологоразведочных работ на территории региона до 1957 г.

К специальным методам поисков относятся поиски валунные, шлиховые, геофизические, геохимические.

46. Белевцев Я. Н., Теплицкая Н. В. Случай вторичного обогащения железистых кварцитов на Оленегорском месторождении.

ДАН СССР, т. 113, 1957, № 2, стр. 411—413. Q-36-XXXIV. Работа Ин-та геол. наук АН УССР.

Характерными особенностями архейских железистых кварцитов являются: а) крупнокристаллическое сложение, б) тесная связь с древнейшими гнейсами и в) литологическая приуроченность к мета- и ультра-базитам.

Отмечаются также и случаи вторичного обогащения на Оленегорском месторождении. Оно проявилось в образовании нескольких жилоподобных мелких железорудных тел мощностью от 5—10 до 15—25 см, протягивающихся на 10—15 м. Это доказывает наличие процесса вторичного обогащения кварцитов и возможность нахождения богатых руд промышленного значения. Аналогичные явления отмечены на других наиболее крупных железорудных месторождениях СССР. Библ. — 2 назв. (П. М. Г.)

47. Б е л ь к о в И. В. Кейвские кианитовые месторождения. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 77—96. Q-37-I—III, IX, X.

Кейвские кианитовые месторождения расположены в восточной части Кольского полуострова и связаны с кристаллическими сланцами свиты кейв, продуктивный пласт которых, обогащенный кианитом до 40—60%, прослеживается непрерывно на протяжении до 150 км. Суммарная длина выходов продуктивного пласта более 400 км при средней мощности 40—50 м.

Главными минералами являются кварц и кианит, составляющие в сумме около 90% породы. Второстепенные: мусковит (5—6%), графитопод (2—3%), плагиоклаз, ставролит, сульфиды Fe. Постоянно встречающиеся минералы-примеси: рутил, эпидот, апатит, биотит, хлорит, каолинит и др.

По форме выделения кианита различаются три главных типа руд: 1) с тонкопризматическим кианитом (м-ния Вальурта, Червурта, Большой ров, Шуурурта, Аккурта, Нусса); 2) с конкреционным кианитом (м-ния Тяпшманюку и Шуурурта); 3) с параморфическим (по хиастолиту) кианитом (м-ния Воргельурта, Тавурта, Безымянная, Кырвей, Ньючурта, Манюк).

Запасы этих месторождений, представляющих отдельные участки продуктивного пласта длиной в несколько километров каждый, практически неисчерпаемы.

Использование кейвских кианитов позволит обеспечить дальнейший технический прогресс в металлургии Al и черной металлургии. (В. П. Е. и И. Д. Бат.). См. также РЖ Геол., 1958, № 11, 19581.

48. Б е л ь к о в И. В. Месторождения абразивного граната района Западных Кейв. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 97—104. Q-36-VI, Q-37-I.

Месторождения абразивного граната в районе Западных Кейв являются по своим геологическим запасам наиболее крупными во всем мире. Они связаны с нижней пачкой кристаллических сланцев свиты кейв, залегающей на гнейсах, и представлены слюдяно-гранатовыми сланцами и гранатитами. Главными минералами являются кварц, гранат, мусковит (в переменных количествах); второстепенные минералы: ставролит, хлорит, ильменит, хлоритоид. Сланцы образовались в результате регионального метаморфизма осадочных пород. В дальнейшем свита кристаллических сланцев подвергалась складчатости и воздействию интрузии щелочных гранитов, выразившемуся в общей перекристаллизации пород и изменении химического и минерального составов. Особенно благоприятными для развития процессов перекристаллизации и метасоматоза были замковые части складок. К этим участкам приурочены сланцы, обога-

ценные перекристаллизованным гранатом и образующие его месторождения.

Наиболее крупные месторождения — горы Тахлинтуайв и Макзабак, Слюдяные сопки, гора Березовая и с. Ровозерское. Содержание граната в обогащенных участках месторождений — 30—40%. Вес наиболее крупных кристаллов граната достигает 16—20 кг. Ориентировочные запасы этих месторождений составляют не менее 2 630 000 т минерала. (В. П. Е. и И. Д. Бат.). См. также РЖ Геол., 1958, № 10, 17968.

49. Б е л я н к и н а Е. Д. Некоторые данные по спектроскопическому изучению пород и минералов слюдоносных пегматитов. В сб.: Минералогия и петрография месторождений нерудных ископаемых, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 57—73. (Тр. ИГЕМ, вып. 10). Q-36-II.

Приведены результаты спектроскопического изучения разновидностей пегматита (письменный пегматит, аплит, переходный среднезернистый пегматит) и минералов (микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, жильбертит, турмалин, гранат, апатит, дистен, сульфиды, силлиманит) из пегматитовых жил Енского района и сопоставление с породами и минералами Мамского и Лоухского районов.

В кварцевой жилке, секущей пегматитовую жилу и вмещающие гнейсы, отмечаются явления ассимиляции элементов вмещающих пород. Аналогичные явления наблюдаются для маломощных пегматитовых жил в гнейсах. Чем больше размеры жилы, тем меньше сказывается на ней влияние вмещающих пород и тем сильнее рассеиваются малые элементы по всему телу пегматитовой жилы.

Сопоставляются содержания акцессорных элементов и особенности распределения их в отдельных минералах. По содержанию акцессорных элементов устанавливается большое сходство минералов Енского и Лоухского районов и отличие минералов Мамского района. Библ. — 6 назв. (Е. С. А.).

50. Б е л ь к о в И. В., Г о р б у н о в Г. И., И в а н о в а Т. Н., К о з л о в Е. К., М а з у р о в М. К., Н а м о ю ш к о В. И., С а х а р о в А. С., Т е н н е р Д. Д. Богатства недр Кольского полуострова. (Сб. статей). Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, 130 стр. (АН СССР, Кольский фил. им. С. М. Кирова). См. №№ 47, 48, 68, 78, 82, 89, 95, 127.

51. Б о л о т н и к о в Д. П. К вопросу о методике поисков и разведки «слепых» слюдоносных пегматитовых жил на Енском и Риколатвинском месторождениях. В сб.: VII Научная сессия Петрозаводского гос. унив., посвященная 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции, Тезисы докл. по секции геол. наук, Петрозаводск, 1957, стр. 26—32. Q-36-II.

52. Б о н ш т е д т - К у п л е т с к а я Э. М. Новые минералы. IV. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 86, вып. 1, 1957, стр. 116—130. Q-36-V, VI.

Описаны карпинскиит (по данным Л. Л. Шилина), виноградовит (Е. И. Семенов, Э. М. Бонштедт-Куплетская, В. А. Молева, И. И. Слудская) и куплетскит (Е. И. Семенов), найденные в Ловозерском щелочном массиве.

53. Б о р о в и к - Р о м а н о в а Т. Ф., С о с е д к о А. Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным анализам. Геохимия, 1957, № 5, стр. 368—379. Резюме англ.

Определены содержания Li, Rb, Cs в ряде минералов из пегматитовых жил района горы Лешей в северной части Кольского полуострова. В пределах пегматитового поля в пространственном распределении пегматитовых жил различного типа намечается определенная региональная зо-

нальность, выражающаяся в смене с северо-запада на юго-восток незональных пегматитов со слабо проявленной редкометальной минерализацией, пегматитов с четкой зональностью.

Количественным спектральным методом было проанализировано 27 образцов микроклина из различных типов пегматитов и из разных зон зональных пегматитов. Содержание Li в микроклинах изученного пегматитового поля колеблется в пределах $1 \cdot 10^{-4}$ — $2.3 \cdot 10^{-2}\%$, Rb 1.10^{-1} — 2.8% и Cs 3.10^{-2} — $2.3 \cdot 10^{-1}\%$. Наименьшими средними содержаниями редких щелочей характеризуются микроклины из незональных пегматитов (Li — $0.10 \cdot 10^{-3}\%$, Rb — $12.10^{-2}\%$, Cs — $48.10^{-3}\%$) и наибольшими микроклины из замещенных пегматитов (Li — $12 \cdot 10^{-3}\%$, Rb — $92.8 \cdot 10^{-2}\%$, Cs — $11 \cdot 10^{-2}\%$). В зональных пегматитовых жилах наблюдается увеличение количества редких щелочей в микроклинах в направлении от внешних зон, где оно составляет: Li — $4.2 \cdot 10^{-3}\%$, Rb — $3.8 \cdot 10^{-1}\%$, Cs — $3.6 \cdot 10^{-2}\%$ к центру, где в микроклинах из зоны замещения оно достигает: Li — $2.0 \cdot 10^{-2}\%$, Rb — $7.0 \cdot 10^{-1}\%$, Cs — $1.0 \cdot 10^{-1}\%$. Концентрация Li, Rb, Cs оказывается близкой для микроклинов как из незональных жил, так и для микроклинов из внешних зон зональных пегматитов. Весьма характерной для того или иного типа пегматитов является величина отношения Rb/Cs. В пределах поля это отношение закономерно уменьшается от незональных пегматитов, где оно равно 23—25, в сторону зональных и особенно замещенных пегматитов. В последних отношении Rb/Cs не превышает 13 и иногда доходит до 5.4. Аналогичное уменьшение этой величины отмечается в зональных жилах по направлению от контактов жилы к ее центру; во внешних зонах указанное отношение составляет 13—15, а в центре, в зоне замещения — 5.4. Величина отношения Rb/Cs в микроклинах может служить поисковым признаком литиевой, цезиевой и танталовой минерализации в пегматитовых жилах. Так, в пределах изученного поля перспективными на Li, Rb и Cs являются пегматитовые жилы, в микроклинах которых содержится 0.4% Rb и более, а отношение Rb/Cs ниже 10.

Повышенные количества редких щелочей отмечаются также в поздних слюдах, особенно в слюдах из зон замещения. При этом максимальные количества Li, Rb и Cs характерны для лепидолитов (Li — 1.56—2.88%, Rb — 1.90%, Cs — 0.25—0.34%), меньше их в мусковите II генерации (Li — 0.12%, Rb — 1.58%, Cs — 0.21%); минимальное количество отмечается в мусковите I генерации. Как и для микроклинов, увеличение содержания редких щелочей в слюдах увеличивается от незональных пегматитов к зональным, и особенно к замещенным, а в зональных жилах от периферии к центру. Величина отношения Rb/Li и Rb/Cs для каждого вида слюды колеблется в определенных пределах. Так, для мусковита: Rb/Li — 13—91, Rb/Cs — 5.7—10, для лепидолита: Rb/LiO равно 0.47—2.9; Rb/Cs — 4—5.6. Величина этих отношений может быть использована для определения вида слюды. Библ. — 17 назв. (Н. Е. З.). РЖ Геол., 1958, № 5, 8409.

54. Б о р о д и н Л. С. К геохимии Хибинского щелочного массива. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 23—34. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-IV, V.

Изучалось распределение редких и рассеянных элементов в породах Хибинского массива. Данные качественного спектрального анализа средних проб пород показывают присутствие Be, Ga, Pb, Sn, Cu, Zn, V, Ni, Zr, Sr, TR, Nb. Анализы отдельных породообразующих минералов показывают присутствие также W, Mo и Zn. Дается краткая характеристика распространения в породах Be, Ga, Pb, Sn, Zn, Mo, W, Ni, Cr, о которых практически нет сведений в литературе по Хибинам. Методами химиче-

ского и спектрального анализов в пределах Хибинского массива обнаружено 50 элементов. Приводится классификация элементов по их генетической роли в породах и пегматитовых жилах массива: элементы щелочных пород, элементы пегматитов и элементы эпигенетических жил. Библ. — 4 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1958, № 11, 19402.

55. Б о р о д и н Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных—щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 5, стр. 3—16.

Для карбонатитовых месторождений (Кольского полуострова, — *Ред.*) характерно: 1) наличие эндогенной породы — карбонатита и парагенезиса своеобразных минералов, в том числе редкометаллических; 2) генетическая и пространственная связь с массивами ультраосновных (нормальных и щелочных) пород; 3) появление карбонатитов вне зависимости от наличия среди вмещающих пород карбонатных разностей; 4) интенсивное проявление метасоматического изменения вмещающих пород; 5) приуроченность к стабильным участкам земной коры.

Карбонатитовые месторождения заметно отличаются друг от друга, но существуют переходы от одного крайнего типа к другому через промежуточные.

При появлении кальциевого метасоматоза между неизмененными пироксенитами и нефелино-пироксеновыми породами появляется зона апатитопироксеновых пород, возникающих в результате апатитизации пироксенита. Пироксен замещается гранатом и амфиболом, а титано-магнетит — перовскитом. Вокруг участка карбонатитов могут возникать массивы с концентрическими зонами апатито-форстерито-магнетитовых (флогопитовых) и щелочных пород, сиенитов и нефелиновых сиенитов. Библ. — 20 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1958, № 2, 2425.

56. Б о р о д и н Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований Хибинского массива (пегматитов) в связи с вопросами их генезиса и классификации. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 123—137. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-IV, V.

Среди щелочных пегматитов Хибин выделяется два генетически различных типа жильных образований: 1) сравнительно ранние по времени кристаллизации сингенетические жилы; 2) более поздние эпигенетические жилы. Сингенетические жилы сложены в основном теми же минералами, что и вмещающие их нефелиновые сиениты. Состав акцессорных минералов и этапы минералообразования в них подобны тем, которые наблюдаются во вмещающих породах. Сингенетические жилы секутся поздними жилами лампрофиров.

Эпигенетические жилы резко отличаются по составу от вмещающих пород и представлены генетически минералами одного этапа минералообразования. Они секут сингенетические жилы. Эпигенетические жилы образовались в более низкотемпературных условиях. Их кристаллизация совпадает по времени с одним из поздних этапов минералообразования в пегматитах.

Сингенетические жилы делятся на собственно пегматитовые жилы и шлировые пегматиты. Жилы иногда бывают зональные, причем выделяются зоны первичной кристаллизации и зоны замещения.

В пегматитах и эпигенетических жилах установлено около 120 различных минералов, большинство которых встречается в незначительном количестве.

Приводятся основные различия между гранитными и щелочными пегматитами, дается общая геохимическая классификация пегматитов нефелиновых сиенитов, подробная характеристика и классификация хибинских

пегматитов по геологическим признакам. Граф. — 2 табл. Библ. — 4 назв. (О. Б. Д.). См. также РЖ Геол., 1959, № 1, 902.

57. Бородин Л. С., Назаренко И. И. Эвдиалит из щелочных пород Турьего мыса и химическая формула эвдиалита. ДАН СССР, т. 112, 1957, № 2, стр. 318—321. Q-36-XVII.

В щелочных породах Турьего мыса впервые обнаружен эвдиалит, выделения которого приурочены к участку крупнозернистых эгиринополевошпатовых пород. Он образует в породе ксеноморфные зерна, реже толстотаблитчатые кристаллы (1—1.5 мм). Уд. в. 2.855; оптически одноосный (—), $N_e=1.606$, $N_o=1.603$. Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 50.88; TiO_2 — 1.13; ZrO_2 — 12.23; $(\text{NbTa})_2\text{O}_5$ — 0.61; Fe_2O_3 — 0.96; FeO — 3.70; MnO — 0.82; MgO — 0.27; CaO — 15.04; Na_2O — 11.63; K_2O — 1.10; Cl — 0.62; H_2O — 1.45; сумма — 100.30. Данные химического анализа сравниваются с данными трех анализов эвдиалита из Ловозерского и Хибинского массивов. Выведена формула $(\text{Na}, \text{Ca})_5\text{ZrSi}_6\text{O}_{17} \cdot (\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})$, которая отличается от общепринятой формулы для эвдиалита $\text{M}_7\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{Cl})$ и* от формулы, предложенной И. Д. Борнеман-Старинкевич $2[x_4y_2\text{Si}_6\text{O}_{17}(\text{OH})] \cdot \text{NaCl}$.¹ Библ. — 10 назв. (И. Д. Б.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14180.

58. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. 2-е, доп. М., Изд., АН СССР, 1957, 238 стр. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского). Q-36-IV, V.

В монографии приводятся данные по распределению редких и рассеянных элементов в почвах и излагаются обнаружившиеся геохимические закономерности. Одним из опорных разрезов являются почвы Хибинских тундр.

Приведена краткая характеристика почвенного разреза Хибинских тундр с полными химическими анализами. При характеристике поведения отдельных элементов в почвах приводятся данные по содержанию в почвах Хибин В, J, Br, Li, Rb, Na, K, Sr, Ba, Ca, редкоземельных элементов, Ti, Zr, Mn, Cu, Ra. В отдельных случаях высказываются представления о формах нахождения редких и рассеянных элементов в почвах Хибинских тундр. Библ. — 562 назв. (Е. С. А.).

59. Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. А. Некоторые данные об изотопном составе серы. Геохимия, 1957, № 3, стр. 183—186. Резюме англ. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Работа Ин-та геохимии и аналитической химии АН СССР.

Определены изотопные отношения S_{32}/S_{34} в рудных сульфиде́х ранней магматической дифференциации и вкрапленных в основные породы, сульфиде́х каменных метеоритов и вулканической сере. Проведены сопоставления с изотопным отношением серы в троилите железных метеоритов ($S_{32}/S_{34}=22.20$), которое благодаря своему постоянству выбрано в качестве стандарта.

Высокотемпературные рудные сульфиды были исследованы из Монче-тундры и Печенги:

Месторождение	S_{32}/S_{34}	Отклонения от стандарта (в ‰)	Минеральный вид сульфидов
Монче-тундра	22.178	—0.10	Пирротин
Мончегорск	22.140	—0.27	»
Печенга	22.136	—0.29	Халькопирит
Печенга	22.156	—0.20	Пирротин
Печенга, Ждановское месторождение	22.156	—0.20	»

Библ. — 6 назв. (Г. И. Ш.).

¹ Данные приведенных анализов не соответствуют выведенной формуле.

60. Вологовская Н. А. Щелочной комплекс Малого массива. Петрографический сб. № 2, М., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 22—38. (Матер. ВСЕГЕИ, пов. сер., вып. 21, Петрография). Q-36-I.

В 800 м к северо-востоку от Большого Ковдорского массива, сложенного ультраосновными, щелочными и карбонатными породами, обнаружена небольшая интрузия щелочных пород — Малый массив. Он залегает среди гнейсов, гнейсо-гранитов и жильных пегматитов архея и представлена сложной интрузией трещинного типа, сложенной трахитоидными ийолитами, трахитоидными нефелиновыми сиенитами и пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. В плане он имеет форму несколько пережатой линзы размером $80-120 \times 400$ м, ориентированной в направлении северо-восток под углом 65° . Развитие Малого массива началось с заполнения трещины меланократовой щелочной магмой с образованием дайки трахитоидного ийолита. Затем произошло внедрение 2-й порции магмы, давшей начало трахитоидным нефелиновым сиенитам, и, наконец, — 3-й порции магмы, образовавшей пойкилитовые нефелиновые сиениты. С породами 2-й и 3-й фаз связаны сиенит-пегматиты и сиенит-аплиты. Хим. состав этих трех типов пород в порядке их возникновения (соответственно в вес. %): SiO_2 — 43.36, 52.57 и 46.95; TiO_2 — 1.50, 0.71 и 1.48; Al_2O_3 — 15.70, 17.28 и 13.09; Fe_2O_3 — 4.70, 2.74 и 6.34; FeO — 5.20, 3.56 и 4.90; MnO — 0.10, 0.13 и 0.12; MgO — 7.53, 3.88 и 5.60; CaO — 12.70, 4.90 и 8.60; Na_2O — 6.20, 7.28 и 6.46; K_2O — 2.44, 3.94 и 2.80; H_2O — 0.34, 0.60 и 0.46; P_2O_5 — 0.50, 0.78 и 0.95; Cl — 0.04 и 0.07; п. п. п. — 0.34, 2.17 и 1.80; сумма — 100.12, 100.07 и 99.62. По особенностям химико-минералогического состава комплекс Малого массива, очевидно, стоит ближе к каледонским интрузиям ультраосновных щелочных и карбонатных пород, образовавшихся в процессе дифференциации ультраосновной магмы, чем к более молодым герцинским интрузиям нефелиновых сиенитов. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5343.

61. Вольфсон Ф. И., Крейтер В. И., Луккин Л. И. Основные итоги изучения структур рудных полей и месторождений в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 11, стр. 58—81. Q-36-III, VI, R-36-XIX, XXV.

Детальные исследования медно-никелевых месторождений Мончегорского района показали, что образование этих месторождений путем ликвации не подтверждается возрастными взаимоотношениями сульфидных рудных жил, тектонических нарушений и даек интрузивных пород. П. В. Лялин выделяет пять последовательных этапов в формировании структуры Мончегорского месторождения: 1) возникновение первичных трещин; 2) образование сколовых крутопадающих разрывов; 3) возникновение пологопадающих сбросов; 4) раскрытие трещин разрыва и внедрение даек; 5) раскрытие старых сколов и формирование рудных жил.

Связь сульфидного медно-никелевого оруденения с крупными дизъюнктивными нарушениями выявлена на м-нии Каула (Печенга). Формирование структуры этого месторождения шло в три этапа: 1) образование меридионального сброса; 2) образование сдвиговой зоны широтного простиранья; 3) перемещения вдоль широтной зоны, сопровождавшиеся брекчированием пород и внедрением рудной фракции.

В результате структурных исследований Цагинского титаномagnetитового месторождения выделяется три этапа его формирования: 1) образование вкрапленных титаномagnetитовых руд; 2) формирование сплошных титаномagnetитовых руд; 3) возникновение секущих линзовидных титаномagnetитовых тел. Библ. — 112 назв. (Ю. А. А.).

62. Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Высокое содержание лантана и церия в минералах агапитовых нефелиновых сиени-

тов Ловозерского массива (Кольский полуостров). Геохимия, 1957, № 4, стр. 334—336. Резюме англ. Q-36-V, VI.

При изучении минерала нордита из Ловозерского массива (Кольский полуостров) установлено, что в составе его нечетный элемент La находится в большем количестве (8,55% La_2O_3), чем соседний с ним четный элемент Ce (8,1% Ce_2O_3), что является отклонением от правила Оддо-Харкинса: из двух соседних элементов кларк четного элемента выше кларка нечетного. Приведены также данные о количественных соотношениях между редкоземельными элементами в минералах: эриките, стенструппине, беловите, лопарите, ринколите, апатите и некоторых породах (эвдиалите и пойкилитовом содалитовом сиените Ловозерского щелочного массива). Эти данные показывают, что редкоземельные элементы цериевой группы резко преобладают над элементами иттриевой группы. Количественные соотношения между редкоземельными элементами цериевой группы обычно $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr}$, причем наиболее щелочные элементы в количественном отношении значительно преобладают над остальными элементами. В составе пойкилитового содалитового сиенита, с которым связаны пегматиты, содержащие нордит, также наблюдается преобладание La и Ce над празеодимом, неодимом и самарием. Граф. — 1 табл. Библ. — 10 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1958, № 3, 4496.

63. Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М. О соотношении ниобия и тантала в агпайтовых породах Ловозерского щелочного массива. Геохимия, 1957, № 5, стр. 417—419. Резюме англ. Q-36-V, VI.

С целью уточнения соотношения между Nb и Ta в нефелиновых сиенитах было произведено определение этих элементов в породах Ловозерского щелочного массива — фойяите, эвдиалитовом и лопаритовом луюврите при помощи рентгеноспектрального метода с предварительным химическим обогащением. Содержание Nb и Ta в агпайтовых породах Ловозерского массива (0,037—0,266% Nb и 0,0033—0,0242% Ta) значительно выше их среднего содержания в нефелиновых сиенитах, приведенного в работах В. М. Гольдшмидта (0,02% Nb_2O_5) (В. М. Гольдшмидт, сб. статей по геохимии редких элементов, ГОНТИ, 1938 г.), К. Ранкама и Т. Сахама (0,031% Nb и 0,00008% Ta (К. Rankama, Th. Sahama, Geochemistry, Chicago, 1950 г.)). Соотношение между содержанием Nb и Ta в Ловозерских минералах и породах колеблется в пределах 9—15,4. По данным Ранкама и Сахама, для нефелиновых сиенитов подобное соотношение равно 387,5. Установленное для Ловозерских пород соотношение аналогично таковому для главных типов магматических пород, которое, по Ранкама и Сахама, колеблется от 4,8 (граниты) до 17,3 (габбро). Библ. — 8 назв. (Н. Е. З.). РЖ Геол., 1958, № 5, 8410.

64. Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в циркониевых минералах Ловозерского массива. Геохимия, 1957, № 8, стр. 696—698. Резюме англ. — Q-36-V, VI. Работа ГЕОХИ АН СССР, 1953—1957 гг.

Приводятся результаты количественного определения Zr и Hf в циркониевых минералах Ловозерского массива — эвдиалите, ловозерите, цирконе, катаплеите, титано-ловените, цирфесите, марганцевом циркопале, белянкините и др. Определения выполнены на длинноволновом рентгеновском спектрографе с изогнутым кристаллом кварца в качестве анализатора. Содержание Hf в названных минералах колеблется от 0,10 до 1,40% HfO_2 , причем максимальное его количество отмечается в Zr. В наиболее распространенном в Ловозерском массиве циркониевом минерале — эвдиалите содержится 0,13—0,25% HfO_2 . Отношение Zr/Hf в минералах колеб-

лется в пределах 37—78. Наибольшее его значение характерно для ловозерита (72—78) и наименьшее — для катаплеита (46—48) и цирфесита (37—38), т. е. для минералов, являющихся вторичными по эвдиалиту. Установлено, что отношение Zr/Hf в циркониевых минералах агпаитовых пород (эвдиалите, ловозерите) выше, чем в минералах, характерных для миаскитовых пород (цирконе). Библ. — 7 назв. (Н. Е. З.). РЖ Геол., 1958, № 10, 17778.

65. Гинзбург И. В. О вариациях состава минералов в зоне контакта сподуменовых пегматитов и основных пород Кольского полуострова. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 8, 1957, стр. 61—76.

Контакт сподуменовых пегматитов с амфиболитами и анортозитами в Колмозерско-Вороньинском районе Кольского полуострова при полном его развитии представлен последовательной сменой следующих зон: 1) амфиболит или анортозит с биотитом, гольмквиститом и турмалином; 2) приконтактные плагиоамфиболовые гнейсы с теми же минералами; 3) экзоконтактные биотит-гольмквистит-турмалиновые гнейсы и сланцы; 4) эндоконтактные плагиоклазиты и плагиоаплиты с апатитом, биотитом, турмалином, гольмквиститом; 5) приконтактные аплиты с апатитом, гранатом, мусковитом, турмалином, микроклином; 6) мелкозернистые пегматиты с апатитом, мусковитом, микроклином, сподуменом, турмалином. Большинство минералов обнаруживает изменение свойств и состава по мере перехода от одной зоны к другой. Номер плагиоклаза закономерно уменьшается от 65—45 в 1-й зоне до 10—5 в последней. Размер его выделений сначала уменьшается, а далее снова возрастает. Двойникование в 1-й зоне сложное, затем исчезает совсем или появляются простые альбитовые, реже карлсбадские двойники. Зональность наиболее резко проявлена в плагиоклазе из 3-й зоны. Плагиоклаз из вмещающих пород обогащен Ba, Sr, V, Fe, Ti, а из эндоконтакта — Be. Роговая обманка встречается только во вмещающих и околожильных породах. С приближением к пегматиту у нее возрастает содержание Fe. Спектрально в ней зафиксированы Cr, Co, Ni, V, типичные для вмещающих пород, а также Sn и Be, характерные для пегматита. Клиноцоизит и эпидот широко распространены во вмещающих и околожильных породах и изредка обнаруживаются в самом эндоконтакте. Гольмквистит является главным типоморфным минералом околожильных образований. Во вмещающих породах он образует тонкие копьевидные кристаллы, секущие плагиоклаз, роговую обманку, клиноцоизит. В эндоконтакте кристаллы располагаются перпендикулярно зальбанду. Биотит присутствует главным образом во вмещающих и околожильных породах, а также непосредственно в зоне эндоконтакта. В направлении от вмещающих пород к пегматиту в биотитах возрастает светопреломление и содержание Fe и Li. Кроме Sr, Ca, Ti, V, Cr, Ni, Co, в биотите содержатся Li, Be, Sn и Tl, типичные для пегматита. Турмалин встречается как в эндо-, так и в экзоконтакте. В направлении к пегматиту у турмалина понижается светопреломление из-за уменьшения Cr, возрастает двупреломление и тоня плеохроизма становятся более светлыми. В турмалине из эндоконтакта появляются характерные для пегматита Li, Sn, Be, Na, Zn, Ca. Спессартин наиболее обычен в зонах эндоконтакта, но изредка встречается и во вмещающих породах. Свойства его во всех случаях сравнительно мало изменяются. Апатит преимущественно сосредоточен в эндоконтакте. В направлении от вмещающих пород к пегматиту апатит меняет белый цвет на голубой и затем зеленый, одновременно исчезают аномальные явления двуокиси и несколько возрастает двупреломление. Мусковит во вмещающих и околожильных породах не встречен. В направлении к центру жил светопреломление и угол оптических осей мусковита возрастают точно так же, как и содержание Li, Be, Tl.

Вокруг сподуменовых пегматитов наблюдается ореол рассеяния Na, K, Li, B, Sn, а также P, F, Pb, Be, Tl, Ag, Y, Mo, Bi, что может быть использовано для поисков пегматитов и особенно слепых тел. Библи. — 4 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, №-6, 10199.

66. Гинзбург И. В. Об одном примере генетической связи редкометальных пегматитов с гранитными породами. В сб.: Вопросы геологии и геохимии гранитных пород, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 164—193. (Тр. ИГЕМ, вып. 5).

Немые парагнейсы района с согласными телами ортоамфиболитов залегают среди олигоклазовых гранитоидов. В парагнейсах развиты двуслюдяные и мусковитовые пегматиты, в ортоамфиболитах известны слюдяно-турмалиновые, слюдяные, турмалиновые и редкометальные пегматиты.

Пегматиты, залегающие среди щелочных гранитов и метаморфических пород, генетически связывают со щелочными гранитами. В микроклиновых гранитоидах типичные пегматиты редки. Пегматоидные обособления и жилы пегматита имеют неправильную форму и дают текстурные переходы к граниту.

В комплексе олигоклазовых гранитоидов развиты пегматоидные обособления и жилы гранит-аплит-пегматитов кварцполевошпатового состава с примесью биотита, мусковита, турмалина, магнетита. Мусковитовые и сподуменовые пегматиты могли возникнуть только в результате дифференциации обогащенных микроклином дериватов олигоклазовых гранитоидов. Минералогический состав мусковитовых и сподуменовых пегматитов ближе всего подходит к составу олигоклазовых гранитоидов, обогащенных микроклином. Состав сподуменовых пегматитов хорошо связывается через ряд промежуточных типов с составом микроклиновых разновидностей олигоклазовых гранитоидов. Обстоятельства, приведшие к концентрации в олигоклазовых гранитоидах остаточных расплавов в виде обособлений и жил, обеспечили возможность и дальнейшей их дифференциации, вплоть до появления растворов и расплавов, давших мусковитовые и сподуменовые пегматиты. Таким образом, редкометальные пегматиты связаны с комплексом олигоклазовых гранитов. Граф. — 6 табл. Библи. — 17 назв. (А. В. А.).

Прим. ред. Все положения статьи опровергнуты позднейшими дискуссиями и исследованиями. Возраст гранитов перепутан. Поведение микроэлементов основано лишь на сомнительных старых данных качественных спектральных анализов. Утверждение связи редкометальных пегматитов с олигоклазовыми гранитами оказывается неверным и отрицательным для развития поисковых работ.

67. Глазковский А. А. Состояние и перспективы рудной базы никелевой и кобальтовой промышленности. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 18—28. Q-36-III, R-36-XIX, XXV, XXXIII.

На Кольском полуострове имеются два главных никеленосных района — Печенгский и Мончегорский.

В Печенгском районе никелевые месторождения образуются в лежащем боку интрузивных тел серпентинитов при обязательном наличии разрывных тектонических нарушений. В западной половине рудной зоны выявлена и разведана группа месторождений.

Разведываются м-ния Котсельваара и Кириеджипори, разрабатывается Каммикиви. Начато крупномасштабное геологическое картирование.

Бурением на горе Травяная-Кумужья на глубине 500—600 м выявлена зона медного, а ниже ее — зона никелевого оруденения (Ю. В. Г.).

68. Горбунов Г. И., Козлов Е. К. Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова. В сб.: Богатства недр Кольского

полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 36—66. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Месторождения Монче-тундры залегают в расслоенном массиве основных и ультраосновных пород второй стадии посткарельского интрузивного цикла. Они делятся на: 1) сингенетические месторождения вкрапленных руд, приуроченные к приконтактовым частям массива и к слоям оливковых пироксенитов и перидотитов, и 2) эпигенетические жильные месторождения массивных, богатых руд, приуроченные к трещинам в интрузии.

Месторождения 1-го типа представлены «донными залежами». Предполагается, что время образования вкрапленных руд совпадает с периодом аутометаморфизма изверженных пород. Растворы, из которых отлагались сульфиды, вероятно, представляли собой сильно конденсированную плотную среду с различным содержанием воды в отдельных частях массива.

Месторождения 2-го типа, представленные сульфидными жилами Ниттис-Кумужья-Травяная, гнездовыми скоплениями в придонной части массива и рудными брекчиями оз. Морозового, служат главным объектом разработок. Жилы плитообразной формы со слабо волнистыми весьма четкими контактами простираются в направлении длинной оси массива (близко к меридиональному) и имеют почти вертикальное падение. Жильные руды генетически связаны с более поздними дифференциатами — с полевошпатовыми основными породами, а также с габбро-пегматитами, которые секут ультраосновные породы, выполняющие ту же систему трещин, что и жилы.

Состав руд 1-го и 2-го типов месторождений сходен. Главные минералы: пирротин (22—92%), пентландит (5—65%), халькопирит (2.5—16.2%); часто встречаются пирит и магнетит. Изменения боковых пород выражаются в отальковании и карбонатизации. Рудоотложение протекало при сравнительно низких температурах из специфического гидротермального раствора, обладающего значительной плотностью и вязкостью, а также высокой концентрацией компонентов сульфидных минералов.

Месторождения Печенги залегают в пределах печенгской свиты метаморфизованных эффузивно-осадочных пород, прорванных межпластовыми интрузиями древних габбро-диабазов, не несущих оруденения, и более молодых ультраосновных рудоносных пород. Позже в крутые трещины меридионального простирания внедрились дайки диабазов. Рудоконтролирующей является широтная сдвиговая зона, вмещающая все сульфидные месторождения, проходящая вдоль контактов интрузивных тел с филлитовыми сланцами и наклоненная к югу под углом 35—60°. Рудные тела обычно расположены как в самой тектонической зоне, так и в серпентинитах и филлитах, где рудная минерализация представлена сетью прожилков и вкрапленностью. Богатые брекчиевые или сплошные массивные руды в тектонической зоне локализуются в местах сопряжения нарушений и в плоскостях отслаивания. Руды (брекчиевые, сплошные сульфидные, оруденелые серпентиниты, оруденелые филлиты) сложены пирротинитом и халькопиритом, а также магнетитом, ильменитом, пиритом, марказитом, виоларитом, сфалеритом, галенитом, борнитом и хлоантитом. Интенсивное изменение боковых пород, обилие в рудах низкотемпературных минералов, а также типичных жильных минералов (кварца и кальцита) позволяет предполагать, что рудоотложение происходило из гидротермальных растворов. Граф. — 4 табл. (В. И. Б.). РЖ Геол., 1958, № 10, 17915.

69. Горлов Н. В., Симонов Г. Ф. Закономерности размещения мусковита в пегматитах северо-западного Беломорья. ДАН СССР, 1957, т. 117, № 5, стр. 874—877. Q-36-II.

Пегматитовые жилы Беломорья подразделяются на плагиоклазовые, смешанные (существенно-плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые и

существенно-микроклиновые) и микроклиновые. Плагиноклазовые пегматиты состоят из олигоклаза № 18—28, кварца и мусковита с примесью граната, турмалина, биотита и апатита. Слюдоносные плагиноклазовые жилы обладают среднезернистым строением и пегматоидной структурой, в краевой или осевой части содержат кварц-мусковитовый агрегат. Пегматиты смешанного состава характеризуются более сложным минеральным составом за счет появления метасоматических минералов: апатита, граната, турмалина, редкометалльных минералов альбита, а также слюды поздних генераций. Во внутреннем строении отмечается зональность (от контактов к центру): 1) зона плагиноклазового пегматита, 2) зона смешанного состава, 3) зона микроклинового пегматита, 4) кварцевое ядро. Кварц-мусковитовый агрегат тяготеет к внутренней границе зоны плагиноклазового пегматита, а в случае ее отсутствия развивается непосредственно на контакте с вмещающими породами или в виде гнезд среди зоны смешанного состава. С переходом к микроклиновым пегматитам слюдоносность жил падает. Кварц-мусковитовый агрегат развивается метасоматически по плагиноклазу, являясь продуктом его гидролиза. Микроклин образуется позже не только плагиноклаза, но и кварц-мусковитового агрегата, так как последний замещается калишпатом. Вертикальная зональность выражается в постепенной смене с глубиной плагиноклазового типа — смешанным и затем микроклиновым. Библ. — 6 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 12, 20906.

70. Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов северо-западного Беломорья. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 86, вып. 6, 1957, стр. 671—684. Q-36-II, VIII.

Типичные слюдоносные пегматиты Карелии характеризуются зональным строением. По периферии тел всегда развита зона плагиноклаза № 20—28, имеющая аплитовидную, ортотектитовую или пегматоидную структуру. К центру тела появляется зона смешанного плагиноклаз-микроклинового состава, часто письменной структуры, а в самом центре — микроклиновый пегматит блокового строения, нередко также содержащий ихтиоглипты кварца. В некоторых жилах появляются «кварцевые оси». Кварц-мусковитовый агрегат располагается в основном на границе зоны плагиноклазового состава и смешанной зоны, а в случае отсутствия микроклиновых зон — непосредственно в центре жил. В микроклиновых жилах кварц-мусковитовый агрегат практически отсутствует. С глубиной плагиноклазовые и плагиноклаз-микроклиновые жилы переходят в микроклиновые, в связи с чем в них исчезает и ослюдование. Кварц-мусковитовый агрегат является продуктом метасоматической переработки плагиноклазового пегматита, протекающей с некоторым привнесом К. Процесс формирования дифференцированных слюдоносных жил Карелии условно можно разбить на два этапа. В первый этап путем кристаллизации алюмосиликатного материала, почти не содержащего К, образуется плагиноклазовый пегматит. На втором этапе в жильную полость поступает метасоматизирующий материал, сначала бедный К, затем все более насыщенный им. В развивающихся метасоматических реакциях формирование (и пространственное положение) кварц-мусковитового агрегата предшествует микроклинизации и отвечает передовому фронту калиевого метасоматоза. Библ. — 12 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14049.

71. Горшкова Т. И. Органическое вещество и карбонаты в осадках Белого моря. В сб.: Материалы по комплексному изучению Белого моря. I. М.-Л., Изд. АН СССР, 1957, стр. 472—488.

Количество органического вещества определялось по органическому углероду. Для суждения об источниках его накопления определялось также содержание общего азота. Кроме химических определений, был выполнен механический анализ осадков.

Содержание органического углерода в осадках Белого моря колеблется от 0.09 до 2.2%. Среднее его значение для Белого моря 1.14%.

В заливах и бухтах наибольшее содержание органического углерода составляет 4.37%, осадки обогащены водорослями (Воронья губа).

Во взвешях, принесенных р. Сев. Двиной, органическое вещество (углерод) составляет 2.8—3.17%.

Накопление органического вещества находится в прямой зависимости от механического состава осадков, направления и силы течения. Илистые частицы адсорбируют больше органического вещества, поэтому содержат его в большем количестве.

Накопление органического вещества в бассейне Белого моря располагается симметрично по обе стороны центральной части бассейна, что, видимо, связано с малыми глубинами в области предполагаемой границы последнего оледенения.

По содержанию органического вещества, так же как по биомассе бентоса, осадки Белого моря тождественны коричневым осадкам северной части Баренцева моря.

При накоплении органического вещества в водоеме существенную роль играют климатические и гидрологические факторы.

Содержание органического вещества в нижних слоях осадков Белого моря постепенно уменьшается и при толщине осадка в 60 см убывает до 0.5%.

Ледниковые осадки содержат очень малое количество органического углерода, выражающееся сотыми долями процента.

Содержание карбонатов в осадках Белого моря является незначительным и колеблется в пределах 0.02—3.99% карбонатной CO_2 .

Берега Белого моря сложены главным образом гранитами и гранито-гнейсами, их обломочный материал очень беден карбонатами. Количество ракушечника также незначительно.

Изменение содержания карбонатов по вертикали не дает какой-либо однообразной картины, количество карбонатов колеблется в тех же пределах, как и в верхнем слое осадков. Граф. — 8 табл. Библ. — 17 назв. (А. Л. Р.).

72. Д у д ы к и н а А. С., С е м е н о в Е. И. Ловозерский и Хибинский массивы — редкометальная биогеохимическая провинция. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 35—37. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-IV—VI.

Для проверки наличия в почве и растительности Ловозерских и Хибинских тундр редких элементов были взяты образцы из гумусового горизонта (А) почв, покрывающих тела щелочных пегматитов, образец ила со дна оз. Ильма и образцы растений. Количественный спектральный анализ собранного материала производился на Ti, Nb, Zr, Be, La, Yt, Sr. Прочие элементы определялись визуально с полуколичественной оценкой концентрации. Результаты анализов приведены в таблицах, из которых следует, что Ловозерские и Хибинские тундры являются специфической редкометальной биогеохимической провинцией — циркониевой, ниобиевой, редкоземельной, бериллиевой, титановой, стронциевой, хотя эндемичность флоры и фауны пока не отмечена. Содержание этих элементов в некоторых почвах (в вес. % на прокаленное вещество: ZrO_2 — до 0.35; BeO — до 0.15; Nb_2O_5 — до 0.16) наиболее высокое из известных в литературе. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14303.

73. Е л и с е е в Э. Н. Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит—фаялит. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1957, ч. 86, вып. 6, стр. 657—670.

Для 12 проб оливина из месторождений Кольского полуострова приведены оптические константы и данные рентгенограмм порошков, а 5 из

них проанализировано химически. Для всех оливинов определены параметры элементарной ячейки: a_0 , b_0 , c_0 . Описана методика определения показателей преломления, индексов отражений у рентгенограмм порошка, размеров элементарной ячейки. В целом эти методики являются общепринятыми.

По результатам расчета рентгенограмм порошков оливина составлены графики зависимости межплоскостных расстояний и параметров элементарной ячейки от состава минерала. Указано, что эти графики могут быть использованы для приблизительных определений состава минералов. Наибольшую ценность эти графики имеют для определения состава оливинов с высоким содержанием железа, и в частности для определения состава оливинов металлургических шлаков. Граф. — 6 табл. Библ. — 19 назв. (А. К. Я.). РЖ Геол., 1958, № 8.

74. Е л и с с е в Э. Н., Д е н и с о в А. П. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вестн. ЛГУ, 1957, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, стр. 68—78. Резюме англ.

Широкое распространение имело представление о пирротине как о твердом растворе (SbFeS , Fe_3O_4 в FeS). Число атомов железа в структуре пирротина может изменяться от 2 до 1.6. Максимальное содержание S достигает 55.5 атм. %. Существует непрерывный ряд твердых растворов, имеющих общую формулу $\text{Fe}_{n-1}\text{S}_n$, где n — целое число от 5 до 22.

Пирротин имеет несколько полиморфных модификаций: три низкотемпературные (α' , α'' , γ) и две высокотемпературные фазы (β и δ).

Для установления зависимости размеров элементарной ячейки от состава было изучено рентгенометрически 25 образцов пирротина Кольского полуострова. Выполнен химический анализ пирротинов с содержанием S (в атм. %): 50.20; 51.95; 52.00; 52.85; 52.94; 53.15; 53.17; 53.42; 53.55.

Изученные пирротины составляют почти непрерывный ряд твердых растворов и представляют собой ферромагнитную модификацию пирротина (β -пирротин). Образец с 50.8 атм. % S является парамагнитным α -пирротин. Для всего ряда отмечается равномерное изменение размеров элементарной ячейки. Результаты химических анализов, а также значения удельных весов пирротина служат опорными данными при построении диаграмм состав—свойства. По мере увеличения дефицита железа размеры элементарной ячейки уменьшаются. Особенно сильные изменения характерны для оси c_0 . Размеры элементарных ячеек пирротин. хорошо согласуются с размерами ячеек искусственных сульфидов железа. Зависимости рентгеновских констант от состава одинаково справедливы и для природных и для искусственных сульфидов железа. Диаграммы, характеризующие изменения параметров в зависимости от состава, предлагается использовать для определения состава пирротина по c_0 и a_0 . Отмечаются хорошие совпадения в определении состава по химическим данным, удельному весу и размерам элементарной ячейки. Библ. — 15 назв. (А. П. Д.).

75. Е р м о л а е в М. М. Глубинные разломы и их связь с металло-генией. Бюлл. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1957, № 2, стр. 3—6.

Производится сопоставление связи магматических провинций, их типов и истории развития с глубинными разломами на Кольском полуострове, Урале, Сибирской платформе, Казахстане, Тянь-Шане, Алтае, Саянах и Крайнем востоке СССР.

Отмечается, что глубинные разломы имеют более глубокое заложение и более длительно развиваются, чем складчатые структуры. В пределах одной зоны разлома возможны многократные и многофазные интрузии. Типы глубинных разломов разнообразны как по морфологии, так и метал-

логении. Последняя определяется глубиной и возрастом разломов, а не их морфологией. Для ряда примеров указывается, что более древние разломы (более длительного развития) сопровождаются внедрением более основных пород.

Если разлому соответствует определенная металлогеническая провинция, то максимум месторождений приурочен к самой зоне разлома и опережающим ее трещинам. Если глубинные разломы секут платформы (или направление линейной складчатости), тип рудообразования определяется типом магматизма, вызванного разломом. Для Кольского полуострова отмечается недостаточная изученность системы глубинных разломов, но уже сейчас очевидна приуроченность к ним ряда интрузий основного, ультраосновного и щелочного состава (Вуориярви, Ена, Африканда, Лесная варака, Хибинский и Ловозерский плутоны, Печенга, Монча и др.). Высказывается предположение о наличии на Кольском полуострове не только палеозойских разломов, но и более древних (не позже протерозоя), с неоднократным проявлением магматизма и наложением рудных полей. Библ. — 8 назв. (В. А. Т.).

76. Е с ъ к о в а Е. М. Гентгельвин из щелочных пегматитов. ДАН СССР, т. 116, 1957, № 3, стр. 481—483. Q-36-V, VI.

В полевошпатовых пегматитовых прожилках, находящихся в небольшом останце авгит-порфириров, в кровле интрузии нефелиновых сиенитов Ловозерского массива, был установлен гентгельвин. Прожилки обладают мощностью до 10 см, центральная часть их мощностью до 5 см почти целиком состоит из кристаллов полевого шпата с редкими включениями зерен содалита. На стыках содалита с полевым шпатом и наблюдались гентгельвин. Минерал образует выделения неправильной формы размером до 1×0.5 см, обычно меньше 0.2×0.1 см. Кристаллы не наблюдались. Окраска — от почти бесцветной до голубовато- и изумрудно-зеленой. Уд. в. 3.55. В шлифах гентгельвин представлен ксеноморфными, обычно бесцветными зернами, изотропен, рельеф высокий, N изумрудно-зеленого гентгельвина равен 1.742. Растворяется в кислотах с выделением H_2S . Хим. состав (в вес.%): SiO_2 — 27.35; BeO — 12.00; ZnO — 40.0; MnO — 10.21; Fe_2O_3 — 6.70; S — 5.74; сумма — $102.0 - 2.87 = 99.13$. FeO не определялась, при пересчете Fe_2O_3 на FeO состав минерала отвечает формуле $(Zn, Mn, Fe)_8(BeSiO_4)_6 \cdot S_2$. От гентгельвина Колорадо ловозерский минерал отличается повышенным содержанием Mn . Пегматитовые прожилки, содержащие гентгельвин, относятся к пегматитам линии скрещения; вместо обычных для пегматитов массива силикатов Be , титано- и цирконо-силикатов они содержат гентгельвин, циркон и манганильменит. Библ. — 4 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1958, № 6, 10265.

77. Ж и р о в К. К., З ы к о в С. И., С т у п н и к о в а Н. И. О прочности связи различных изотопов свинца в структуре ортита. Геохимия, 1957, № 2, стр. 147—154. Резюме англ. Q-36-VIII.

Приводятся результаты опытов по определению изотопного состава Pb , извлекаемого при повторных выщелачиваниях раствором ацетата аммония из ортита пегматитов Койта-тундры (Северная Карелия—южная часть Кольского полуострова). Различные изотопы Pb и даже одни и те же изотопы, различающиеся происхождением (радиогенные и нерадиогенные), имеют различное положение в структуре минералов. Наиболее легко выщелачивается изотоп ^{204}Pb и часть изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb нерадиогенного происхождения. Труднее выщелачиваются радиогенные ^{206}Pb и ^{207}Pb . Отношение их в ходе повторных выщелачиваний остается неизменным. Наиболее прочно удерживаются ^{208}Pb . При последовательных выщелачиваниях различия в свойствах отдельных изотопов сглаживаются. Легкость ухода части обычного Pb из минерала свидетельствует,

по-видимому, о его вторичном вхождении. Библ. — 12 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1958, № 4, 6458.

78. И в а н о в а Т. Н. Хибинские апатито-нефелиновые месторождения. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 17—35. Q-36-IV, V.

В работе приводятся краткая история исследования апатитовых месторождений, основные черты геологии всего Хибинского массива, геологическое строение Хибинских апатито-нефелиновых месторождений: Кукисвумчорр-Юкспорского, Расвумчоррского, Куэльпорского, Поачвумчоррского, Ньюорпахк-Суолуайвского и Лявойокского и Валепахкского рудопроявлений. Далее приводится описание основных и характерных широко развитых типов апатито-нефелиновых руд: пятнистых, пятнисто-полосчатых, брекчиевых, линзовидно-полосчатых, сетчатых и блоковых. Кроме того, описаны поачвумчоррские апатитовые породы и апатитовые породы со сфеном р. Лявойока и горы Валепахк. (Т. Н. И.). См. также РЖ Геол., 1958, № 10, 17962.

79. К а л и т а А. П. О составе обручевита — гидратированной урано-иттриевой разновидности пирохлора. ДАН СССР, 1957, т. 117, № 1, стр. 117—120. Q-36-VII.

В северо-западной Карелии, в районе Алакуртти, в пегматитовой жиле, залегающей на контакте биотитовых плагиогнейсов с амфиболитизированным габбро, обнаружен минерал группы пирохлора, который был назван А. А. Беусом обручевитом. В пегматитовой жиле выражена симметричная зональность, существенно проявились процессы замещения. Обручевит наблюдается в зоне замещения в альбите в виде неправильных выделений и гнезд (5 см и более в поперечнике); иногда находится в тесной ассоциации с гранатом, заполняющим трещины в альбите, сопровождается мусковитом. Минерал коричневый, различных оттенков, блеск его стеклянный до алмазного, излом раковистый, твердость 4.5—5, уд. в. 3.60—3.80, изотропный, с N от 1.830 до 1.835. Хим. состав по двум анализам (в вес. %): Na_2O — 2.43 и 2.03; K_2O — 0.31 и 0.70; CaO — 2.82 и 2.66; MgO — 0.26 и 0.18; MnO — 0.35 и нет; Y_2O_3 — 11.34 и 11.73; Ce_2O_3 — 0.66 и 1.13; ThO_2 — 0.26 и 0.11; UO_3 — 9.72 и 10.50; Fe_2O_3 — 4.30 и 3.52; Al_2O_3 — нет и 1.40; SiO_2 — 3.78 и 3.20; TiO_2 — 6.29 и 2.74; Nb_2O_5 — 37.54 и 37.30; Ta_2O_5 — 5.47 и 7.23; в первом анализе H_2O^+ — 7.77 и H_2O^- — 6.48; во втором H_2O — 14.50; п. п. п. — нет и 1; сумма — 99.78 и 100.33. Автор рассматривает минерал как гидратированный пирохлор с формулой $(\text{Y, Na, Ca, U} \dots)_{1.27} \cdot (\text{Nb, Ta, Ti, Fe})_2 (\text{O}_{5.40} \text{OH}_{0.60}) \cdot 1.13 \text{H}_2\text{O}$. Обручевит метамиктный, после прокаливании до 1100° дает порошкограмму, аналогичную таковой для пирохлора. Для различно окрашенных разновидностей вычислено a_0 от 10.0 до 10.34 Å. Библ. — 2 назв. (Э. М. К.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14169.

80. К и р и ч е н к о Л. А. Новые данные о палеозойских породах на Кольском полуострове. Бюлл. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1957, № 3, стр. 10—13. R-37-XXXII.

Дается краткая геолого-петрографическая характеристика палеозойских пород, развитых в районе Контозера, где они были впервые обнаружены автором в 1952 и 1954 гг. Здесь найдены: 1) глинистые сланцы и карбонатные породы; 2) эффузивные и связанные с ними авгитовые порфириды, туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты; 3) интрузивные породы (нефелиновые сиениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, щелочные сиениты); 4) фенитизированные олигоклазовые гнейсограниты. Проводится сравнение этих образований с породами района Ловозеро.

Стратиграфический разрез (сверху вниз): авгитовые порфириды — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты — глинисто-карбонатные породы — глинистые сланцы — перерыв — гнейсы и гнейсограниты кристаллического

фундамента. Мощность палеозойской толщи не превышает нескольких десятков метров. Она палеонтологически не охарактеризована. Сходство пород Контозера с реликтами кровли Ловозерского плутона позволяет считать эти породы разновозрастными.

Возраст щелочных пород Контозерского массива определяется наличием секущих жил якупирангитов в карбонатных брекчиях и прожилков щелочных сиенитов — в авгитовых порфиритах. Библ. — 6 назв. (А. Л. Р.). См. также РЖ Геол., 1959, № 9, 17835.

81. К о з л о в Е. К. Геология никелевых рудопоявлений Кольского полуострова и перспективы развития сырьевой базы. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 59—71. Q-36-III, R-36-XIX.

Наибольшее количество никеленосных интрузий и медно-никелевых месторождений приурочено к Печенго-Варзугской структурной подзоне. Меньший, но все же значительный интерес представляют район развития гранулитовой формации и Южная зона. Породы Печенгского синклиниория мощностью 10—15 км состоят из четырех покровов эффузивных диабазов, разделенных прослоями туфогенно-осадочных пород, наиболее мощный из которых находится на границе третьего и четвертого покрова, куда и приурочены все известные медно-никелевые месторождения Печенги.

Пространственное распределение печенгских месторождений контролируется двумя факторами: структурным (трещинным) и литологическим. Главнейшие промышленные руды Печенги — оруденелые метаморфизованные ультраосновные породы, оруденелая тектоническая брекчия и массивная руда. В настоящее время большинство геологов отказалось от идеи сульфидной магмы и считает происхождение печенгских месторождений гидротермальным.

Мончегорский район изучен более детально. Мончегорский никеленосный плутон состоит из трех массивов (Ниттис-Кумужья-Травяная, Сопча и Нюд-Поаз), являющихся в пространстве и во времени единым образованием. Форма его дна мульдообразная, с погружением на юго-запад. Плутон имеет дифференцированное строение, сложен ультраосновными и основными породами. Рудопоявления можно объединить в два типа: 1) сингенетические руды, приуроченные к первично-магматическим структурам; 2) эпигенетические руды, приуроченные к наложенным структурам. Первый тип представлен вкрапленными, второй — сплошными рудами.

Интересное месторождение было обнаружено в пределах гранулитовой формации. Здесь сульфидные медно-никелевые руды приурочены к телам гиперстеновых норитов, имеющих линзовидную форму. Только три норитовых тела содержат рудную вкрапленность.

Цагинский массив, сложенный крупно- и среднезернистыми габбро-лабрадоритами, по строению напоминает Монче-гундру. Сульфидные медно-никелевые проявления представлены мелкой и редкой вкрапленностью.

Массив Застейд-II мало изучен, природа сульфидного оруденения не ясна, руды бедные.

Из обзора следуют выводы: 1) перспективные зоны Кольского полуострова геологически изучены недостаточно; 2) выявленные рудопоявления недоразведаны и однозначного ответа их перспективности дать нельзя; 3) намечены общие закономерности, определяющие перспективность районов в отношении нахождения богатого оруденения: а) сульфидные месторождения генетически и парагенетически связаны с дифференцированными основными и ультраосновными интрузиями; б) намечается определенная связь богатых руд с узлами сочленения никеленосных интрузий и тектони-

ческих зон; в) ликвационно-магматическая теория на месторождениях Кольского полуострова не находит подтверждения; г) для расширения перспектив сырьевой базы медно-никелевой промышленности необходимо увеличить объем геолого-съемочных, буровых и геофизических работ; д) наиболее перспективными районами в настоящее время являются Печенгский, Мончегорский и Западный (В. С. Д.).

82. К о з л о в Е. К. Краткие сведения по истории исследования геологии и полезных ископаемых Кольского полуострова. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 5—16. РЖ Геол., 1959, № 2, 2312.

83. К о з л о в Е. К. Основные проблемы изучения медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1957, № 1, стр. 90—99. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Результатом поисково-разведочных, картировочных и научно-исследовательских работ, проведенных на Кольском полуострове в послевоенное время, явилось создание надежной сырьевой базы для медно-никелевой промышленности полуострова.

Установлено, что месторождения Мончи являются первично-магматическими, Печенги — существенно гидротермальными и к третьей группе относятся месторождения пока неопределенного генезиса. История образования месторождений Мончи и Печенги очень типична. На их примерах делается вывод о необходимости тщательной ревизии геологосъемочных материалов и постановки широких петрологических и минералого-геохимических исследований основных интрузий Кольского полуострова.

Отрицательные результаты поисков промышленного никеля в ряде районов еще не являются окончательными. Наряду с буровыми работами должны развиваться научные исследования для решения следующих главных задач.

1. Выяснение истории развития и взаимоотношений намечающихся тектономагматических комплексов Кольского полуострова.

2. Выяснение влияния вмещающих пород на рудоносность интрузий, а также значения S этих пород.

3. Изучение петрологии и геохимии главных интрузий как рудоносных, так и нерудоносных.

4. Постановка экспериментальных работ с рудообразующими растворами.

5. Изучение природы никеля в породообразующих и вторичных минералах рудоносных и потенциально рудоносных интрузий. Библи. — 8 назв. (Л. А. В.).

84. К р а т ц К. О., Н у м е р о в а В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. В сб.: Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I, Л., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 19—34.

Дана геологическая характеристика строения восточной части Балтийского щита, которая опирается на стратиграфическую схему, составленную В. А. Перевозчиковой и другими к геологической карте мелкого масштаба, и содержит краткие сведения по стратиграфии, магматизму, абсолютному возрасту и полезным ископаемым. Раздельно описывают архейскую, беломорскую и кольскую серии гнейсов, отмечая в последней спорность возрастных соотношений биотитовых и гранато-биотитовых гнейсовых толщ относительно друг друга.

Описывается новое подразделение протерозоя на три группы.

1. Нижний протерозой представлен преимущественно или вулканогенными или первичноосадочными породами в разных тектоно-фациальных зонах. Венчается разрез вулканогенными породами тунгудско-над-

вопцкой и намечающейся имандровской серий. Условно сюда отнесены гнейсо-сланцы флишоидного типа ладожской серии.

2. Средний протерозой характеризуется переходным от геосинклинали к платформе типом осадкообразования, пологоскладчатыми структурами, низким метаморфизмом и представлен в своей древней части преимущественно осадочными образованиями, а в более молодой — вулканогенными. Печенгская серия условно отнесена к среднему протерозою.

3. Верхнепротерозойские образования представлены конгломератами, кварцито-песчаниками и глинистыми сланцами. Гиперборейская серия условно считается верхнепротерозойской.

Магматизм докембрия характеризуется широким развитием разновозрастных рядов пород от ультраосновных и основных до кислых. Палеозой представлен интрузивными образованиями ультраосновного, основного и щелочного типа и реликтами вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты.

В тектоническом отношении на рассматриваемой территории выделяется Беломорский блок сложноскладчатых архейд, обрамленный с северо-востока и юго-запада складчатыми карелидами, среди которых выделяется ряд крупных синклинорных и антиклинорных зон. Колебательные движения малой амплитуды в верхнем докембрии привели к образованию синеклиз, выполненных почти ненарушенными отложениями иотнийской серии. Существенно терригенные образования гиперборейской формации, возможно, выполняли краевой прогиб севернее расположенной геосинклинали. Библ. — 8 назв. (Ф. Ф. Р.).

85. Кузьменко М. В. К вопросу о классификации и генезисе щелочных пегматитов. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 138—154 (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-V, VI. Работа ИМГРЭ АН СССР 1953—1957 гг.

Систематизируется материал по пегматитам Ловозерского щелочного массива, сложенного тремя комплексами пород. С каждым комплексом связаны различные пегматиты.

В пегматитах наблюдаются четыре главные парагенетические ассоциации минералов.

1. Ассоциация равномернозернистого пегматита, близкая по составу к материнской породе и состоящая из нефелина (или содалита), микроклина, эгирина I, иногда арфведсонита и эвдиалита, небольших количеств: рамзаита, лампрофиллита и минералов из группы мурманита—ломоносовита.

2. Полевошпатово-эгириновая ассоциация: микроклин (или ортоклаз) и волокнистый эгирин II с подчиненным количеством эвдиалита, мурманита, рамзаита и лампрофиллита.

3. Гакманит-натролитовая ассоциация и натролит с подчиненным количеством стенструпина, апатита и ряда водных силикофосфатов TR.

4. Ассоциация мелкокристаллических минералов замещения состоит из позднего микроклина, натролита, альбита, анальцима и уссингита с подчиненным количеством шабазита, гидраргиллита, тайниолита, полилитионита, эпидидимита и др.

По степени разобщенности во времени и пространстве главных минералов (нефелина, микроклина, эгирина, натролита и др.) пегматиты разделены на четыре типа.

I. Равнозернистые пегматиты охватывают большинство незональных фациальных и мелких фазовых пегматитовых тел и полностью слагаются первой парагенетической ассоциацией минералов. В зависимости от минерального состава в пределах типа I могут быть выделены следующие подтипы: 1) нефелин-эгирин-полевошпатовый с эвдиалитом, 2) полевошпатово-эгириновый с эвдиалитом и мурманитом, 3) полевошпатово-

эгириновый с лампрофиллитом и рамзаитом, 4) полевошпатово-содалитовый с чинглузитом и нордитом.

II. Блоковые пегматиты представляют большинство крупных фациальных и фазовых пегматитовых тел, имеющих двухзольное строение: внешняя зона равномернозернистого пегматита и внутренняя блоковая зона. По минеральному составу в этом типе различают подтипы: 1) полевошпатово-эгириновый с эвдиалитом и мурманитом, 2) полевошпатово-эгириновый с эвдиалитом, рамзаитом и лампрофиллитом, 3) полевошпатово-гакманитовый с эвдиалитом и рамзаитом, 4) гакманит-натролитовый со стенструпином.

III. Полнодифференцированные пегматиты встречаются редко, в их строении участвуют первые три парагенетические ассоциации. Кроме зон равномернозернистого пегматита и блокового полевошпатово-эгиринового пегматита, в них образуются почти мономинеральные зоны. В зависимости от того, какими минералами сложены мономинеральные зоны, в типе III различается три подтипа: 1) полевошпатово-эгириновый с эвдиалитом, лампрофиллитом, мурманитом и рамзаитом, 2) полевошпатово-натролитовый с апатитом, 3) гакманит-натролитовый с силикофосфатами TR.

IV. Сложнозамещенные пегматиты представлены единичными наиболее мощными сфероидальными телами, в строении которых участвуют все четыре парагенетические ассоциации. Кроме зон, характерных для типа III, они содержат еще зону, или комплекс, минералов замещения. В зависимости от преобладания тех или иных минералов в замещающем комплексе тип IV может быть подразделен на следующие подтипы: 1) натролит-альбитовый с эпидидимитом, 2) натролит-микроклиновидный с полилитом, 3) анальцит-альбитовый с эпидидимитом, 4) уссингит-натролитовый с чкаловитом. Щелочные пегматиты образуются путем кристаллизации пегматитового расплава, обособленного в процессе дифференциации щелочного массива. В их формировании можно выделить четыре стадии. В 1-ую стадию образуется зона равномернозернистого пегматита путем почти одновременной кристаллизации слагающих ее минералов. Во 2-ую стадию происходит образование главной массы раннего калиевого полевого шпата. В 3-ую стадию кристаллизуется основная масса тонковолокнистого эгирина II и большая часть гакманита. В 4-ую стадию происходит кристаллизация крупнопризматического натролита и разнообразные процессы замещения мелкозернистыми минералами замещающего комплекса. Библ. — 4 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 12, 20933.

86. Л а б у н ц о в А. Н. К кристаллографии эпидидимита. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 8, 1957, стр. 164—167. Q-36-V, VI.

Образцы поступившего в Минералогический музей АН СССР эпидидимита (H , Na , Be , Si_3O_8), впервые найденного в СССР (в Ловозерском щелочном массиве, — *Ред.*), покрывают стенки пустот в мелкозернистом белом альбите. Эпидидимит представлен мелкопластинчатыми просвечивающими кристаллами белого цвета длиной 1—3 мм. Кристаллы ромбической сингонии, вытянуты по оси b , обладают хорошей спайностью по (001) и несколько худшей по (010); блеск стеклянный, на плоскостях спайности по (001); перламутровый. В результате гониометрических измерений кристаллов установлены формы (001), (100), (110), (103), (203), (113), (104), две последние в таблицах Голдшмидта отсутствуют. Большинство сростков кристалликов представляет собой закономерные тройниковые срастания по (110) или нарастания по (001), повернутые относительно друг друга на 60° (по арагонитовому закону). Эпидидимит оптически положительный, $N_g = 1.549$, $N_p = 1.542$. Библ. — 3 назв. (Н. А. С.). РЖ. Геол., 1958, № 3, 4407.

87. Л я л и н П. В. Геолого-промышленные особенности месторождений Кольского полуострова. В сб.: Материалы совещания по вопросам

интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 71—75. Q-36-III.

В Мончегорском районе известны три типа сульфидного оруденения: вкрапленные бедные руды, сплошные богатые руды, гнездово-вкрапленные инъекционные руды. Месторождения вкрапленных руд выявлены в массивах Нюдауйвенч, Сопчуайвенч и Ниттис-Кумужья-Травяная.

88. М а з у р о в М. К. Перспективы освоения Кейвских кианитов. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1957, № 1, стр. 100—105. Q-37-I—III, IX, X.

В настоящее время выявлено около 20 месторождений кианитовых руд (содержащих 63% Al_2O_3 и 37% SiO_2), приуроченных к кианитовой полосе гряды Кейв, прослеживающейся на протяжении 150 км. Всесоюзным алюминиево-магниевым институтом разработана технология переработки кианита на силумин и технически чистый алюминий. Кейвский кианитовый концентрат является лучшим сырьем для производства высокоглиноземистых огнеупоров. (В. П. Е.). РЖ Геол., 1958, № 11, 19580.

89. М а з у р о в М. К. Проблема комплексного использования минерального сырья Мурманской области. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 122—129.

Кратко рассмотрены возможности комплексного использования минерального сырья в связи с добычей основных полезных ископаемых Мурманской области. В популярном изложении освещаются технико-экономические предпосылки и первоочередные задачи этой проблемы. (Ф. Ф. Р.).

90. М а л ы ш е в И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 стр. (ВИМС МГ и ОН СССР).

В Карелии и на Кольском полуострове архейские формации занимают не менее 70% всей площади. На них лежат породы протерозоя и палеозоя. Протерозой образует узкие вытянутые синклиналильные зоны между блоками архея: Кольскую, Карельскую и Финляндскую. Архейские блоки представлены Мурманским, Беломорским и Финско-Карельским.

В архее было две эпохи диастрофизма: 1) постсвионийская, с которой связаны интрузии основных породы главным образом гранитоидов, и 2) постботнической, в которую возник комплекс основных изверженных пород, частью перспективных в отношении титана. (Массивы северного побережья Кандалакшского залива и Колвицких тундр, где следует провести поисковые работы).

Протерозой представлен сильно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. В зонах перехода к архейским породам в виде поясов расположены габброидные интрузии протерозойского возраста, с которыми связаны многочисленные месторождения и проявления ильменито-титановых руд (Цагинское, Марьинское, Пялочнозерское, Сальных тундр, Каплаута и др.). В этих поясах возможно открытие новых месторождений.

К палеозою относятся отложения п-ова Рыбачьего и о. Кильдин, конгломераты Кандалакши и Турьего мыса. Из интрузий сюда условно отнесены щелочные массивы Хибин и оз. Ловозеро, щелочные габброиды Гремяха-Вырмес, Себлявра, Песочного и ряд других. Южнее этого ряда протягивается второй: Ковдозерский, Африкандский, Лесная варака. Озерная варака, Салмагорский и жилы Турьего мыса. Образование этих платформенных интрузий относится ко времени герцинской складчатости. Все палеозойские интрузии очень богаты титаном.

Крупных россыпей в Карелии и на Кольском полуострове не известно. Оба эти района являются одной из крупнейших мировых провинций титана. Здесь известны: 1) лопаритовые, сфеновые и ловчорритовые месторождения и рудопроявления, связанные с массивами нефелиновых сиени-

тов палеозойского возраста; 2) перовскито-титаномagnetитовые месторождения в массивах ультраосновных-щелочных пород палеозоя; 3) ильменит-титаномagnetитовые и титаномagnetитовые месторождения, в связи с габбро-пироксенито-перидотитовой формацией протерозоя; 4) титаномagnetитовые месторождения, приуроченные к габбро-диабазовым интрузивам протерозойского возраста; 5) рутиловые и ильменитовые рудопроявления в метаморфических толщах архея и протерозоя. Библ. — 242 назв. (Л. А. В.).

91. М а т и а с В. В., Б о н д а р е в а А. М. Литиофосфат — новый минерал. ДАН СССР, 1957, т. 112, № 1, стр. 124—126.

На Кольском полуострове, в центральной блоковой части раздува зональной пегматитовой жилы натролитового типа, залегающей в амфиболите, обнаружен новый минерал — литиофосфат. Он приурочен к выделениям светло-розового сподумена в рубидийсодержащем микроклине; является вторичным минералом, предположительно образовался в гидротермальную стадию, развился за счет монтебразита. В гипергенных условиях неустойчив и замещается манган-апатитом и дависонитом. Литиофосфат образует выделения до 9×5 см белого цвета (бесцветные, иногда розовые). Спайность хорошая по одному направлению, менее отчетливая — по другому (угол спайности 50°). Тв. 4, уд. в. 2.46. В катодных лучах обнаруживает голубое свечение цвета бирюзы, в ультрафиолетовом свете не люминесцирует. Двусный, положительный (предположительно ромбический). $2V = 69^\circ$; $N_g = 1.567$; $N_m = 1.557$; $N_p = 1.550$. Интенсивные линии дебаеграммы: 3.965 и 2.635 (10); 3.794, 2.420, 2.311 и 1.513 (9). Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 1.14; Al_2O_3 — 0.62; Fe_2O_3 — 0.04; MgO — 0.15; CaO — 0.88; MnO — 0.01; Na_2O — 0.05; Li_2O — 37.07; P_2O_5 — 59.92, H_2O^+ — 0.33; H_2O^- — 0.06; F — следы; сумма — 100.27; K_2O , CO_2 ; B и S не обнаружены. Состав, за вычетом примесей (в шлифах обнаружены мельчайшие включения монтебразита, кварца и апатита), отвечает формуле $(\text{Li}_{3.003} \cdot \text{Mg}_{0.005})[\text{P}_{0.996}\text{O}_4] \cdot 0.1\text{H}_2\text{O}$ или Li_3PO_4 . Свойства его отвечают свойствам искусственного Li_3PO_4 . (Э. М. К.). РЖ Геол., 1957, № 8, 10915.

92. М и л л е р А. Д., Д а н и л о в В. Я. Солевые ореолы рассеяния редкометалльных пегматитов Кольского полуострова. Геохимия, 1957, № 6, стр. 529—537. Резюме англ.

Рассматриваются вопросы методики гидрохимического опробования и результаты опытных работ, проведенных на месторождениях редкометалльных пегматитов Кольского полуострова, содержащих Li, Rb, Zs, Ta, Nb, Be. В качестве элементов-индикаторов были выбраны Li, Rb и Mn, достаточно хорошо мигрирующие в водных растворах. Для концентрирования микроэлементов использован ускоренный и приспособленный к полевым условиям ионообменный метод. Li и Rb анализировались спектральным полук количественным методом, а Mn определялся колориметрически или тоже спектрально. Чувствительность метода 0.02 Li; 0.2 Rb; $2-3 \gamma/\text{л Mn}$. Для отбора проб воды объемом 1 л использовались любые источники: родники, ручьи, озера, болота, заполненные водой шурфы, каналы и скважины. Различное происхождение вод опробованных водоисточников затрудняет интерпретацию полученных результатов. Это обстоятельство заставило применить также способ изучения солевых ореолов рассеяния редких металлов по водным вытяжкам из наносов. С этой целью отбирались пробы мелкой фракции рыхлых отложений весом 400 г, которые размещались в 2 л воды. Из суспензии после отстаивания отбирался 1 л раствора для концентрирования. Фоновые содержания в природных водах данного района равны для Li 0.51, Rb — 2.0; Mn — $5-7 \gamma/\text{л}$, а максимальные значения аномальных концентратов соответственно составляют $5-7$, $10-30$ и $50-60 \gamma/\text{л}$.

Резко аномальные содержания находятся непосредственно вблизи от жил. Способ выявления бедных солевых ореолов по водным вытяжкам позволяет определять содержание Li порядка 10^{-8} , Rb 10^{-7} и Mn $10^{-6}\%$. Фоновые содержания по водным вытяжкам на трех исследованных участках оказались равными $5 \cdot 10^{-7}$ — $7.5 \cdot 10^{-7}\%$ Li, до $5 \cdot 10^{-7}\%$ Rb и $2.5 \cdot 10^{-6}\%$ Mn; при аномальных концентрациях их соответственно $7.5 \cdot 10^{-6}$ — $1.5 \cdot 10^{-5}$; $2.5 \cdot 10^{-6}$ — $1.5 \cdot 10^{-5}$ и $1.5 \cdot 10^{-5}$ — $1.5 \cdot 10^{-5}\%$. Пегматитовые жилы фиксируются четкими солевыми ореолами. Следовательно, гидрохимический метод вполне применим для поисков редкометальных пегматитов, и представляется целесообразным его внедрение на месторождениях Кольского полуострова, в особенности с целью обнаружения слепых рудных тел. (Н. А. С.). РЖ Геол. 1959, № 4, 7356.

93. Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодка Р. И. Геологическое строение и пегматитоносность Беломорского комплекса (серии) архея. В сб.: Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I, Л., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 52—67. Q-36-I, II, VII—IX. Работа СЗГУ.

Беломорский кристаллический комплекс архея образует область антиклинорного поднятия высшего порядка. Породы его разделяются на три литолого-стратиграфические толщи; нижнюю, среднюю, верхнюю, налегающие согласно, без перерывов одна на другую. Нижняя (керетьская) сложена биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Средняя (хетоламбинская) сложена преимущественно амфиболовыми гнейсами. Верхняя (лоухская) характеризуется преобладанием высокоглиноземистых, кианито-гранато-биотитовых гнейсов. Изверженные породы имеют подчиненное значение, выделяясь в виде мелких штокообразных тел и жил.

Среди изверженных пород выделяются 5 разновозрастных групп (снизу вверх): раннеархейские интрузии основной магмы, олигоклазовые гнейсо-граниты I группы и гранодиориты, позднеархейские образования ультраосновных пород друзитовой серии, плагио-микроклиновые граниты II группы, группа щелочных интрузий палеозойского возраста.

Центральная часть Беломорского комплекса занята крупным Енско-Лоухским синклинием, обрамленным с северо-востока и юго-запада антиклинориями: Кандалакшским и Ковдорско-Керетьозерским. Эти структурные формы, имеющие общее северо-западное простирание, осложнены продольной и поперечной складчатостью II, III и других порядков. Крылья Енско-Лоухского синклиниория несимметричные, опрокидываются на юго-запад.

Беломорский комплекс гнейсов отличается высокой насыщенностью пегматитами. Наибольшая их концентрация наблюдается в Чупинско-Лоухском и Енском слюдоносных районах. По классификации П. А. Борисова все пегматитовые жилы Беломорского комплекса в зависимости от их промышленной ценности разделены на четыре группы: а) слюдяные, б) комплексные, в) керамические, г) непромышленные. Наиболее насыщены пегматитовыми жилами верхняя и средняя толщи. Почти все слюдоносные пегматитовые жилы существенно плагиоклазового состава приурочены к гнейсам верхней толщи. Размещение кустов и отдельных пегматитовых жил внутри толщ контролируется тектонической структурой гнейсового комплекса.

По условиям залегания и форме пегматитовые жилы разделяются на три группы: а) пластовые, б) пластово-секущие, в) секущие. Строение пегматитовых жил большей частью дифференцированное. Структуры пегматитов: ортогекситовая, аплитовая, графическая, апографическая, пегматоидная, блоковая, структура замещения. Минералогический состав пегматитов Беломорского комплекса довольно однообразен (микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит и акцессорные). В большин-

стве промышленно-слюдоносных жил содержание слюды колеблется от 15 до 40 кг/м³. О генезисе пегматитов существует несколько точек зрения — А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского. (К. А. Н.).

94. Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Смирнова С. И. и др. Перспективы слюдоносности Карело-Финской ССР и Мурманской области. Сб. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1957, № 4, стр. 19—22. Q-36-II.

Беломорский гнейсовый комплекс впервые расчленен авторами на три стратиграфические толщи с расшифровкой общего структурно-тектонического строения. Выделенные три толщи (нижняя, средняя и верхняя) отчетливо прослеживаются на протяжении 300—400 км. Они собраны в сложную систему складок, среди которых выделяется крупный синклиниорий северо-западного простирания, обрамленный с юго-запада и северо-востока двумя антиклинориями. Породы верхней толщи залегают в ядрах синклинальных структур, а нижняя обнажается в центральных частях антиклиналей.

Почти все слюдоносные пегматитовые жилы залегают в гнейсах верхней толщи. Пегматитовые жилы, содержащие промышленную слюду и керамическое сырье, приурочены к средней толще. В нижней встречаются только керамические пегматиты. (С. И. М.).

95. Намоюшко В. И., Сахаров А. С. Месторождения железных руд Кольского полуострова. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 67—76. R-36-XXXIV, Q-36-I.

Приводятся данные о месторождениях железистых кварцитов Приимандровского района и Ено-Ковдорских магнетитах. Оленегорское месторождение характеризуется выгодным расположением вблизи от железной дороги, неглубоким залеганием рудного тела и низким содержанием вредных примесей в рудах. Магнитно-лотационная схема обогащения, разработанная в Кольском филиале АН СССР, позволяет получать высококачественный концентрат. Кварцевые хвосты послужат сырьем для производства силикатного кирпича.

Ковдорское месторождение приурочено к оливинитам и пироксени-там. Продуктами позднейших выделений явились апатито-оливиновые, апатито-оливино-слюдяные породы, апатито-оливино-магнетитовые и кальцит-магнетитовые руды. Мелкие жилы карбонатитов пересекают все более ранние образования. Залежи магнетитовых руд представляют собой неправильной формы рудные столбы, уходящие вертикально на глубину более 500 м. Руды состоят из магнетита, оливина, апатита, кальцита; в меньшем количестве присутствует штаффелит, гумит, серпентин, хлорит, зеленая шпинель, малахит, азурит, сфен, циркон, ильменит, лимонит и сульфиды: пирротин, халькопирит, пентландит, пирит и марказит (П. М. Г.). См. также РЖ Геол., 1958, № 11, 19526.

96. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 404. (АН СССР. Ин-т географии).

Работа посвящена детальному стратиграфическому разделению послеледникового времени (голоцена) на основе истории развития лесов, по данным спорово-пыльцевого анализа, на примере четырех пыльцевых диаграмм торфяных месторождений: 1) Изюенке, в 6 км к северу от с. Колосйоки, недалеко от р. Печенги, 2) Александровское, у г. Полярного; 3) Гаврилово, в 110 км к северо-востоку от оз. Пулозеро; 4) Малое Олень, на севере Кольского полуострова, в 140 км к северо-востоку от оз. Большое Пулозеро. Все четыре диаграммы хорошо сопоставляются между собой и с диаграммами центральной части полуострова. Наиболее полной, вскрывающей три верхних отрезка послеледникового времени, является диаграмма торфяника Изюенке.

Начало образования торфяников относится к раннему голоцену, а последующие этапы накопления торфа — к среднему и позднему голоцену. Библ. — 389 назв. (Р. М. Л.).

97. Николаев В. А., Шуркин К. А. О некоторых сторонах магматизма глубокометаморфизованных (архейских) комплексов. В сб.: Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов, М., Гостеолтехиздат, 1957, стр. 357—367.

В статье рассматриваются основные этапы истории развития магматизма беломорской серии. По мнению Н. Г. Судовикова, в Беломорском архее следует выделять один нижнеархейский супракrustальный комплекс и два (нижне- и верхнеархейский) периода диастрофизма с соответствующими им интрузиями основных и кислых пород (граниты I и II групп). В протерозое Беломорье представляло платформенную глыбу. Только на краевых ее частях в связи с карельским орогенезом возникли трещины и расколы, по которым интродировали основные породы и граниты (III группа).

В итоге исследований намечается иное, чем имелось раньше, представление о геологическом развитии беломорской серии и магматизма в ней. Объединение всех основных пород типа друзитов в одну верхнеархейскую группу невозможно. Беломорская серия в целом имеет единый структурный план строения. Исходя из всего этого, К. А. Шуркин приходит к отрицанию двучленного деления Беломорского архея на нижний и верхний отделы и соответственно к отрицанию двух самостоятельных эпох тектогенеза, магматической деятельности и мигматизации, разделенных перерывом. Библ. — 3 назв. (С. И. М.).

98. Никонов М. Н., Голгофская Г. В. О предполагаемом торфяном фонде Европейской территории РСФСР. Сб. статей по изучению торфяного фонда, вып. 2, М., 1957, стр. 75—87.

Центральная торфяно-болотная опытная станция Главторффонда РСФСР провела работу по уточнению предполагаемого торфяного фонда европейской части РСФСР. Составлена карта изученности торфяного фонда. Выделены 4 зоны, каждая из которых характеризуется определенным соотношением разведанных месторождений.

Кольский полуостров входит в первую зону, где разведано менее 10% площади торфяного фонда. Абсолютное большинство разведанных месторождений точно совмещается с болотными контурами, имеющимися на планшетах топографических карт.

В пределах Коми АССР, Архангельской и Мурманской областей были ооконтурены все торфяные месторождения, и для месторождений более 50 га с помощью палетки определена площадь. Полученные данные о площадях промышленных залежей приведены в таблицах. (И. А. Е.).

99. Носиков В. В. Выступление на совещании о съемочно-поисковых работах Мончегорской партии СЗГУ. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 315. Q-36-III.

Мончегорская партия СЗГУ МГ и ОН в 1954—1955 гг. проводила крупномасштабные съемочно-поисковые работы в районе Мончегорской низменности и хребта, а также в Чуна-тундре и Волчьей тундре. Целью работ являлись поиски новых месторождений богатых никелево-медных руд. Выявлен и ооконтурен норитовый массив размером 7×0.4 км северо-восточного простирания, являющийся, по-видимому, продолжением массива Кумужья. Обнаружен интересный перспективный участок в южной части Монче- и Чуна-тундр. Мнение о бесперспективности района Мончегорска преждевременно. Участок основных пород, включающий рудное поле рудника Ниттис-Кумужья, детально еще не изучен. (В. Н. Б.).

100. Остапенко А. Г. Выступление на совещании о разведке медно-никелевых руд Кольского полуострова. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 293—294. R-36-XIX, XXV, XXXIII, Q-36-III.

Для увеличения запасов и добычи никелевых руд Монче-тундры следует дополнить имеющуюся геологическую карту Мончегорского плутона, так как массивы Ниттис-Кумужья-Травяная, Сопча, Нюд полностью не оконтурены, глубинные части Сопчи освещены слабо. Следует продолжить детальное картирование II рудного участка и поиски новых рудных тел на р. Нюде, поддержать начатые работы по разведке выявленного инъекционного оруденения в массиве Ниттис-Кумужья-Травяная, провести ревизию имеющихся материалов по рудопроявлению Райненчар (Чуна-тундра).

По Печенгскому никеленосному району рекомендуется продолжить составление геологической карты западной части продуктивной полосы и разбурить все никеленосные массивы, провести разведочные работы на новых участках. (Ю. В. Г.).

101. Панасенко Г. Д. Землетрясение на Кольском полуострове 22 марта 1956 г. Бюлл. сейсм. станции «Апатиты», 1957, № 1, стр. 37—38.

Приводятся фотография и описание первой записи землетрясения на Кольском полуострове, полученной сейсмической станцией «Апатиты». Запись отчетлива на всех составляющих. Измерены период колебаний фазы S , наибольшие амплитуды смещений почвы, разность времени пробега $t_s - t_p$. Эпицентральное расстояние равно 35 км (годограф Джеффриса) и 55 км (годограф Розовой). (Т. А. П.).

102. Панасенко Г. Д. Каталог землетрясений Кольского полуострова и Северной Карелии (с начала XVIII в. по 1955 г.). Бюлл. сейсм. станции «Апатиты», 1957, № 1, стр. 37—38.

Приведены сведения о землетрясениях Кольского полуострова и Северной Карелии, отмеченных с начала XVIII в. до 1955 г. Каталог содержит описание 24 землетрясений, составленный по литературным и архивным данным. Сила землетрясений в основном порядка 4, иногда 6 баллов и, возможно, больше. Делается вывод о связи землетрясений Кольского полуострова и Северной Карелии с процессом сводового поднятия Балтийского щита. Приводится карта возможного положения эпицентров. Библ. — 15 назв. (Т. А. П.).

103. Панасенко Г. Д. Сейсмичность Кольского полуострова и Северной Карелии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 8, стр. 969—978.

Северо-Запад европейской части СССР (Кольский полуостров и Северная Карелия) характеризуется заметной сейсмичностью. За 200 с лишним лет здесь отмечено свыше 20 землетрясений. Большая часть отмеченных землетрясений обладала силой 4 балла; некоторые из них достигали силы в 6 баллов и более. Кольский полуостров и Северная Карелия являются северо-восточной частью Балтийского щита и не обнаруживают по сравнению с остальными его частями каких-либо коренных структурных отличий. Выводы, которые получены при изучении сейсмичности западной части щита, можно распространить в самых общих чертах и на восточную его часть. Западная часть (территории Норвегии, Швеции, Финляндии) в отношении сейсмичности изучена достаточно полно. Приводится описание 24 землетрясений, имевших место на Кольском полуострове и в Северной Карелии с 1728 по 1955 г. Однако приведенный список содержит слишком мало данных, на основании которых можно было бы сделать точные выводы о территориальном распределении сейсмогенетических зон, о степени их сейсмической активности и о сейсмичности Коль-

ского полуострова и Северной Карелии в целом. Все же они могут служить некоторым основанием для предположений о связи наблюдаемой сейсмичности с основными разломами Кольского полуострова и Северной Карелии и при сопоставлении с геологическими и геоморфологическими данными — о природе сейсмической активности этих территорий. Такие сопоставления позволяют утверждать, что землетрясения этого района имеют тектоническую природу. Особенности строения Балтийского щита исключают возможность проявления здесь карстовых и вулканических землетрясений. Из сопоставления с геологическими и геоморфологическими данными намечены сейсмогенетические зоны: 1) вдоль Мурманского берега от полуострова Среднего до устья р. Мезени, 2) от Ковдорской низины через Кандалакшский залив к устью р. Сев. Двины, 3) вдоль главного поперечного разлома Кольского полуострова и 4) по линии Оулу (Финляндия)—Ухта-Кемь. Приведена карта эпицентров и сейсмогенетических зон Кольского полуострова и Северной Карелии. (Е. П. В.). РЖ Геол., 1958, № 8, 13972.

104. П е р м я к о в В. М. Об определении геологического возраста некоторых минералов и горных пород из Хибин и северных районов Карельской АССР по свинцовому методу. Тр. Радиового ин-та, т. 5, вып. 2, 1957, стр. 203—216. Q-36-IV, V.

Абсолютный возраст определен для: 1) ловчорритов Хибинского массива U-Th-Rb методом в $380 \cdot 10^6$ — $520 \cdot 10^6$ лет (в среднем возраст этих ловчорритов с привлечением цифр по гелиевому методу $340 + 40 \cdot 10^6$ лет); 2) лопаритов участка Большой Ньюорпах $1.04 \cdot 10^9$ — $1.36 \cdot 10^9$ лет; 3) монацитов из жилы Чкалова (Чупа) и Черной Салмы $1.87 \cdot 10^9$ — $1.97 \cdot 10^9$ лет; 4) аплит-гранита и микроклина из жилы Чкалова $4.5 \cdot 10^6$ — $5.5 \cdot 10^6$ лет.

Значительные колебания возраста объясняются отсутствием изотопных анализов Pb. Это не дает ответа на вопрос, весь ли Pb имеет радиогенное происхождение, а также о возможных нарушениях соотношений материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада в образцах (выщелачивание, загрязнение). Проведена большая работа по выделению, очистке и определению малых количеств свинца, поскольку основными источниками ошибок являются потери в процессе анализа и загрязнение реактивами.

Примененный метод радиоактивного контроля с помощью изотопа свинца ^{210}Pb полностью устраняет первый источник ошибок, а применение специально очищенных реактивов и проведение холостых опытов — второй источник. Конечное определение осуществлено колориметрически. U и Th определялись радиометрически. Граф. — 5 табл. Библ. — 20 назв. (Г. И. Ш.). См. также РЖ Геол., 1958, № 2, 2677.

105. П и н у с Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, стр. 27—35. R-36-XIX, XXV, XXXIII, Q-36-III.

При рассмотрении состава ультраосновных пород и их петро-химических особенностей на примере изучения гипербазитов Алтае-Саянского пояса автор сопоставляет их с ультраосновными породами Кольского полуострова, используя работу Б. И. Папушис. Указывается, что интрузивные тела р. Печенги образуют естественную ассоциацию горных пород, среди которых выделяются оливиниты, пироксеновые оливиниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, габбро (меланократовое — нормальное) монцонитовые габбро, сиенит-диориты и кварцевые сиенит-диориты. Комагматичность этого ряда пород доказывается общностью их геологического залегания, постепенными переходами одной петрографической разновидности в другую, характером асимметрии пластовых

интрузивных тел, составом и особенностями главнейших породообразующих минералов, а также особенностями их структур.

Приводятся 14 химических анализов ультраосновных пород Печенги, Монче- и Чуна-тундр. Построена векторная диаграмма. Из сравнения диаграмм устанавливается что: 1) гипербазиты Алтае-Саянского пояса, производные глубинной перидотитовой магмы, в своей массе имеют более основной состав по сравнению с ультраосновными породами, возникшими при дифференциации базальтоидной магмы (Печенга); 2) последние содержат значительно больше щелочей и Са; 3) для них характерна последовательная и постепенная смена пород по направлению к более кислым представителям этой естественной ассоциации; 4) степень серпентинизации ультраосновных пород, производных базальтоидной магмы, проявляется значительно слабее, чем в гипербазитах Алтае-Саянского пояса; 5) для характеристики состава ультраосновных пород, возникших из базальтоидной магмы, весьма показательным наличие Ti (что не характерно для гипербазитов, производных от перидотитовой магмы), а также более низкое молекулярное отношение Mg к Fe по сравнению с ультраосновными породами Алтае-Саянского пояса.

Глубинная перидотитовая магма во все периоды развития Земли не была абсолютно однородной. Для выяснения специфики разновозрастных глубинных перидотитовых магм необходимо производить более полное и более точное исследование состава продуктов их кристаллизации. При изучении состава гипербазитов следует особое внимание уделять выявлению элементов примесей в магмах и в них искать различие. Библ. — 12 назв. (Л. Н. Л.).

106. Потемкин Л. А. К вопросу о результатах и задачах геологических работ на Печенге. Сб. матер. техн. информации «Гипронибель», 1957, № 1, стр. 21—26. R-36-XIX, XXV.

Дается критическая оценка результатов научной работы Кольского филиала АН СССР в Печенгском районе по медно-никелевой проблеме. Опыт разведки показал, что условием промышленной концентрации руд является наличие пространственной связи ультраосновных интрузий с тектонической обстановкой. Поэтому установление лишь одной рассеянной вкрапленности в ультраосновных породах (в районе рудника Каула) не дает оснований предлагать их для промышленного использования. Главгеологией МГ и ОН СССР было дано отрицательное заключение по горизонту убогой сульфидной вкрапленности в серпентинитах севернее рудника Каула. Позднее данные двух буровых скважин показали также, что нет оснований говорить об этом горизонте как о рудной залежи. Ошибочным является мнение Кольского фил. АН СССР об аналогии вкрапленных руд, приуроченных к слоям течения, с рудами Ждановского месторождения. Последнее в генетическом и структурном отношении однотипно с эксплуатируемым м-нием Каула и отличается от него лишь преобладанием вкрапленных руд.

Зоны сульфидной минерализации в филлитах, не связанные с ультраосновными интрузиями, Кольским фил. АН СССР необоснованно называются рудными.

В Печенгской никеленосной формации имеется только один тип месторождений промышленных медно-никелевых руд, обусловленный взаимосвязью ультраосновных интрузий с рудоподводящими разрывными нарушениями. Кроме месторождений, в районе имеются проявления сульфидной минерализации в ультраосновных и основных породах вне крупных разрывных нарушений (убогая вкрапленность) и еще более бедная сульфидная минерализация в тектонических зонах, проходящих в туфогенно-осадочной толще.

Выработаны поисковые критерии, учитывающие наличие брекчиевого оруденения в зонах широтных разрывных нарушений с ультраосновными интрузиями. Эти критерии оправдали себя и привели к открытию новых рудных тел и месторождений в Печенгском районе. Библ. — 3 назв. (Ю. В. Г.).

107. Р е ш е н и е совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд 26—31 янв. 1956 г. Мончегорск. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 349—360. R-36-XIX, XXV, XXXIII, Q-36-III, V, VI.

Решено:

1. В Мончегорском районе развернуть геолого-поисковые работы, назначенные бригадой специалистов в 1952 г. Ускорить составление сводной кондиционной геологической карты Мончегорского рудного поля крупного масштаба.

В Печенгском районе продолжить поисковые и разведочные работы для выявления новых месторождений богатых сульфидных руд, провести оценку перспектив рудоносности нижних горизонтов печенгской эффузивно-осадочной толщи.

2. Просить МГ и ОН: а) ускорить проведение геологической съемки районов Монче-, Чуны- и Волчьей тундр и поручить СЗГТ проведение в 1956 г. полного комплекса геофизических работ; б) продолжить разведку Цагинского массива; в) продолжить поисковые и разведочные работы в пределах гранулитовой формации.

3. Просить Кольский фил. АН СССР усилить исследования петрологии и металлогении интрузий и структуры рудных полей медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. (Ю. В. Г.).

108. Р у ж и ц к и й В. О. Алмазы недр европейской части СССР. Природа, 1957, № 12, стр. 88—91.

К числу перспективных районов отнесен и Кольский полуостров.

109. Р у т ш т е й н Ш. Н. Выступление на совещании о разведочных работах в районе Монче-тундры. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 298—300. Q-36-III.

В результате буровых работ на м-нии Ниттис-Кумужья в осевой части мульды над вкрапленными обнаружены существенно медные руды с содержанием Cu, превышающим в 3—4 раза ее содержание в жильных рудах верхней части массива. Кроме Cu, эти руды содержат Ni, платиноиды, Ag, Au, Zn и Pb. Ниже донных вкрапленных руд выявлена зона существенно никелевых руд инъекционного характера. Никелевая зона подсечена скважинами и на восточном склоне горы Кумужья. Таким образом, в нижних горизонтах массива вырисовывается целая зона никелевых руд. (Ю. А. А.).

110. Р у х и н а Е. В. О слоистости и генезисе некоторых типов ледниковых отложений. Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 225, сер. геол. наук, вып. 9, Геология, стр. 238—248. Q-36-IV.

В строении конечноморенной гряды в районе г. Кировска принимают участие морена, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения. Венчает разрез псевдоморена. На некоторых валунах из морены наблюдаются ледниковые шрамы. В их ориентировке, так же как и в ориентировке самих валунов, нет определенной закономерности вследствие того, что валуны неоднократно переоткладывались. Для озерно-ледниковых мелкозернистых песков и алевритов характерны горизонтальная и волнистая слоистость, переходящая в слоистость типа знаков ряби. В потоко-

вых крупнозернистых песках с галькой и валунами слоистость падает на юг, юго-восток и юго-запад вдоль оси долины р. Белой. Псевдоморена составляет верхнюю часть гряды, залегающая на неровной поверхности песчано-алевритовой пачки или на морене. Нижние горизонты ее обогащены валунами. Слоистость в псевдоморене намечается по расположению уплотненных валунов параллельно поверхности размыва. Эта облекающая слоистость становится более отчетливой в верхних горизонтах псевдоморены. Кроме того, наблюдается «завихряющаяся» слоистость. Плохая сортировка материала и текстурные особенности псевдоморены свидетельствуют об образовании ее под влиянием солифлюкции. Сначала обломочные частицы перемещались с прилежащих ледяных массивов или горных склонов в область накопления. Затем они перераспределялись уже в области отложения: сползали по склонам положительных форм рельефа, образуя чехол делювиально-солифлюкционных наносов. В области развития покровного оледенения псевдоморена возникает за счет собственно морены или абляционной морены и по составу не отличается от них. В ледниковых отложениях горных областей обломочный материал может поступать с коренных склонов. В этом случае состав псевдоморены будет иным, чем собственно морены.

Конечноморенные образования имеют сложное строение, поэтому, кроме изучения морфологии, необходимо исследование их литологических особенностей. Библ. — 12 назв. (В. Я. Е.).

111. Семенов Е. И. Лейкофан в щелочных пегматитах Кольского полуострова. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 60—63. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-V, VI.

В пегматитах горы Непха установлен лейкофан, который образует сферолиты диаметром до 0.7 см, иногда с поллой серединой. Минерал обладает слабой желтовато-зеленой окраской, полупрозрачен, уд. в. 2.980, тв. 4, оптически двуосный, отрицательный, $2V=40^\circ$, $Ng=1.596$, $Nm=1.594$, $Np=1.570$. В разрезах параллельных (001) видно сложное полисинтетическое двойникование. Хим. состав лейкофана из Луяврурта (в вес. %): SiO_2 — 45.98; Al_2O_3 — 2.32; Fe_2O_3 — 0.22; BeO — 11.52; MgO — 0.30; CaO — 23.65; Na_2O — 10.79; K_2O — 0.70; H_2O — 0.83; F — 7.04; $-O=F_2$ — 2.96; сумма — 100.40. Наиболее интенсивные линии дебаграммы: 2.75 (10), 3.59, 2.97 (7), 3.29, 2.33, 1.991, 1.712 (6). Спектральным анализом обнаружены Sr, Mn, La, Ge, Y (слабые линии). Эти элементы предположительно изоморфно замещают в лейкофане Ca. Лейкофан образуется на поздних стадиях кристаллизации щелочных пегматитов при существенной роли гидротермальных и пневматолитических процессов. Сопоставляются состав и свойства лейкофана, мелинофана и аминовита. Библ. — 6 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1958, № 10, 17707.

112. Семенов Е. И. Новые водные силикаты бериллия — гельберtrandит и сферобертрандит. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 64—69. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-V, VI.

Новые водные силикаты Be — гельберtrandит и сферобертрандит были обнаружены в пегматитах Ловозерского массива нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров). Гельберtrandит образует стекловидные выделения неправильной формы, размером до 5 мм, бледно-фиолетовый, при долгом хранении на свету становится желтовато-белым, блеск стеклянный, излом раковистый, тв. около 4, уд. в. 2.176, оптически изотропный. N колеблется от 1.511 до 1.530, в среднем 1.525. Дебаграмма аналогична бертрандиту, но отличается малым количеством линий и их диффузностью. Вода удаляется из минерала постепенно при температурах 40—700°. Легко разлагается в HCl. Хим. состав (вес. %): SiO_2 — 38.70;

Al_2O_3 — 1.20; BeO_3 — 34.16; CaO — 1.93; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 0.33; $\text{H}_2\text{O}^{+110^\circ}$ — 15.62; $\text{H}_2\text{O}^{-110^\circ}$ — 8.17; сумма — 100.11. Пересчет анализа приводит к формуле: $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Гельбертрандит — коллоидный аналог берtrandита. Количество воды непостоянное, соответственно общая формула гельбертрандита $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Встречается в центральной зоне пегматита, сложенной альбитом, в ассоциации с нептунином, натролитом, эпидидимитом, сферобертрандитом и бериллитом. Гельбертрандит образуется в результате эпитеpmального изменения эпидидимита.

Сферобертрандит образует в пустотах выщелачивания эпидидимита сферолиты диаметром до 2 мм, иногда соединяющиеся в гирлянды длиной до 1 см. Окраска желтая, иногда бесцветная, блеск стеклянный, тв. 5, уд. в. около 2.5, оптически двуосный, отрицательный, $2V \simeq 70^\circ$, $N_g = 1.612$, $N_p = 1.595$. Окрашенные разности слабо плеохроируют от желтоватого по N_p до бесцветного по N_g . Вода удаляется при $600\text{--}800^\circ$. Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 41.03; Al_2O_3 — 1.40; Fe_2O_3 — 0.07; BeO — 45.20, $\text{H}_2\text{O}^{+110^\circ}$ — 11.70; $\text{H}_2\text{O}^{-110^\circ}$ — 0.30; сумма — 99.70. Состав отвечает формуле $\text{Be}_5[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot (\text{OH})_4$. В отличие от алтайского берtrandита, у которого $\text{BeO} : \text{SiO}_2 = 2 : 1$, и забайкальского с $\text{BeO} : \text{SiO}_2 = 1.5$, у сферобертрандита это отношение имеет вид $2.5 : 1$. От берtrandита сферобертрандит отличается также большим содержанием воды и по дебаеграмме. Малое количество вещества не позволило автору провести всестороннее сопоставление сферобертрандита с берtrandитом. Ставится вопрос о возможном изоморфном замещении Si на Be в минералах группы берtrandита. Сферобертрандит встречается в той же ассоциации, что и гельбертрандит, и является продуктом сравнительно высокотемпературной гидротермальной переработки эпидидимита. Библ. — 4 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14178.

113. Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Ловозерском щелочном массиве. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 41—59. (Тр. ИМГРЭ, вып. 1). Q-36-V, VI.

В пегматитах и горных породах Ловозерского массива широко распространены различные минералы TiO_2 , в которых Ti всюду изоморфно замещен Nb и Ta. Хим. состав брукита (арканзита) с горы Куйвчорр (в вес. %): TiO_2 — 86.89; SiO_2 — 1.45; Nb_2O_5 — 3.44; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — 3.31; Al_2O_3 — 1.30; MgO — 1.00; MnO — 0.12; CaO — 0.66; п. п. п. — 1.80; сумма — 99.97; уд. в. — 4.053. Спектральным методом установлено присутствие Mn, V, W. На кристаллах развиты грани m (120) и e (111), приглушенные мелкими c (001) и φ (110).

Анатаз с горы Куйвчорр содержит 2.1% Nb_2O_5 , кристаллы образованы формой p (111), или развиваются небольшие грани c (001). Арканзит и анатаз находятся в виде идиоморфных кристаллов в пустотах цеолитов. Среди натролита встречены скрытокристаллические мучнистого вида белые выделения, дающие рентгенограмму анатаза, содержащего по данным неполного хим. анализа (в вес. %): TiO_2 — 31.11; Nb_2O_5 — 21.61 и Ta_2O_5 — 0.20. Автор относит его к особой ниобиевой разновидности анатаза — ниобоанатаза. Обогащение Nb приводит к увеличению размеров элементарной ячейки $a_0 = 3.83$, $c_0 = 9.60$ Å.

Белянкинит из долины р. Тюльбянуай (по данным двух хим. анализов) содержит (в вес. %): TiO_2 — 48.76 и 48.19; ZrO_2 — 6.64 и 6.56; SiO_2 — 3.96 и 2.80; $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ — 7.16 и 7.51; Fe_2O_3 — нет и 1.85; Al_2O_3 — 0.46 и 0.24; MnO — нет и 0.04; MgO — нет и 0.14; CaO — 6.72 и 6.40; Na_2O — 0.55 и 0.23; K_2O — нет и 0.20; H_2O^+ — 8.35 и 7.20; H_2O^- — 17.21 и 18.50; сумма — 99.81 и 99.86. Для белянкинита предлагается формула $\text{CaTi}_7\text{O}_{15} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$. Спектральным анализом установлено при-

существование Hf, Pb, Cu, Ta. Предположительно (по оптическим данным) белянкинит ромбический. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (001) плоскости совершенной спайности; $Ng=b$, $Vm=a$, $Np=c$. На дебаграммах линий не дает, лауэграммы отчетливые. Межплоскостные расстояния: 1.365 (7), 1.96—1.66 (5), 0.782 (3), 0.617 (2). На кривой нагревания белянкинита отмечаются эндотермические остановки в интервалах 70—170°, 390—440° и экзотермический эффект при 680°. С нагреванием вода удаляется при низких температурах. Перед паяльной трубкой белянкинит легко теряет воду, белеет, но не плавится. Легко растворяется в кислотах.

Описывается новый минерал из Ловозерских тундр — герасимовскит, впервые найденный В. И. Герасимовским. Цвет коричневатого-серый, светло-серый, уд. в. 2.52—2.58, $Ng \simeq Nm \simeq 1.81$, $Np \simeq 1.74$, $2V = (-) 18^\circ$. Погасание прямое. Герасимовскит является ниобовым аналогом белянкинита. Предполагается существование изоморфного ряда белянкинит—герасимовскит. Хим. состав герасимовскита из уссингитовых пегматитов горы Пункаруайв (в вес. %): Nb_2O_5 — 43.91 и 44.90; Ta_2O_5 — 0.38 и 0.50; TiO_2 — 24.37 и 23.44; SiO_2 — 1.83 и 2.30; Fe_2O_3 — следы и 0.21; Al_2O_3 — нет и 0.65; MnO — 7.85 и 2.65; CaO — 1.37 и 1.95; MgO — нет и 0.30; Na_2O — нет и 0.10; K_2O — нет и 0.21; CO_2 — нет и 0.20; H_2O^+ — 3.95; и 3.78; H_2O^- — 16.55 и 14.77; сумма — 100.11 и 99.91. Уд. в. — 2.32—2.42. $Ng \sim Nm \geq 1.777$, $Np \sim 1.740$, $2V = (-) 25^\circ$. Разновидность белянкинита, содержащая значительное количество Mn, названа автором манганбелянкинитом. Окраска и плеохроизм интенсивнее, чем у белянкинита, $2V = 29^\circ$. Хим. состав (в вес. %): TiO_2 — 44.30; Nb_2O_5 — 7.42; Fe_2O_3 — 3.77; SiO_2 — 1.51; MnO_2 — 14.03; CaO — 5.77; H_2O — 22.36; сумма — 99.16; уд. в. — 2.50. Mn находится в четырехвалентном состоянии.

По ильмениту, сфену, мурманиту, лампрофиллиту, лабунцовиту, нарсарсукиту, юкспориту, рамзаиту, лопариту в породах и пегматитах Ловозерских тундр образуется лейкоксен, среди которого преобладают анатазовые разновидности. Приведены химические анализы лейкоксенов.

Рутиловый лейкоксен наблюдался в виде псевдоморфозы по Мп-ильмениту из пегматита горы Куйвчорр, брукитовые лейкоксены полностью отсутствуют. Для низкотемпературных процессов устанавливается порядок распространенности и устойчивости минералов TiO_2 : анатаз > рутил > брукит. По каждому из первичных титановых минералов образуется определенный тип лейкоксена, который также зависит от температуры процесса лейкоксенизации. При гипергенных, эпitherмальных условиях образуется анатазовый лейкоксен, в более высокотемпературных — рутиловый. В лейкоксенах встречается коллоидная гидроокись титана, которую предлагается называть гелерутил, гелъанатаз и др. Илл. — 10 граф. и рис. Библ. — 20 назв. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1959, № 10, 20839.

114. Семихатов А. Н., Духанина В. И. Карта грунтовых вод территории Европейской части СССР в м-бе 1 : 1 500 000 и некоторые закономерности распределения и формирования грунтовых вод на Русской равнине. В сб.: Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, Вильнюс, Гос. изд-во политич. и научной лит-ры Литовской ССР, 1957, стр. 317—336. (АН Литовской ССР. Ин-т геологии и географии. Научные сообщения, т. 4).

На территории Кольского полуострова схематично выделены две области. 1) Неглубоких вод тундры (северо-восточная часть полуострова). Здесь часто встречаются верховодки в толще опесчаненной морены или верхней разрушенной зоне кристаллических пород. 2) Область грунтовых

вод в условиях свежего ледникового рельефа последнего (Бюрмского) оледенения (юго-западная часть полуострова). Здесь широко развиты трещинные грунтовые воды кристаллических пород.

В первой области воды ультрапресные, гидрокарбонатные, с концентрацией солей 40—60 мг/л, с относительно большим количеством гумуса и кремневой кислоты. Некоторая пестрота химического состава наблюдается в прибрежной морской полосе за счет привноса ветром солей и капель морской воды. Химическая характеристика грунтовых вод второй области не приводится.

Прим. ред. Произведенное авторами гидрогеологическое районирование Кольского полуострова данными исследований Кольского филиала АН СССР не подтверждается, а химическая характеристика вод, данная в этой работе, неполная и частью неточная. (А. А. А.).

115. Сидоренко А. В. Доледниковые континентальные образования Кольского полуострова и изучение рыхлых отложений. В сб.: Тезисы докл. Всесоюз. междуведомств. совещ. по изуч. четвертичного периода. 16—27 мая 1957 г. Русская равнина. М., 1957, стр. 11—13.

Указывается на развитие доледниковой коры выветривания и доледниковых континентальных отложений в ряде пунктов Кольского полуострова. По условиям залегания выделяется два типа коры выветривания — линейный и площадной. Кора выветривания представлена как физически дезинтегрированным элювием горных пород, так и химическими продуктами выветривания. Мощность ее меняется от нескольких метров до десятков метров. Обнаружение на Кольском полуострове доледниковых континентальных образований (в виде измененных делювия и пролювия) позволяет сделать заключение, что эрозионная деятельность ледника не полностью уничтожила доледниковые отложения. Рекомендуются более широкие поиски доледниковых геологических образований (коры выветривания, аллювия и элювия) и выявление среди них месторождений полезных ископаемых рассыпного и остаточного типа. Библ. — 4 назв. (Л. М. Г.). См. также РЖ Геол., 1958, № 11, 19109.

116. Сидоренко А. В., Галахов А. В. Доледниковые континентальные отложения в Хибинах и некоторые вопросы палеогеографии. ДАН СССР, т. 115, 1957, № 1, стр. 161—163. Q-36-IV, V.

В Хибинах, в ряде долин, найдены доледниковые континентальные отложения, представленные остроугольной брекчией, плотно связанной цементом из окремненной песчано-мелкоземистой массы. Иногда встречаются рыхлые брекчии, а также песчаники и гравелиты. Все эти образования перекрыты мореной. Брекчии сложены обломками местных хибинских пород, залегающих в непосредственной близости.

Условия залегания и структура отложений, а также форма и петрографический состав обломков дают основания предполагать, что в долинах Хибин развиты древние доледниковые осыпи и делювий. Это свидетельствует о том, что основные элементы рельефа Хибин были заложены еще в доледниковое время. По-видимому, эродирующая сила ледников, спускавшихся по этим долинам, была невелика. Предлагается пересмотреть имеющиеся представления о значительной эродирующей деятельности ледника на Кольском полуострове. Поиски древних доледниковых отложений как необходимой предпосылки к изучению россыпных и элювиальных месторождений полезных ископаемых следует распространить на весь Кольский полуостров. Библ. — 4 назв. (Л. М. Г.). См. также РЖ Геол., 1958, № 11, 19109.

117. Сидоренко А. В. Кольский филиал АН СССР и развитие производительных сил Мурманской области. Изв. Восточных филиалов АН СССР, 1957, № 8, стр. 100—111.

118. Слепнев Ю. С. Геохимические особенности ловчоррит-ринколитовых пегматитов Хибинского щелочного массива. Геохимия, 1957, № 5, стр. 408—416. Резюме англ. Q-36-IV, V.

Ловчоррит-ринколитовые пегматиты представлены телами по преимуществу жильной формы, различной мощности, которая варьирует от нескольких сантиметров до 3—4 м. Строение пегматитов неравномерно-зернистое. При сравнении среднего химического состава ловчоррит-ринколитовых пегматитов установлено, что элементы редких земель, главным образом благодаря близости ионных радиусов, накапливаются преимущественно в кальцийсодержащих минералах (ловчоррит-ринколит, вудъяврит, кальциевый ринкит, апатит и др.). В очень незначительных количествах элементы редких земель идут по пути рассеивания. В ловчоррите и ринколите цериевая группа резко преобладает над иттриевой. В цериевой группе главными элементами являются La, Ce, Nd. Pr, Sm и особенно Eu встречаются в незначительных количествах. В иттриевой подгруппе главными элементами являются Y, Gd, Dy. Сумма их в ринколитах достигает 1.74%, в ловчорритах — 1.35%. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты по содержанию в них Si, Al, Ti, Fe, Ca, K и Na совершенно не отличаются от пород Хибинского массива. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты в 75 раз больше пород обогащены редкими землями. Содержание Nb и Zr как в пегматитах, так и в породах примерно одинаковое. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты обогащены редкими землями (в среднем 290 раз), Zn (180 раз), Nb (90 раз), Ti (1.3 раза) по сравнению с кларком этих элементов в земной коре. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1958, № 5, 8408.

119. Слепнев Ю. С. О минералах группы ринкита. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, стр. 63—75. Q-36-IV, V.

Ринкит, кальциевый ринкит, ионструпит, мозандрит, ринколит, ловчоррит и вудъяврит обычно относят к группе мозандрита. Детальное оптическое, рентгеноструктурное, рентгенохимическое и химическое изучение ринколита, ловчоррита, кальциевого ринкита, ринкита и ионструпита из пегматитов Хибинского щелочного массива и частично из Норвегии и Гренландии выявило сходство их свойств и химического состава, что позволяет рассматривать данные минералы как один и тот же минеральный вид. Цвет минералов желто-коричневый и лишь у кальциевого ринкита желто-серый; уд. в. 3.145—3.46; $N_g = 1.656—1.681$; $N_p = 1.643—1.663$, $(+)$ $2V = 43—87$; угасание прямое, а у кальциевого ринкита $cN_p = 1—2^\circ$; удлинение отрицательное; размеры элементарной ячейки ринколита $a=18.52$, $b=5.71$, $c=7.52$, ринкита 18.47, 5.67 и 7.46; мозандрита 18.37, 5.63 и 7.42; угол моноклинности ринколита $91^\circ 30'$, ринкита $91^\circ 13'$. Дебаграммы прокаленных образцов этих минералов обнаруживают полное сходство. Рентгеноспектральным анализом в образцах ринкита из Гренландии и ионструпита из Норвегии обнаружено такое же низкое содержание Zr, как и в других минералах этой группы, что опровергает литературные данные о высоком содержании в них ZrO_2 . В результате пересчета 12 химических анализов общая формула этих минералов может быть представлена в следующем виде: $Na_2Ca_4[Cl]Ti[Si_4O_{15}](F, OH)_3$. Вудъяврит является продуктом изменения ловчоррита и ринколита, образует мелкозернистые рассычатые корки или порошкообразные массы на поверхности их выделений. Цвет его варьирует от коричневого до бесцветного в зависимости от степени изменения, уд. в. 2.322—2.512, $N=1.611—1.525$; изотропный. Дебаграммы от предварительно нагретых образцов вудъяврита, развившегося по ринкоlitу и по ловчорриту, идентичны между собой и по некоторым линиям близки к дебаграммам ринколит-ловчоррита. С увеличением температуры нагревания количество линий возрастает. Пересчеты двух химических ана-

лизов вудьяврита дали формулу $(\text{Na Ca})[\text{Ce}]\text{TiSi}_2\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Мозандрит из Норвегии, изученный по музейным образцам, представлен крупными кристаллами длиной до нескольких десятков сантиметров, находящихся в ассоциации с нефелином и арфведсонитом и внешне совершенно аналогичных измененному ринколиту из Хибинских пегматитов. По физическим и оптическим свойствам, а также по химическому составу (отношение $\text{Ti} : \text{Si} = 1 : 3$) мозандрит занимает промежуточное положение между ринколитом и вудьявритом. Частным определением в мозандрите установлено невысокое содержание ZrO_2 , как и в рассмотренных выше минералах. Все это позволяет рассматривать мозандрит как начальный продукт изменения минералов группы ринкита, а вудьяврит — как конечный член этих изменений. Библ. — 5 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 6, 10273.

120. Соловьев П. П. Полезные ископаемые Северо-Западных районов СССР и участие института «Механобр» в их освоении. В сб.: Обогащение и агломерация полезных ископаемых Северо-Западных районов СССР, Л., 1957, стр. 3—8. (Тр. ин-та «Механобр», вып. 102).

Кратко освещена деятельность института «Механобр» в области обогащения полезных ископаемых Северо-Западной зоны СССР, включая Мурманскую область. Для последней институтом «Механобр» были разработаны технологические схемы обогащения железных руд Оленегорского и Ена-Ковдорского месторождений, никелевых руд Мончи, Печенги и Ловно, кианитовых и силлиманитовых руд Ловозерского и Кейвских месторождений, перовскито-титаномагнетитовых руд Африканды. Институт «Механобр» принимал также участие в разработке технологии обогащения и проектировании обогатительных фабрик по апатиту Хибинских месторождений. (С. И. М.).

121. Соседко А. Ф., Гордиенко В. В. Эвкрипит из пегматита северной части Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 116, 1957, № 1, стр. 135—136.

В пегматите близ горы Лешей на Кольском полуострове было установлено, что сподумен местами переходит в плотное халцедоноподобное вещество в виде скоплений размером до 20—30 см белого до кремового цвета, с жирным блеском и раковистым изломом. Твердость — 4.5—5, уд. в. белой разности 2.627, кремовой — 2.642. Под микроскопом этот продукт изменения сподумена состоит из агрегата эвкрипитита и альбита. Порошкограммы подтвердили наличие этих минералов. При длительном нагревании в HCl часть агрегата растворялась и желатинировалась. Нерастворимый остаток состоял из альбита и мусковита. Под воздействием ультрафиолетовых лучей (2700—2800 Å) эвкрипитит светится карминово-красным цветом. Оптически отрицательный. Приведены данные химического анализа изученного агрегата альбита и эвкрипитита. Эвкрипитит и альбит встречаются в окружении клеветандита, поллуцита, берилла, рубеллита, монтебразита и др. и, по-видимому, образовались ранее их в процессе пегматитообразования, а не в результате позднейших гидротермальных или гипергенных процессов. Библ. — 6 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 11, 19360.

122. Старик И. Е., Соботович Э. В., Ловцюс Г. П., Ловцюс А. В., Авдзейко Г. В. К вопросу о форме нахождения свинца в природных образованиях. Геохимия, 1957, № 7, стр. 591. Резюме англ. Q-36-VII. Работа Радиёвого института АН СССР.

По монациту из Алакуртти приведены результаты определения (в вес. %): $\text{U} = 0.152$; $\text{Th} = 2.3$; $\text{Pb} = 0.3$. Изотопный состав Pb (в %): 204—0.04; 206—18.75; 207—2.65; 208—78.65. При возгоне происходит следующее фракционное разделение изотопов Pb :

Температура (в °C)	Время обработки (в час.)	Количество выделенного Pb (в мг)	Изотопный состав Pb (в %)			
			204	206	207	208
600	6—30	0.01	0.82	40.2	16.5	42.5
900	9—30	0.05	0.41	58.01	7.66	33.92
1000	20—00	0.15	0.10	17.18	3.10	78.98

В монаците смещение изотопного состава Pb направлено в сторону обеднения посторонним свинцом. Библ. — 6 назв. (Е. С. А.).

123. Старик И. Е., Старик Ф. Е., Авдзейко Г. В., Крылов А. Я., Елизарова А. Н., Батницкий Е. Н., Ловцюс А. В., Горохов И. М. Некоторые данные об абсолютном возрасте докембрийских образований. В сб.: Труды 4-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (12—14 мая 1955 г.), М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 83—94. Q-36-VII.

Свинцовым и аргоновым методами произведен ряд определений возраста для минералов из пегматитов беломорской свиты Северной Карелии и Украинского кристаллического щита. Для пегматитов беломорской свиты получены данные об уранинитах из месторождений Каменная Тайбола, рудника Чкалова и месторождения Ляпсиева губа, монацита с рудника Чкалова, виикита из Алакуртти и биотита из пегматитов Ляпсиевой губы (аргоновым методом). Все определения подтверждают возраст беломорской свиты — 1800 млн лет. Возраст украинских пород был определен для четырех монацитов.

Во всех случаях получены хорошо сходящиеся результаты, вычисленные по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ — (1800—1850 млн лет). Результаты, полученные по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, обычно показывают завышенный, а иногда и явно абсурдный возраст, что, вероятно, объясняется легкой выщелачиваемостью из монацита.

Результаты, полученные аргоновым методом, подтверждаются данными свинцового метода. Ряд определений проведен по различным минералам из пегматитов пос. Елисеевки. По полученным данным возраст достигает 1900 млн лет. Максимальный возраст, вычисленный для Украинского кристаллического массива, не превышает 2 млрд лет. Появляющиеся в последнее время в печати очень большие значения возраста для древних образований недостаточно обоснованы. Все имеющиеся данные не подтверждают возраст больше 2 млрд лет. Граф. — 7 табл. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1959, № 6, 11907.

124. Старицына Г. Н. Геология и структура массива ультраосновных и основных пород Федоровой тундры. Вестн. ЛГУ, 1957, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 83—97. Резюме англ. Q-36-VI.

Интрузивный массив Федоровой тундры сложен перидотитами, оливиновыми и плагиоклазовыми пироксенитами, норитами, габбро-норитами, габбро, габбро-пегматитами, диоритами. В результате структурно-геологических исследований выяснены его особенности. Массив имеет удлиненно-линзовидную форму, погружаясь под углом 40—50° на юго-восток согласно со структурой вмещающих пород. Он является сложной дифференцированной интрузией, образовавшейся в три фазы. Пироксениты образованы в первую фазу внедрения и в настоящий момент представляют собой аволиты. Следующая фаза внедрения проявилась в образовании серии сингенетических пород: норитов, габбро-норитов, габбро. Диориты секут габбро и образованы в наиболее позднюю фазу. К лежа-

чему боку массива приурочено сульфидно-никелевое оруденение, вкрапленные и гнездовые руды.

Парагенезис вкрапленных сульфидных минералов с актинолитом, тальком, биотитом, графические срастания сульфидов с этими минералами служат указанием на одновременность их образования. Гнездовые руды, ассоциирующие с кварцем, биотитом, хлоритом и карбонатом, образовались, по-видимому, при более низких температурах. Месторождение не является ликвационно-магматическим, как это считалось до сих пор, а образовалось в пневматолитовую и гидротермальную стадии автометаморфизма. Библ. — 5 назв. (Б. И. О.). РЖ Геол., 1958, № 10, 17584.

125. С у с л о в а С. Н. Полиметаморфизм кристаллических сланцев Западных Кейв. Вестн. ЛГУ, 1957, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 60—69. Резюме англ. Q-37-I, II.

Метаморфические породы сложены подsvитой гнейсов и согласны с залегающей на ней подsvитой кристаллических сланцев. Силлиманитовые и ставролит-силлиманитовые сланцы распространены в районе Западных Кейв, кианитовые и кианит-ставролитовые — в Центральных и Восточных Кейвах. Изучение реликтовых структур в силлиманитовых сланцах позволило выявить определенную последовательность образова-

ния минералов: андалузит → кианит → силлиманит ↗ мусковит
↘ каолинит. Такая по-

следовательность обусловлена проявлением двух типов метаморфизма — регионального (андалузит, кианит) и контактово-метасоматического (силлиманит, мусковит, каолинит), связанного с воздействием интрузии щелочных гранитов. Библ. — 4 назв. (Д. И. П.). РЖ Геол., 1959, № 12, 25476.

126. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957, 79 стр. (АН СССР. МГ и ОН СССР. Мин. высш. образования СССР).

На п-ове Рыбачьем и о. Канни указывается наличие тиманид, которые отнесены к Байкальской складчатости. Отложения этих районов относятся к гиперборейской формации (спарагмит, рифей).

В пределах Балтийского щита выделяется Кольская складчатая зона, образованная преимущественно протерозойскими складками, и беломорский массив, сложенный нижнеархейскими гнейсами, которые гранитизированы ниже- и верхнеархейскими гранитами.

Вышеуказанные образования разделяются на два структурных яруса: 1) нижний — верхнеархейские железорудные толщи и нижнепротерозойские сланцевая и спилито-кератофировая формации; 2) верхний — негранитизированные полого дислоцированные отложения верхнего протерозоя (аналоги сегозерской и онежской серий), которые несогласно перекрывают отложения нижнего структурного яруса в пределах Центрально-Кольского антиклинория. Граф. — 1 карта «Тектоническая схема СССР» по тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000, 1956 г. (М. Т. К.).

127. Теннер Д. Д. Минеральное сырье для промышленности строительных материалов. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова, Мурманск, кн. ред. «Полярной правды», 1957, стр. 105—121. Q-36-IV, VII, XII, R-36-XIX, XXV.

Доломиты и известняки, представляющие интерес в качестве сырья для производства вяжущих материалов, приурочены к свитам имандравзуга, печенга-кучин и алакуртти-соваярви. Они отличаются пониженной карбонатностью, что ограничивает их применимость в промышленности вяжущих материалов. Карбонатиты, связанные с массивами ультраосновных и щелочных пород, используются как сырье для извести. В связи

с повышенным содержанием в них апатита возможность применения их в качестве цементного сырья неясна. Вермикулит Ено-Ковдорского массива — ценный тепло- и звукоизоляционный материал. Сунгулит заслуживает изучения в качестве керамического сырья и заменителя мела. Пески и песчано-гравийные образования, широко применяемые в составе бетонов и строительных растворов, мало пригодны для производства силикатных автоклавных строительных материалов. Диатомиты могут иметь практическое значение в производстве вяжущих и термоизоляционных материалов, а также в качестве наполнителей резиновой промышленности. Отходы Кировской и Ловозерской обогатительных фабрик являются ценным сырьем для комбинированного производства порландцемента и глинозема, керамики, пеностекла.

Промышленность строительных материалов возникает на базе побочного минерального сырья. Граф. — 1. (К. А. Н.).

128. Теннер Д. Д. Новый минерально-сырьевой район промышленности строительных материалов. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1957, № 1, стр. 106—114. R-36-XIX, XXV, XXXIV, Q-36-I, IV.

Работа Кольского филиала АН СССР посвящена изучению минерального сырья для развития промышленности строительных материалов.

Ресурсы минерального сырья для промышленности строительных материалов Кольского полуострова приурочены к метаморфическим и магматическим комплексам. Отходы обогащения железистых кварцитов Оленегорска представляют собой сырье для силикатных строительных материалов. Ресурсы карбонатных пород (окварцованные доломиты и низкокарбонатные известняки) сосредоточены в метаморфической свите имандра-варзуга (близ ст. Титан и в Печенгском районе). Металлургические шлаки медно-никелевых предприятий (комбинаты «Североникель» и «Печенганикель») содержат большое количество силикатов Mg. Связанные с массивами ультраосновных и щелочных пород карбонаты сосредоточены в пределах Ено-Ковдорского массива. К этому же массиву приурочен вермикулит, применяющийся как сырье для ответственных термоизоляционных изделий. Нефелин как сырье для цементно-глиноземной промышленности и сернокислого алюминия составляет основную массу отходов от обогащения апатитовых руд на Кировской обогатительной фабрике. (К. А. Н.).

129. Терещенко В. Ф. Кость кита на берегу Кольского залива. Природа, 1957, № 9, стр. 120.

В августе 1956 г. в одной из бухт Екатерининской гавани на высоте 20—30 м над ур. м. была обнаружена часть черепа кита свыше 1.5 м в диаметре. Находка еще раз подтверждает, что побережье Кольского залива и Мурманский берег в Кильдинской салме поднимаются со значительно большей скоростью, чем о. Кильдин, а процесс формирования котловины Баренцева моря еще не закончен. (М. Г. Ф.).

130. Тихоненков И. П., Казакова М. Е. Ниоболопарит — новый минерал из группы перовскита. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. 86, вып. 6, стр. 641—644. Q-36-IV, V.

В 1952 г. в щелочных пегматитах Хибинского массива был установлен новый минерал, который внешне напоминал лопарит, но находился в необычной для последнего ассоциации и отличался от лопарита формой кристаллов и сильным блеском. Ниоболопарит встречается в виде хорошо образованных кристалло-октаэдров (до 1.5 мм в поперечнике), усеченных гранями куба. Сингония кубическая. Цвет черный, в тонких осколках и центральных частях кристаллов красно-бурый; блеск на гранях сильный, металлический; спайность отсутствует; излом раковистый; твердость 5.5—6; уд. в. 4.657. В HCl, HNO₃, H₂SO₄ не разлагается. Наиболее ин-

тенсивные линии рентгенограммы: 2.756 (10), 1.951 (6), 1.592 (6). Хим. состав (в вес. %): TiO_2 — 32.01; $\Sigma (\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ — 26.26; $\Sigma \text{Cl}_2\text{O}_3$ — 25.55; ThO_2 — 1.16; FeO — 0.94; CaO — 1.32; MgO — 0.18; Na_2O — 10.53; K_2O — 0.80; H_2O — 0.85; сумма — 99.6. Формула ниоболопарита: $(\text{Na}_{0.59}\text{Ce}_{0.27}\text{Ca}_{0.07}) \cdot (\text{Ti}_{0.67}\text{Nb}_{0.33}) \cdot \text{O}_{2.87}(\text{OH})_{3.13}$. Ниоболопарит является крайним ниобиевым и натриевым членом в ряду минералов группы перовскита, в котором почти полностью осуществлен гетеровалентный изоморфизм по схеме: $\text{Ca}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{Na}^{1+} + \text{Nb}^{5+}$. В пегматитовой жиле ниоболопарит находится в ассоциации с натролитом, эгирином, пироксеном, мурманитом, шизолитом, лампрофиллитом, галенитом, сфалеритом и рамзаитом. Библиография — 2 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1958, № 8, 14166.

131. Тихоненков И. П., Семенов Е. И., Казакова М. Е. Первая находка эльпидита в Союзе. ДАН СССР, т. 114, 1957, № 5, стр. 1101—1103. Q-36-V, VI.

Эльпидит — $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — в СССР впервые был обнаружен авторами в 1949 г. в пегматитах гор Аллуайв и Куфтьюв в Ловозерском массиве. Он наблюдается в розовом альбите в виде белых радиально-лучистых сростков удлиненно-призматических кристаллов в пустотах вместе с эпидидимитом, кварцем, апатитом и непутином. Отдельные выделения достигают $1.5 \times 0.3 \times 0.4$ см. Кристаллы часто бесцветны, прозрачны, обладают шелковистым блеском и отчетливой вертикальной штриховкой на плоскостях спайности. Минерал легко раскалывается на тончайшие иглы. Спайность совершенная в двух направлениях (по призме), излом занозистый, черта белая; тв. 5, уд. в. 2.615; $a_0=7.4$, $b_0=14.4$, $c_0=7.05$, $z=2$. Дебаеграмма ловозерского эльпидита идентична дебаеграмме гренландского эльпидита. Минерал оптически двуосный, положительный, $2V=84^\circ$, $Ng=1.577$, $Nm=1.569$, $Np=1.563$. Удлинение отрицательное. Разлагается только в HF. Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 57.13; ZrO_2 — 20.33; TiO_2 — 0.05; Nb_2O_5 — 1.43; FeO — 0.14; CaO — 0.43; Na_2O — 9.89; K_2O — 0.19; H_2O — 9.94; F — 0.12; Cl — 0.18. Формула: $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Спектральным анализом установлено наличие Nb, Be, Sr, Mg, Mn, Y. Для ловозерского эльпидита характерно высокое содержание Nb при почти полном отсутствии Ti, что подтверждает возможность изоморфного замещения Zr ниобием. Вода выделяется при $120-200^\circ$ и носит цеолитный характер. (З. В. Ш.). РЖ Геол., 1958, № 7, 12198.

132—133. Тихонова Л. А., Глебов С. В. Кианитовые огнеупоры на основе пород Кейвского месторождения. Огнеупоры, 1957, № 6, стр. 252—260. Q-37-I-III, IX, X. Исследование выполнено Ленинградским институтом огнеупоров.

Ниже приводятся состав и свойства кейвских кианитовых пород.

Средневзвешенное содержание Al_2O_3 составляет 34%. Для огнеупоров, требующих не менее 45% Al_2O_3 , породу нужно обогащать.

Изучены изменения при нагревании до 1700° , уд. в., водопоглощение, усадка, фазовый состав кианитов. Пористость увеличивается при нагревании, рост образца достигает максимума (8.2%) при 1450° . При $1270-1360-1375^\circ$ кианит переходит в муллит.

Обогащение производится двумя способами: флотационным и осажждением в тяжелой суспензии. Наилучший выход концентрата — из крупнопараморфической и крупноконкреционной пород (53—58% Al_2O_3).

Огнеупоры предлагается готовить многошамотным способом. Из концентрата с 53—58% Al_2O_3 получены огнеупоры высокого качества, состоят из жесткого сростка кристаллов муллита и кремнеземистого стекла. Стойкость огнеупоров из кейвских кианитов в 2—2.5 раза выше стойкости многошамотного кирпича. Граф. — 9 табл. Библиография — 10 назв. (Е. Д. Б.). РЖ Геол., 1958, № 2, 2829.

Компоненты, минеральный состав, свойства	Крупно-параморфический кианитовый сланец	Крупно-конкреционный кианитовый сланец	Мелкопараморфический кианитовый сланец	Мелкоконкреционный кианитовый сланец	Игольчато-волоконистый кианитовый сланец
SiO ₂	57.82	44.60	63.36	58.45	56.06
Al ₂ O ₃	36.00	51.19	31.86	31.81	37.96
Fe ₂ O ₃	1.52	0.24	0.40	2.30	1.06
TiO ₂	1.34	0.57	1.12	1.53	1.18
CaO	0.42	0.26	0.12	0.72	0.61
MgO	0.50	0.18	2.24	0.54	0.24
Na ₂ O + K ₂ O	0.67	0.64	0.64	2.10	1.38
П. п. п.	2.08	2.86	2.28	2.61	2.16
SO ₃	0.09	0.12	0.09	0.12	0.09
Сумма	100.35	100.54	100.02	100.06	100.65
Уд. в.	3.78	3.380	3.049	3.004	3.093
Огнеупорность	1680	1830	1670	1680	1660
Минеральный состав:					
кианит	44.22	68.03	38.37	34.76	50.58
кварц	36.10	19.90	44.57	35.89	31.29
Слюда, ставролит, углерод и др.	19.68	12.07	16.77	29.38	18.13

134. Токарев В. А. О сейсмичности района Баренцева моря. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1957, т. 59, вып. 2, отд. геол. и минерал., стр. 194—203.

В районе Баренцева моря каледониды северо-западной Скандинавии через архипелаг о. Шпицберген уходят к восточному побережью Гренландии. От этой главной дуги на Финмаркене отделяется зона, идущая через п-ов Рыбачий и о. Кильдин к полуостровам Канин и Тиман. Герцинские складчатые структуры подходят к району от Полярного Урала, на Пайхое поворачивают к северо-западу и уходят на Вайгач и Новую Землю, изгибаясь здесь широкой дугой.

Платформенный характер акватории Баренцева моря подтверждается горизонтальным залеганием древних гнейсов и сланцев Шпицбергена, сланцев и песчаников перми, юры и мела. Породы юры и нижнего мела на Земле Франца-Иосифа лежат также горизонтально.

Сейсмически активна только периферия Баренцева моря. Число землетрясений, зафиксированных здесь с 1728 по 1947 г. превышает 70. Период наиболее частых землетрясений (1923—1930 гг.) совпадает с периодом наибольшей сейсмической активности всей Арктики (1923—1933 гг.). Наибольшее число землетрясений в год не превышает 7. Активные годы перемежаются с годами покоя. Землетрясения района приурочены к зоне развития каледонид и северной части Русской платформы (Кольский полуостров и Карелия). Тиман сейсмически пассивен, так же как и герциниды Новой Земли, Вайгача, Пайхоя. Граф. — 1 карта. Библ. — 14 назв. (В. А. Т.).

135. Торфяной фонд РСФСР. М., 1957. 774 стр. (Главн. упр. торфяного фонда при Совете Министров РСФСР).

Мурманская обл. — стр. 14, 18—19, 22—23, 26, 44—45, 48, 51, 441—447.

136. Усольцева К. И. Основные этапы формирования рельефа и покрова рыхлых отложений Кольского полуострова. Уч. зап. Курского пед. ин-та, 1957, вып. 4, стр. 174—200.

В формировании современного рельефа Кольского полуострова намечаются 4 этапа. Наиболее древний из них относится к дотретичному вре-

мени и характеризуется развитием мезозойского пенеплена, в пределах которого основные орографические элементы располагались в соответствии с планом саамской и свекофеннской складчатостей, подновленных сбросами палеозойского времени.

Следующий этап относится к периоду альпийской складчатости и связан с образованием многочисленных разломов, разбивших район на ряд горстов и грабен. В четвертичном периоде рельеф, образованный третичными тектоническими движениями, был слабо видоизменен оледенением, которое в период таяния ледникового покрова образовало аккумулятивные формы ледникового рельефа. Последний этап формирования рельефа Кольского полуострова относится к поздне- и послеледниковому времени. Этому периоду соответствуют эпейрогенетические, сводовые, дифференцированные поднятия района, внедрение в пределы отдельных участков морских трансгрессий и широко развитая нивация с образованием щебенчатых шлейфов. Эти процессы способствовали дальнейшей моделировке рельефа и приобретению его современных черт. Библиография — 33 назв. (Л. Д. Ш.). РЖ Геол., 1959, № 1, 309.

137. Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 225, сер. геол. наук, вып. 9, Геология, стр. 34—70.

В основу тектонического районирования (на базе геологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000) положен принцип геологического разреза. Выделены 3 крупных геологических района: Беломорский, Кольский и Карельский. Архейская группа пород региона включает разнообразные комплексы гнейсов и кристаллических сланцев, в основном кварцево-полевошпатового состава с большим количеством высокоглиноземных минералов. Наиболее полно архей развит в Беломорском районе, где он подразделяется на 4 толщи. Протерозойская группа представлена двумя сериями, в нижней из которых выделены 3 формации (снизу). 1) Формация гнейсов и сланцев. В основании ее залегает мощная толща конгломератов, в верхах появляются железистые кварциты и амфибол-магнетитовые сланцы, кое-где со спилитами, лептитам и туфами. 2) Спилито-кератофировая формация. Представлена метаморфизованными диабазовыми эффузивами, туфами, кератофирами и кварцевыми порфирами, в подчиненном количестве — графитистыми сланцами, филлитами и местами карбонатными породами. 3) Верхняя терригенная формация (тикшозерская и кейвская свиты). Состоит из песчано-глинистых отложений, превращенных в гнейсы и сланцы. Возраст всех трех формаций считается нижнепротерозойским, поскольку по своему распространению и структурному положению они тесно связаны с археем. Возможно, что некоторая часть этих образований относится еще к верхнему архею. Карельские (ятулийские, калевийские и ладожские) образования составляют верхнюю серию протерозоя. Для них характерно присутствие в нижних частях слоистых псаммитов, а в верхних — доломитовых мраморов, глинистых сланцев и филлитов. Стратиграфически вышележащие толщи ютния автор относит к эокембрию. На основании сопоставления разрезов протерозойских отложений в пределах восточной части Балтийского щита выделены отдельные тектонические зоны и намечены четыре основных этапа тектонических движений и интрузивной деятельности. Архейский этап охватывает полный цикл осадконакопления и магматизма и завершается складкообразованием с формированием складчатых сооружений — беломорид. Магматическая деятельность в архее проявилась в излияниях основных лав и внедрении силлов и даек габбро и габбро-норитов. Вероятно, одновременно со складкообразованием происходило образование древнейших гнейсо-гранитов и гиперстеновых гнейсодiorитов. В посленижнеархейскую эпоху намечается резко выраженная диф-

ференциация этого участка коры на зоны разной подвижности. В некоторых зонах происходит накопление мощных терригенных и вулканических толщ. В Беломорском геологическом районе в это время накапливались толщи терригенных осадков. В первую доверхнепротерозойскую фазу, проявившуюся интенсивно в центральных частях Карельского и Кольского районов, образовались крупные центральные поднятия — антиклинории. К этому этапу приурочены интрузии ультраосновного и основного состава, развитые в областях накопления вулканогенных толщ или в зонах разрывов. К областям поднятий приурочены кислые изверженные породы (граниты II группы). В стороны от образовавшихся поднятий в периферических прогибах происходит накопление мощных толщ верхней формации нижнего протерозоя. К началу верхнего протерозоя осадконакопление вновь захватывает почти весь район, за исключением области беломорид. В середине верхнего протерозоя периферические (краевые) прогибы подвергались интенсивному складкообразованию. По разломам произошло внедрение основной магмы. К заключительным фазам тектогенеза приурочено внедрение кислых интрузий гранитоидов (граниты III группы). Во вторую половину верхнего протерозоя происходит накопление осадков в межгорных прогибах, закончившееся складчатостью и внедрением силлов и даек габбро-диабазов. Кислый магматизм проявился в образовании посторогенных интрузий гранитов рапакиви. В эпоху юттия—зокембрия в большей части района существовали платформенные условия. Геосинклинальные осадки этого времени известны лишь на севере в области каледонид. Библ. — 25 назв. (М. С. М.). РЖ Геол., 1960, № 1, 275.

138. Х о л м о в Г. В. Выступление на совещании о направлении поисковых и разведочных работ в районе Монче-тундры. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 297—298. Q-36-III.

В выступлении говорится об изученности месторождений Мончегорского района. Подчеркивается правильность направления поисковых и разведочных работ в этом районе, которые будут производиться в осевой глубинной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная. Обращается внимание на необходимость проведения работ в приподожвенной части массива Нюд и на возможность обнаружения новых рудных тел в восточной части «критического» горизонта этого массива. (Ю. И. А.).

139. Х о л м о в Г. В. Дайковый комплекс Монче-тундры как поисковый признак нахождения богатых сульфидных руд. Сб. аннотаций науч.-исслед. работ. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1950—1955 гг. Ч. 1. М., Металлургиздат, 1957, стр. 40—41. Q-36-III.

Для массива Ниттис-Кумужья-Травяная установлено, что габбро-пегматитовые дайки занимают ту же систему трещин, которая позже становится рудовмещающей. Рудные жилы образуются замещением габбро-пегматитов и инъекций в раскрывшихся полостях. Таким образом, связь структурно-геологическая. Установлена пространственная зональность в распределении рудных жил, габбро-пегматитов и микропегматитов. Выделены поисковые признаки богатых руд: 1) рудовмещающая система продольных крутопадающих трещин; 2) тесная пространственная и структурно-геологическая связь габбро-пегматитов с рудными жилами; 3) зональность в образовании дайковых пород и рудных жил — от микропегматитов через габбро-пегматиты к рудным жилам.

Для массива Нюд установлена связь мелких богатых рудных тел с разнообразными дайковыми породами. Здесь выделяются два главных поисковых критерия: 1) рудоконтролирующие структуры (подошва массива и «критический» горизонт); 2) тесная пространственная и структурно-

геологическая связь дайковых пород с мелкими телами богатых руд в тектонических трещинах, сопряженных рудоконтролирующими структурами. (Г. Ю. О.).

140. Ц и б у л ь ч и к М. А. Выступление на совещании о геологической изученности района Монче-тундры. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и переработки медно-никелевых руд, М., Профиздат, 1957, стр. 294—296. Q-36-III.

В южной части массивов Ниттис и Сопчи кровли для ультраосновной интрузии служат габбровые породы и гнейсы. Оруденение приурочено к верхней и нижней частям массива. Отсутствие серьезных тектонических подвижек в ультраосновных интрузиях позволяет сделать предположение, что современный рельеф массивов отражает форму кровли интрузии. Рудные жилы приурочены к верхней части интрузива и в плане образуют изгиб, следуя за формой тела массива. Это дает надежные поисковые критерии. На основе новых геологических представлений намечается район Сопчи, где возможно выявление рудных жил. (Ю. А. А.).

141. Ч у м а к о в А. А., Г и н з б у р г И. В. Новая редкометаллическая геохимическая провинция на Кольском полуострове. ДАН СССР, т. 114, 1957, № 2, стр. 400—403. Работа Кишиневского гос. ун-та и Кольского фил. АН СССР.

Выявлено крупное пегматитовое поле, приуроченное к глубоко метаморфизованной, сложно дислоцированной толще вулканогенно-осадочного происхождения и отчасти — к амфиболитизированным и альбитизированным габбро-лабрадоритам дайково-силлового типа. Непосредственная пространственная связь редкометаллических пегматитов с материнскими гранитоидами не установлена. Вскрытые выходы лейкократовых микроклиновых гранитов, встречающихся среди рудовмещающих амфиболитов, обладают «холодными» контактами и, по-видимому, представляют эрозийно-тектонические «окна». В ореоле пегматитового поля и в непосредственном контакте с рудовмещающими породами залегают олигоклазовые гранитоиды, более молодые лейкократовые микроклиновые и щелочные граниты, а на значительном удалении от пегматитового поля — древние микроклиновые гранитоиды. С интрузивами щелочных гранитов генетически связаны редкоземельные пегматиты с амазонитом. Надежным поисковым критерием является залегание редкометаллических пегматитов в метаморфизованных эффузивных и интрузивных основных породах. Для поисков важное значение приобретает также анализ околожильных образований, особенно появление литиевого амфибола-хольмквистита. Библ. — 5 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1958, № 10, 17927.

142. Ч у м а к о в А. А. Определение первичного ореола рассеяния при поисках литиевых месторождений петрографическим методом. Уч. зап. Кишиневского гос. ун-та, т. 25, 1957, геол. сб., стр. 125—130.

Во вмещающих породах литиевых месторождений присутствуют характерные сингенетические породообразующие и акцессорные минералы контактово-метасоматического генезиса. Петрографическое изучение боковых пород показывает, что распространение этих минералов в период литиевой минерализации подчинено объемно-пространственной закономерности, контролируемой структурно-геологическими особенностями пегматитовых тел и вмещающих пород.

Зона контактово-метасоматических процессов в боковых породах достигает значительных размеров, а определение ее контуров помогает открытию новых участков уже известного месторождения и слепых рудных тел.

Породообразующим минералом, прямо указывающим на наличие литиевого рудопроявления, является литиевый амфибол-хольмквистит. Содержание его в рудовмещающих породах (амфиболитах) колеблется от 1 до 25% объема породы и постепенно уменьшается по мере удаления от

жильного поля сподуменовых пегматитов. Оптические свойства хольмквистита: спайность по призме (110), пересекающаяся под углом, близким к 124° . Плеохроизм от фиолетово-сиреневого по N_g до бледно-желтого и почти бесцветного по N_p . Схема абсорбции прямая: $N_g > N_m > N_p$; $2V = -49-52^\circ$; $N_g = 1.646-1.648$; $N_p = 1.624-1.626$.

Хольмквистит не встречается в тех породах, в которых отмечается высокое содержание кварца, микроклина и кислого плагиоклаза. Парagenетической ассоциацией хольмквистита в амфиболитах являются актинолит или гастингсит, биотит, олигоклаз, цоизит, клиноцоизит, эпидот, турмалин, гранат, апатит, флюорит и сфен. При наличии железо-магнетизального гастингсита хольмквистит обладает слабой окраской и едва заметным плеохроизмом.

В радиусе 500—1200 м вокруг рудного поля отмечается отчетливый спектр линий Li в пробах из боковых пород. Тонкая сеть жилок альбитовидного аплита распространяется на 300—400 м от пегматитового поля.

Минеральные новообразования не всегда отмечаются равномерно в различных по составу и структуре породах, и ореол их распространения иногда весьма мал. Поэтому необходимо тщательное петрографическое изучение различных серий вмещающих пород. Библ. — 7 назв. (И. И. К.).

143. Чумаков А. А. Рапакивиобразные граниты и щелочные гранит-порфиры гибридно-ассимиляционного генезиса. Уч. зап. Кишиневского гос. ун-та, т. 25, 1957, геол. сб., стр. 83—113. Q-36-VI.

Рапакивиобразные граниты и щелочные гранит-порфиры гибридно-ассимиляционного генезиса картируются в виде штокообразного массива не более 1.5 км^2 площади в области развития сложного архейского комплекса микроклиновых и олигоклазовых гнейсо-гранитов и амфиболитовых сланцев и более молодых интрузивов эгириновых и арфведсонит-эгириновых гнейсо-гранитов. Серия гибридных пород генетически тесно связана с гранофировыми диабазами палеозойского времени, которые прослежены в архейских гранитах в виде дайкообразного тела мощностью 15 м, по простиранию на 50 м. Структура гранофировых диабазов офитовая. Минеральный состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен; второстепенные минералы: биотит, магнетит, апатит, микропегматитовый агрегат кварца и полевого шпата. Приведено описание минералов.

По структуре и количественно-минералогическому составу среди гибридных пород выделены две группы, генетически представляющие различные и последовательные стадии ассимиляции и гибридизации. К первой группе отнесены мелкозернистые, отчасти порфировидные габбро-сиениты, диорито-сиениты, щелочные и кварцевые сиениты, грано-сиениты с реликтовыми структурами. Они представляют переходную группу гибридных образований серии, близкой по облику и составу нормальномагматическим и полнокристаллическим породам семейства гранитоидов. Ко второй группе отнесены горные породы магматического облика, среднезернистые редко порфировидные с высоким содержанием кварца, наличием зональных овоидов полевого шпата, подобных «лапше-гранитам». Приводится описание минералогического состава обеих групп.

Конечной разновидностью процесса ассимиляции и дифференциации контамированной магмы являются рапакивиобразные граниты (типа «лапше-гранитов»), по химизму близкие к группе сиенито-диоритов. Главные минералы: альбит-олигоклаз, микроклин (в основной массе и в овоидах), кварц, роговая обманка, биотит, клинопироксен. Второстепенные: апатит, сфен, магнетит, ортит, циркон, флюорит. Вторичные: агрегат серицитовой слюдки в некоторых кристаллах плагиоклаза (в ядре). Описаны минералы.

Химический состав рапакивиобразных гранитов сходен с составом типичного рапакиви-гранита бердяшского типа и близок также к извест-

ным породам типа «лапше-гранита» Выборгского массива. В генетической и пространственной связи с рапакивиобразными гранитами находятся щелочные гранит-порфиры, которые встречаются в районе Белой тундры. Урмы-вараки, Кровяной, Софкры-Цаги (Сефкрапахк). Минеральный состав основной массы щелочных гранитопорфиров: микроклин, альбит-олигоклаз, дымчато-синева-зеленая роговая обманка, биотит, апатит, ортит, циркон, сфен и магнетит. Во вкрапленниках преобладает кварц и реже микроклин. Дано описание минералов и приведены результаты химических анализов.

Описаны стадии и способы образования гибридно-ассимиляционной ассоциации горных пород (от периода образования гранофировых диабазов и жильного гранофира до периода кристаллизации сиенито-диоритов). Библиография — 35 назв. (Т. А. Ф.).

144. Ш и л и н Л. Л., Семенов Е. И. Бериллиевые минералы эпидидимит и эвдидимит в щелочных пегматитах Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 112, 1957, № 2, стр. 325—328. Q-36-V, VI.

Минералы эпидидимит и эвдидимит, имеющие один и тот же химический состав, близкий удельный вес, оптические и другие свойства, различаются по кристаллографическим свойствам. Эпидидимит — минерал ромбический, а эвдидимит — моноклинный. Оба минерала образуют в пустотах друз альбита пластинчатые и таблитчатые кристаллы с преобладающим развитием пинакоида (001). Размер кристаллов 0.3—2 см. Для обоих характерно широкое проявление двойникования, аналогичного двойникованию гидраргиллита. Эпидидимит нередко встречается в виде псевдогексагональных таблитчатых кристаллов, представляющих тройниковые срастания. Эвдидимит образует иногда двойники типа «ласточкина хвоста». Эпидидимит часто находится в виде мелкозернистых агрегатов или в виде сферолитов диаметром до 1 см. Оба минерала белого цвета и обладают совершенной слюдоподобной спайностью по (001). Блеск на плоскости спайности перламутровый. Тв. 6—7; уд. в. 2.551—2.554; (+) $2V=30^\circ$; $N_g=1.548$; $N_p=1.540$. Главные межплоскостные расстояния эпидидимита и эвдидимита из Ловозера соответственно (в Å): 3.09, 2.97, 3.38, 1.856, 1.807, 1.287, 6.36 и 3.16, 3.38, 3.09, 3.50, 3.01, 2.01, 1.694, 6.28, 3.70, 2.85, 1.738, 1.576, 1.560. Параметры ловозерского эпидидимита: $a_0 = 7.28$, $b_0 = 12.54$, $c_0 = 13.43$. На кривой нагревания эпидидимита установлены эндотермические остановки при 810—830 и 940—975°.

Хим. анализ эпидидимита из Ловозера и эвдидимита из Нарсарсука Гренландии соответственно (в вес. %): SiO_2 — 72.60 и 73.74; Al_2O_3 — 0.20 и нет; Fe_2O_3 — 0.13 и нет; BeO — 10.42 и 10.56; MgO — 0.07 и нет; CaO — 0.26 и нет; Na_2O — 12.63 и 12.88; K_2O — 0.20 и нет; H_2O — 4.00 и 3.73; сумма — 100.51 и 100.91. Оба минерала характерны для щелочных пегматитов; находятся в центральной их зоне, сложенной в основном альбитом или натролитом, в ассоциации с нептунином, шизолитом и др. Библиография — 4 назв. (К. Н. Р.). РЖ Геол., 1957, № 10, 14068.

145. Ш и л и н Л. Л., Ц а р е в а Л. П. О распространении бериллия в породах и минералах пегматитовых жил Ловозерских и Хибинских тундр. Геохимия, 1957, № 4, стр. 325—333. Резюме англ. Q-36-IV—VI.

Среднее содержание Be в породах в Ловозерском щелочном массиве по 82 пробам составляет 0.0012%, а в породах Хибинского массива по 167 пробам равно 0.00063%. Наибольшей концентрацией Be среди пород Хибинского массива обладают хибиниты, затем рихсдориты и далее среднезернистые эгирин-нефелиновые сиениты. Среди пород Ловозерского массива наибольшее количество проб с богатым содержанием падает на пойкилитовые нефелиновые сиениты, затем на фойяиты и далее на луявриты нормальные и эвдиалитовые.

Приводятся данные распространенности Ве в породах различных типов, слагающих Хибинский и Ловозерский массивы. При этом наибольшие содержания бериллия отмечаются для рихторитов и хибинитов (группа Д — богатого содержания, достигающего 0.0019—0.0076% Ве), а также для пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозера (группа Д — богатого содержания, достигающего 0.0020—0.0076% Ве).

На ранних этапах магматической кристаллизации щелочных пород Ве рассеивается и захватывается кристаллическими решетками породообразующих минералов. В благоприятных условиях, по мере развития магматического процесса, происходит образование самостоятельных бериллиевых минералов в конечные стадии пегматитового процесса (гельвин, гентгельвин, чкаловит), в гидротермальную стадию (эпидидимит, эвдидимит, карпинскиит, берtrandит и др.) и в гипергенную (водные силикаты — бериллит и другие минералы). Библ. — 25 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1958, № 3, 4504.

146. Ш и ш к и н Н. Н. Обзор работ сырьевой лаборатории института «Гипроникель» и дальнейшие направления ее исследований. В сб.: Материалы совещания по вопросам интенсификации и усовершенствования добычи и технологии переработки медно-никелевых и никелевых руд. М., Профиздат, 1957, стр. 75—80. Q-36-III.

В монографии, выпущенной сырьевой лабораторией ин-та «Гипроникель» в 1947 г., обобщены все материалы по геологии и рудообразованию Монче-тундры. Последующие работы представляют собой более углубленное изучение отдельных вопросов и являются дополнением к монографии. В нижней приподнятой части массива Ниттис-Кумужья-Травяная богатое инъекционное оруденение нового типа, частично никелевое, частично медное, с платиноидами. (Ю. В. Г.).

147. Ш к о р б а т о в С. И. Успехи геологических исследований на Северо-Западе Европейской части СССР за 40 лет Советской власти. В сб.: Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I, Л., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 5—18.

148. Щ е р б а к о в Д. И. Академик А. Е. Ферсман — основатель Кольской базы Академии наук СССР. В сб.: Вопросы истории естествознания и техники, вып. 3, М., Изд. АН СССР, 1957. Библ. — 5 назв.

149. Я к о в л е в С. А. Четвертичные отложения северной части Русской равнины. В сб.: Материалы к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода, М., Изд. АН СССР, 1957, стр. 32—35. (Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, вып. 13).

На основании анализа валунов, включенных в морену, устанавливаются три центра оледенений, покрывавших север Русской равнины в четвертичный период — Скандинавский, Новоземельский и Североуральский. Для морены скандинавского центра характерны валуны нефелинового сиенита, принесенные с Кольского полуострова.

Для Русской равнины устанавливается шесть ледниковий, разделенных между собой трансгрессиями. Из них бореальная трансгрессия (второе новомежледниковье) и послеледниковая распространялись на Кольский полуостров. (Н. Н. А.).

1958

150. А р м а н д А. Д. Некоторые особенности строения морены на Кольском полуострове в связи с явлениями течения. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 36—42.

Способность морены Кольского полуострова переходить в состояние пlyingуна обусловлена ее гранулометрическим составом, а именно содержанием фракции менее 0.05 мм в количестве 15—30% от песчаной части.

В результате этого нередко наблюдается течение морены по склонам, особенно в весеннее время.

Более интенсивно, чем сейчас, оплывание происходило в позднеледниковое время, когда таяние льда давало избыток воды, а поверхность ледниковых отложений не была закреплена растительностью. Следы течения морены сохранились как в текстурных особенностях ее строения, так и в рельефе. В разрезах в результате течения морены появляется слабая сортировка, смятие вышележащих слоистых образований и другие признаки.

Из форм рельефа с течением морены связано образование солифлюкционных «языков» и террас моренных гряд, по виду напоминающих озы, двухслойное строение друмлинов. Следствием солифлюкции морены по откосам в тающем леднике явилось образование покрова несортированных отложений на камах и ряд переходных форм от камов к моренным холмам.

Способность морены к течению часто имеет серьезные последствия при строительстве и должна учитываться при проектировании зданий и дорог. Библ. — 8 назв. (А. Д. А.). См. также РЖ Геол., 1959, № 5, 9184.

151. Барбанов В. Ф. Лампрофиллит из ущелья Гакмана в Хибинах. Вестн. ЛГУ, 1958, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 15—24. Q-36-IV, V.

В апофиллитовых жилах ущелья Гакмана (Хибины) выделяются две разновидности лампрофиллита: игольчатая и волокнистая. У игольчатого лампрофиллита бронзово-желтый цвет или золотисто-бронзовый, блеск сильный стеклянный, на плоскости спайности — перламутровый. У волокнистого лампрофиллита цвет светло-желтый, с блеском, шелковистый.

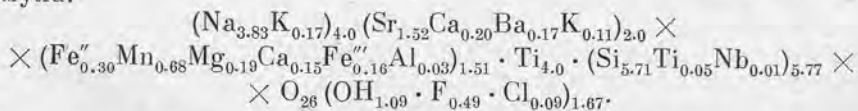
Размеры достигают долей миллиметров в длину. Гониометрическое изучение лампрофиллита показало, что кристаллы сложены гранями призмы (110) и пинакоида (100).

Уд. в. игольчатого лампрофиллита равен 3.483, волокнистого — 3.504. $Ng=1.777\pm 0.001$; $Np=1.745\pm 0.001$; $Ng-Np=0.031\pm 0.001$ для волокнистой разности.

Для игольчатых разностей $Ng-Np=0.033\pm 0.001$; cNg колеблется в пределах от 0 до 4—5°.

Плеохроизм игольчатого лампрофиллита по Np — светло-желтый, по Ng — бронзово-желтый. У волокнистого плеохроизм слабее. В сечениях (100) и (001) у игольчатого лампрофиллита наблюдается двойникование. Плоскость срастания, вероятно, (111) или (011) и (100).

Хим. состав волокнистого лампрофиллита (в вес. %): SiO_2 — 30.70; TiO_2 — 29.14; Al_2O_3 — 0.44; Nb_2O_5 — 0.15; Fe_2O_3 — 0.54; FeO — 1.91; MnO — 4.29; MgO — 0.67; CaO — 1.74; SrO — 14.07; BaO — 2.31; Na_2O — 10.63; K_2O — 1.17; F — 0.84; Cl — 0.28; H_2O^- — 0.20; H_2O^+ — 0.90; сумма — 99.98. Формула:



Хим. состав игольчатого лампрофиллита (в вес. %): SiO_2 — 30.73; $TiO_2 + Al_2O_3 + Nb_2O_5$ — 31.10; $Fe_2O_3 + FeO$ — 2.16; CaO — 1.76; SrO — 13.20; BaO — 2.25.

Отмечается длительный процесс кристаллизации лампрофиллита, возможно, до конца гидротермальной стадии. (М. Г. Ф.).

152. Батиева И. Д., Бельков И. В. Базальные конгломераты Кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв (Центральный водораздел Кольского полуострова). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, стр. 48—53. Q-36-VI. Работа Кольского фил. АН СССР.

Базальные конгломераты кейвских гнейсов, впервые обнаруженные летом 1957 г. в районе оз. Ефимозеро (Сейявр), представляют интерес для выяснения стратиграфического соотношения свиты кейв с гранито-гнейсами архея.

Базальные конгломераты прослежены в коренных обнажениях на 50—70 м вкост простирания от границы с олигоклазовыми гранито-гнейсами и на 200 м по простиранию в виде отдельных разобитных выходов. Стратиграфически выше залегают типичные биотитовые гнейсы с редкой галькой кварца, переходящие в гранат-биотитовые гнейсы со слабо выраженной слоистостью. Гнейсы и конгломераты секутся жилами щелочного гранита. Базальные конгломераты представляют собой темноокрашенную породу, содержащую светлые гальки и валуны, четко обособленные от цемента. Гальки сильно вытянуты до 50—60 см. Наиболее крупные гальки встречаются вблизи границы с олигоклазовыми гранитами, вверх по разрезу размер галек убывает. По химическому составу гранит галек весьма близок подстилающим олигоклазовым гранито-гнейсам. Цемент конгломерата имеет состав биотит-амфиболового гнейса. Структура цемента — гранолепидобластовая, крупнозернистая.

Обнаруженные базальные конгломераты с галькой олигоклазовых гранито-гнейсов, не мигматизированных микроклиновым гранитом, с определенностью устанавливают относительный возраст пород свиты кейв как более молодой, чем плагиограниты I группы, и более древний, чем микроклиновые граниты II группы, относимые к архейским образованиям. По своему стратиграфическому положению свита кейв отнесена к ботнийским образованиям. Граф. — 3 табл. Библ. — 6 назв. (Т. А. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 22461.

153. Батиева И. Д., Бельков И. В. Сахарйокский щелочной массив. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 40—46. Q-37-I. Работа Кольского фил. АН СССР.

Массив расположен в верховьях правобережного притока р. Сахарйок, приурочен к южной зоне контакта щелочных гнейсо-гранитов Западных Кейв с архейскими олигоклазовыми гранито-гнейсами, представленной системой разломов северо-западного простирания, по которым внедрились основные породы, щелочные гнейсо-граниты и щелочные породы.

Массив является круто наклонным к восток-северо-востоку дайкообразным телом с пологозалегающими апофизами. Лежащий бок массива и апофизы сложены щелочными, висячий — нефелиновыми сиенитами. Среди последних различают миаскиты (преобладают), меланократовые гнейсовидные нефелиновые сиениты и массивные нефелиновые сиениты с пойкилобластическим амфиболом. Хим. состав миаскита, меланократового нефелинового сиенита и щелочного сиенита соответственно (в вес. %): SiO_2 — 55.82, 42.22 и 56.90; TiO_2 — 0.09, 0.38 и 0.42; ZrO_2 — 0.61, не опр. и не опр.; Al_2O_3 — 22.45, 12.42 и 17.71; Fe_2O_3 — 1.60, 3.33 и 4.12; FeO — 1.79, 4.48 и 5.44; MnO — 0.13, 0.19 и 0.25; MgO — 0.05, 10.12 и 0.94; CaO — 1.39, 9.55 и 2.35; BaO — сл., 0.02 и 0.76; K_2O — 4.82, 5.52 и 3.92; Na_2O — 10.15, 4.84 и 5.22; H_2O^- — 0.48, 0.00 и 0.44; H_2O^+ — не опр., 3.59 и 1.33; P_2O_5 — 0.05, 0.07 и 0.07; CO_2 — не опр., 2.63, не опр.; п. п. п. — 0.78, 0.97 и нет; сумма — 100.21, 100.33 и 99.87.

Геологическое положение, форма и внутреннее строение Сахарйокского массива позволяют отнести его к трещинным межформационным плутонам с первично-гнейсовой фацией слагающих пород.

По петрографическому составу и минералого-геохимическим особенностям он резко отличается от всех других известных на Кольском полуострове массивов нефелиновых сиенитов и, возможно, генетически связан со щелочными гранитами центрального водораздела. Граф. — 1 карта, 1 табл. Библ. — 3 назв. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5342.

154. Б а т и е в а И. Д. Щелочные граниты района Канозера—Колвицкое озеро. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 146—179. Q-36-X, XI. Работа Кольского фил. АН СССР, 1948—1950 гг.

Щелочные граниты образуют ряд массивов, вытянутых в северо-западном направлении по простиранию вмещающих пород. Главный Канозерский массив приурочен к крупному разрыву в сложно дислоцированном фундаменте. Сопровождающие его мелкие массивы расположены по трещинам скалывания и разрыва. Щелочные граниты являются посторогенными образованиями. Плоскостная и линейная ориентировки в них имеют первичное происхождение. Различаются: 1) группа щелочных гранитов, гнейсо-гранитов, гнейсо-бластомилонитов, аплитовидных и аплитовых гранитов, 2) группа аляскитов и пегматоидных гранитов. Контакты с вмещающими породами отчетливые, резкие; часты эруптивные брекчии в эндоконтактных зонах, плейчатость и осланцованность в экзоконтактных зонах.

Плоскостная ориентировка темноцветных минералов всегда следует направлению плоскости контакта с вмещающими породами, повторяя все изменения в их пространственном положении, но может и не совпадать с тектоникой вмещающих пород.

По оптической ориентировке кварца гнейсо-граниты и аляскиты являются R-тектонитами, а гнейсы-бластомилониты — R+S-тектонитами. Движение происходило в направлении, перпендикулярном линейности, для R-тектонитов и в направлении линейности — для R+S-тектонитов.

Дано петрографическое описание разновидностей щелочных гранитов. 12 новых химических анализов щелочных гранитов показывают близость их к гранитам щелочноземельного типа, тогда как присутствие феррогагстингсита, эгирин-авгита и биотита-лепидомелана позволяет отнести их к щелочным гранитам; с последними их сближает также ряд геохимических черт (амазонитовые пегматиты с иттриевой минерализацией). Повышенное содержание Са и Fe может быть связано с явлениями ассимиляции и контаминации. Граф. — 11 табл. (И. В. Г. и И. Д. Бат.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23219.

155. Б е л ь к о в И. В., С и д о р е н к о А. В. Александр Федорович Соседко. (Некролог). Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 4, стр. 102—103. РЖ Геол., 1959, № 9, 17772.

156. Б е л ь к о в И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 126—139. Q-36-VI, XI.

Наиболее крупные поля амазонитовых пегматитов на Кольском полуострове связаны с массивами щелочных гранитов Западных Кейв и Канозера. Намечаются поисковые признаки: 1) иттровое оруденение связано с пегматитами, содержащими красный и зеленоватый микроклипертит или ярко-зеленый амазонит; 2) более мощные пегматитовые жилы, минерализованы сильнее маломощных; 3) в неальбитизированных пегматитах гадолинит концентрируется в зальбандах жил; в альбитизированных пегматитах гадолинит, фергусонит, иттриалит концентрируются в зонах альбитизации среди пластинчатого альбита и кварца поздней генерации.

Пегматиты, подвергшиеся процессам интенсивного окварцевания, а также жилы с бледно-зеленым амазонитом, находящиеся в удалении от контактных зон, иттровой минерализации не несут.

Гадолинит образует кристаллы бархатно-черного цвета, удлиненно-эллипсоидального облика, размером до 5—8 см в длину. Блеск стеклянный до смолистого. Излом полураковистый, спайность отсутствует, тв. 7. В шлифах имеет зеленую окраску, не плеохроирует, оптически изотроп-

ный, $N=1.780-1.786$. Хим. состав гадолинитов из Западных Кейв и из района оз. Канозеро соответственно (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 24.05$ и 24.68 ; $\text{TiO}_2 - 0.06$ и нет; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.08$ и нет; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 8.17$ и 0.21 ; $\text{FeO} - 5.71$ и 11.5 ; $\text{MgO} - 0.04$ и 0.01 ; $\text{CaO} - 0.82$ и 0.53 ; $\text{MnO} -$ нет и 0.33 ; $\text{Na}_2\text{O} - 0.30$ и 0.18 ; $\text{K}_2\text{O} -$ нет и 0.07 ; $\text{BeO} - 10.97$ и 10.30 ; $\text{ThO}_2 - 0.38$ и 0.27 ; $\text{U}_3\text{O}_8 - 0.30$ и 0.10 ; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 2.22$ и 0.67 ; $(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3 - 4.94$ и 0.86 ; $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3 - 42.23$ и 49.06 ; $\text{H}_2\text{O} - 0.40$ и 1.30 ; сумма — 100.31 и 100.09 . Различаются высоко- и низкотемпературная стадии выделения гадолинита, соответственно с зальбандов жил и в ассоциации с альбитом.

Фергусонит также находится в двух парагенезисах. В высокотемпературных ассоциациях минералов он присутствует в виде крупных кристаллов веретеновидного облика размером до $2-3$ см по длинной оси. Кристаллы позднего фергусонита имеют вид сильно удлинённых тетрагональных дипирамид. Цвет минерала черный до светло-коричневого. Блеск сильный, алмазовидный. Излом раковистый, спайность отсутствует, тв. 7, уд. в. 5.16 , $N=2.05$. В шлифах имеет светло-желтую окраску, не плеохроирует. Состав фергусонита из Западных Кейв (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 0.57$; $\text{TiO}_2 - 2.42$; $\text{ZrO}_2 - 0.05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.76$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.83$; $\text{MnO} - 0.51$; $\text{Na}_2\text{O} - 1.03$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 2.62$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 38.95$; $\text{CaO} - 2.20$; $\text{PbO} - 0.64$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 0.51$, $(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3 - 0.48$; $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3 - 39.12$; $\text{ThO}_2 - 2.48$; $\text{U}_3\text{O}_8 - 2.42$; $\text{H}_2\text{O}^- - 3.57$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0.24$; сумма — 100.40 .

Иттриалит обычно полностью разрушен, имеет зеленоватый цвет, прозрачен. Блеск его стеклянный до жирного и смолистого. Излом раковистый, спайность отсутствует. Тв. около 6. Хрупок, черта бесцветная. В шлифах прозрачен, оптически изотропен, $N=1.753$, уд. в. 4.377 . Данные хим. анализа (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 29.04$; $\text{TiO}_2 - 0.07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.92$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.60$; $\text{MgO} - 3.39$; $\text{MnO} - 0.82$; $\text{CaO} - 0.05$; $\text{ThO}_2 - 0.19$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 6.18$; $(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3 - 3.95$; $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3 - 50.76$; $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5 - 0.09$; п. п. п. — 3.48 ; сумма — 100.24 .

Иттрогранат макроскопически не отличается от обычных *Mn*-гранатов. $N=1.83-1.85$, уд. в. $4.193-4.238$. Хим. состав гранатов с горы Кислая варака и горы Черная земля в районе оз. Канозеро и из Западных Кейв соответственно (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 37.56$, 37.57 и 38.15 ; $\text{TiO}_2 - 0.05$, 0.05 и 0.12 ; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19.29$, 19.10 и 18.31 ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 2.86$, 3.07 и 2.94 ; $\text{FeO} - 14.23$, 13.49 и 12.04 ; $\text{CaO} - 3.04$, 3.26 и 2.13 ; $\text{MgO} - 0.11$, 0.11 и 0.17 ; $\text{MnO} - 19.60$, 19.83 и 24.38 ; $\text{Y}_2\text{O}_3 - 2.95$, 3.02 и 1.55 ; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 0.05$, 0.03 и 0.11 ; $\text{Na}_2\text{O} - 0.62$, 0.58 и 0.31 ; $\text{K}_2\text{O} - 0.07$, 0.08 и 0.04 ; сумма — 100.43 , 100.19 и 100.25 . (Н. А. С.). РЖ Геол., 1959, № 2, 3100.

157. Бельков И. В., Волкова М. И. Редкоземельный кальциевый фосфат-силикат. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 90—93. Работа Кольского фил. АН СССР.

Изученный минерал наблюдался в миаскитах Кольского полуострова вместе с полевыми шпатами, реже с темноцветными минералами в виде тонкопризматических, заостряющихся к концам выделений, согласно ориентированных с темноцветными компонентами миаскитов. Цвет минерала красновато-бурый или коричневый. Черта светло-желтая. Спайности нет. Тв. около 6, уд. в. 4.08 . Рентгеноаморфный, изотропный вследствие метамиктного распада, $N=1.756$. После прокаливании становится одноосным с $N=1.81$ и дает рентгенограмму, близкую к таковой минералов группы апатита, с характерными межплоскостными расстояниями: 2.83 , 1.63 , 3.13 , 1.26 , 1.23 , $a_0 = 9.40$, $c_0 = 6.96$ kX . Хим. состав (в вес. %): $\text{SiO}_2 - 17.88$; $\text{TiO}_2 - 0.00$; $\text{ZrO}_2 - 0.00$; $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{BeO} - 0.49$; $\text{CaO} - 12.64$; $\text{MgO} - 0.11$; $\text{MnO} - 0.62$; $\text{SrO} - 0.07$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 19.04$; $\Sigma \text{La}_2\text{O}_3 - 18.04$; $\Sigma (\text{Y}, \text{Yb})_2\text{O}_3 - 19.36$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 2.56$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 0.41$; $\text{ThO}_2 - 0.32$; $\text{CeO}_2 - 2.34$; $\text{F} - 2.38$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0.83$; п. п. п. — 4.03 ; сумма — $101.12 - 1.00 = 100.12$. Соответственно формула: $(\text{Ca}_{3.39}\text{Ce}_{1.74}\Sigma (\text{La})_{1.65}\Sigma (\text{Y}, \text{Yb})_{2.25})$

$\cdot \text{Th}_{0.01} \text{Sr}_{0.01} \text{Mg}_{0.04} \text{Mn}_{0.12} \text{Ca}_{0.21} [\text{Si}_{4.47} \text{C}_{0.79} \text{P}_{0.54} \text{Al}_{0.15} \text{O}_{5.95} \cdot \text{O}_{24}] \cdot \text{F}_{1.88}$. Предварительно рассматривается как новый минерал группы апатита. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1959, № 4, 7437.

158. Бельков И. В., Волкова М. И. Чевкинит из пегматитовых жил района Западных Кейв на Кольском полуострове. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 140—145. Q-36-VI. Работа Кольского фил. АН СССР.

Чевкинит был встречен в районе Западных Кейв на Кольском полуострове в пегматитах, генетически связанных со щелочными гранитами, на контакте последних с гнейсами. Простираение пегматитовых жил северо-восточное, под углом 35° , падение почти вертикальное; жильные тела являются пластово-секущими, правильной плитообразной формы; максимальная мощность 2.5—3.0 м; по простиранию жилы прослеживаются на 80—100 м. Главными минералами пегматитов являются розовато-белый микроклин-пертит, белый олигоклаз и кварц. Чевкинит приурочен к участкам пегматита, подвергшимся замещению кварцем. В отдельных участках концентрация чевкинита достигает 2—3% массы породы. Чевкинит наблюдается в виде плохо образованных кристаллов смоляно-черного цвета со смолистым блеском. Непрозрачен, тв. 5.5, уд. в. 4.476. В шлифе просвечивает густым красно-бурым цветом, в скрещенных николях изотропный, $N=1.98$. Хим. состав изучаемого чевкинита (в вес. %): SiO_2 — 19.76; TiO_2 — 15.07; ThO_2 — 2.18; U_3O_8 — 0.15; $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ — 0.44; Al_2O_3 — 0.73; Fe_2O_3 — 2.22; Ce_2O_3 — 18.34; $(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3$ — 23.84; $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$ — 3.57; FeO — 11.02; MnO — 0.20; MgO — 0.24; CaO — 1.53; BaO — 0.05; Na_2O — 0.56; K_2O — 0.14; H_2O^+ — 0.83; H_2O^- — 0.03; сумма — 100.90. Эмпирическая формула: $6(\text{Si}, \text{Ti}, \text{Th})\text{O}_2 \cdot 2(\text{La}, \text{Ce}, \text{Y}, \text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 2(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{O} \cdot \frac{1}{2} (\text{H}, \text{Na}, \text{K})_2\text{O}$. Описывается примененный метод анализа. Библ. — 5 назв. (И. Б. Т.). РЖ Геол., 1960, № 1, 801.

159. Белянкин Д. С. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 61.

160. Библина Т. В., Мурашов Д. Ф. Восточная часть Балтийского щита. [Докембрийский магматизм]. Архей. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 2, Магматизм, М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 14—17.

Наиболее ранними магматическими проявлениями оказываются амфиболиты и амфиболовые сланцы, входящие в состав беломорской и кольской серий архея. Это метаморфизованные основные эффузивы типа диабазов. Архейский возраст имеют и гранулиты.

Архейские интрузивные породы подразделяются на две возрастные группы.

1. Ранняя группа включает ультраметаморфизованные основные и ультраосновные породы (различные амфиболиты, метанеридотиты), олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты (I группы).

Олигоклазовые гнейсо-граниты (I группы) слагают громадные поля в пределах Кольского полуострова и Карелии. Их происхождение связывается с региональной гранитизацией пород нижнего архея. Абсолютный возраст пород этой группы 1500—2000 млн лет.

2. Группа позднеархейских магматических образований, включающая малые интрузии сильно метаморфизованных пород друзитовой серии, крупные тела основных и ультраосновных пород (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты, перидотиты и их метаморфизованные разновидности), микроклиновые гранито-гнейсы и мигматиты II группы. Абсолютный их возраст 1390—1800 млн лет. Позднеархейские интрузии обладают четкими

ограничениями и иногда секут структуры архейского фундамента. Интрузии этой группы участвуют в складчатости.

В состав комплекса друзитов входят перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, оливиновые нориты, анортозиты, габбро-лабрадориты и их метаморфизованные разности (амфиболиты).

По петрографическому составу и условиям залегания среди них выделяются две группы: 1) габбро-нориты, гнейсо-диориты, метаморфизованные ультраосновные породы и 2) габбро, габбро-анортозиты. Минералогический состав соответствует гранулитовой и реже эклогитовой фациям метаморфизма. Возраст этих гранитов определяется как верхне-архейский. Пегматиты, связанные с этими гранитами, несут крупные запасы керамического сырья и слюды. (Л. Н. Л.).

161. Б и л и б и н а Т. В. Восточная часть Балтийского щита. [Докембрийский магматизм]. Протерозой. Нижний протерозой. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 2, Магматизм, М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 17—21.

Для основных интрузий нижнего протерозоя характерны сложные комплексы гипербазитов и анортозитов. Ввиду нечеткого разделения последних с архейскими интрузиями описание их дано вместе.

По абсолютному возрасту (4190 млн лет) предположительно уточнено положение гранитов рапакиви (верхи нижнего протерозоя), считавшихся ранее доюртнйскими.

В противоположность мнению К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой и других, выделяющих в нижнем протерозое две группы магматических образований, представляется возможным более простое одночленное деление магматических образований этой группы.

Излияния спилитов и кератофиров объединяются в кератофиро-спилитовую формацию. Она отнесена вместе с основными интрузиями к ранним этапам развития нижнепротерозойского подвижного пояса. Средним его этапам соответствуют трещинные интрузии габбро-гранодиоритов и более поздних метасоматических микроклиновых гранитов. К более поздним этапам по своему характеру близки трещинные интрузии микропегматитовых гранитов, некоторые щелочные граниты и, возможно, граниты рапакиви. Последние являются наиболее поздними магматическими образованиями.

Дано описание четырех комплексов пород: 1) метаморфизованных эффузивов кератофиро-спилитовой формации нижнего протерозоя; 2) микроклиновых гранитов и гнейсо-гранитов (III группы); 3) микропегматитовых гранитов (граниты комплекса Нуорунен); 4) интрузии гранитов рапакиви. Дается распространение этих комплексов, взаимоотношения, состав, проводится аналогия со сходными более молодыми формациями Урала, Кавказа. (В. В. Л.).

162. Б и л и б и н а Т. В., Е л и с е е в Н. А. Восточная часть Балтийского щита. [Докембрийский магматизм]. Средний протерозой. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 2, Магматизм, М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 22—25.

К среднепротерозойским магматическим образованиям относятся несколько групп основных эффузивов (диабазов, габбродиабазов сегозерской и онежской серий, диабазов, порфиритов и агломератов суйсарской серии и некоторые другие) и несколько комплексов основных и ультраосновных пород (печенгский, мончегорский и др.).

По своему типу и металлогении магматизм среднего протерозоя отвечает новому геотектоническому режиму и соответствует ранним этапам развития подвижного пояса. Особенности тектоники и осадконакопления дают возможность выявить геосинклинальный, а местами и переходный к платформенному режим.

Кратко охарактеризовано пять комплексов эффузивов среднего протерозоя: 1) вулканические породы сегозерской, онежской, варзугской и других серий; 2) комплекс основных эффузивов печенгской серии; 3) суйсарский комплекс; 4) печенгские интрузии; 5) мончегорский интрузивный комплекс. (В. В. Л.).

163. Билибина Т. В., Елисеев Н. А., Волотовская Н. А. Восточная часть Балтийского щита. [Нижнепалеозойский магматизм]. В сб.: Геологическое строение СССР т. 2, Магматизм, М., Гостеолтехиздат, 1958, стр. 84—88.

К нижнепалеозойским проявлениям магматизма в восточной части Балтийского щита относятся платформенные интрузии сложного состава — от ультраосновных до щелочных пород и карбонатитов, а также условно палеозойские интрузии Гремяха-Вырмес и Елетьозера, некоторые интрузии щелочных гранитов и дайки диабазов. Сюда относятся интрузии центрального типа и Большой Ковдорский, Вуори-ярви, Африканда, Лесная варака, Озерная варака, Салмогорский, Себлявский и др., а также жилый комплекс Турьего мыса.

Для комплекса устанавливается следующий общий ход развития: (от более древних к молодым): 1) ультраосновные породы (оливиниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии; 3) турьяиты; 4) магнетитовые руды и 5) карбонатиты.

Все они имеют типичную металлогению, проявляющуюся в развитии титаномагнетито-перовскитовых руд в начальной и магнетитовых — в конечной стадии формирования. Породы этого комплекса характеризуются резкой недосыщенностью кремнекислотой и глиноземом, значительным преобладанием Na над K и Mg над Ca.

Интрузии щелочных гранитов известны только в Кольском структурном районе (южнее хр. Кейв). (К. А. Н.).

164. Билибина Т. В., Елисеев Н. А., Волотовская Н. А. Карелия и Кольский полуостров. [Средне- и верхнепалеозойский магматизм]. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 2, Магматизм, М., Гостеолтехиздат, 1958, стр. 140—142. Q-36-IV—VI.

Хибинский и Ловозерский щелочные массивы центральной части Кольского полуострова построены как центральные интрузии и относятся к типичным платформенным образованиям. Послеледниковый возраст массивов был установлен находкой во вмещающих Ловозерский массив породах верхнедевонской флоры.

В составе Хибинского массива выделяются следующие породы от периферии к центру, начиная с наиболее древних: 1) щелочные и подчиненные им нефелиновые сиениты; 2) массивные хибиниты, 3) трахитоидные хибиниты; 4) рисчорриты; 5) ийолиты, уртиты, малиньиты и луявриты; 6) фойяиты; 7) дайковые породы. Массив имеет неполнокольцевое или подковообразное строение.

Ловозерский массив также имеет сложное строение. В нем различают зоны (комплексы), начиная с более древних: 1) пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты, тавиты, фойяиты, уртиты, ювиты и щелочные сиениты; 2) первичнорасслоенная нижняя зона фойяитов, уртитов, малиньитов, луявритов; 3) первичнорасслоенная зона эвдиалитовых луявритов; 4) дайковый комплекс. Массив сложен преимущественно породами второй и третьей зон.

Оба массива располагаются в пределах мощной мобильной тектонической зоны, приблизительно широтного простирания. (К. А. Н.).

165. Бискэ Г. С. Рецензия на ст. Н. И. Апухтина «Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и северной Карелии по новейшим исследованиям». Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 167—170.

Автор критикует основные положения Н. И. Апухтина, выдвинутые в рецензируемой работе. Факты не подтверждают наличия следов четырех оледенений Кольского полуострова. Твердо доказаны лишь две морены, разделенные межледниковыми отложениями. Указывается необоснованность собственными фактами автора выделения поздне- и последниковых трансгрессий. Вскрывается ряд противоречий в изложении фактов и выводах. (Н. Н. А.).

166. Богачев А. И. О карбонатах массива Вуориярви. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 85—89. Q-36-VII.

В пределах Кольского полуострова и Северной Карелии имеется ряд массивов палеозойского возраста, в составе которых существенную роль играют карбонаты (Ковдозерский массив, массивы Вуориярви, Лесная варака, массив оз. Песочного и др.). Основные петрологические особенности массивов: 1) являются платформенными интрузиями центрального типа; 2) в геологическом строении принимают участие два комплекса пород — ультраосновной и щелочной; 3) наиболее поздними членами постмагматической деятельности в этих массивах являются оливино-магнетито-апатито-кальцитовые руды и карбонаты, генетически связанные с комплексом ультраосновных пород; карбонаты являются наиболее поздними образованиями. На территории массива Вуориярви среди крупнозернистых пироксенитов, кроме жил карбонатитов, встречаются мелкие секущие прожилки и небольшие тела неправильной формы кварцево-карбонатных пород, состоящих на 70—80% из карбонатных минералов, на 30% из кварца и на 1—5% из магнетита. Хим. состав крупнозернистых пироксенитов (среднее из двух анализов) и кварцево-карбонатных пород соответственно (в вес. %): SiO_2 — 37.86 и 20.63; TiO_2 — 4.90 и 5.04; Al_2O_3 — 5.89 и 1.19; Fe_2O_3 — 9.82 и 0.68; FeO — 6.16 и 15.77; MnO — 0.12 и 0.24; MgO — 12.38 и 14.39; CaO — 20.72 и 9.06; Na_2O — 0.38 и 0.26; K_2O — 0.54 и 0.80; H_2O^- — нет и 0.80; H_2O^+ — 0.17 и нет; п. п. п. — 0.44 и 31.98; P_2O_5 — 0.58 и 0.06; сумма — 99.96 и 100.49. На начальных стадиях процесса образования карбонатитов массива Вуориярви имели место процессы лиственитизации, при которых в ультраосновных породах происходит разложение силикатов с образованием карбонатов и кварца. Преобразующие гидротермальные растворы обладали высокой концентрацией углекислоты. Библи. — 4 назв. (В. Н. Д.). РЖ, Геол., 1959, № 3, 5344.

167. Бойда Ш. А., Сербя Б. И. Новый массив щелочных пород и карбонатитов на Кольском полуострове. Бюлл. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1958, № 3, стр. 5—7. Q-35-XII.

Работами 1957 г. в междуречье Салланлатва—Калккихара обнаружен массив щелочных пород и карбонатитов, площадью около 6 км², залегающий среди протерозойских метадиабазов. Строение массива концентрически-зональное. Внешняя зона сложена мельтейгитами. Ближе к центру массива залегают ийолиты, рассекаемые жилами щелочных пегматитов и кальцитовых карбонатитов. Центральную часть массива («ядро» размером около 600×900 м) занимают карбонатиты, имеющие с ийолитами четкие ровные крутопадающие контакты. Приводится минералогический состав пород, указывается на наличие в карбонатах барита, магнетита, вермикулита, апатита, пирохлора, фторкарбонатов редких земель и других минералов. Граф. — 1. (Ю. М. К.).

168. Бонштедт-Куплетская Э. М. Новые минералы. VI. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 1, 1958, стр. 76—84.

Описан новый минерал литиофосфат (по данным В. В. Матиаса и А. М. Бондаревой), обнаруженный в пегматитовой жиле Кольского полуострова. Развивается по монтебразиту.

169. Бонштедт-Куплетская Э. М. Новые минералы. VII. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 4, 1958, стр. 476—493.

Описаны новые минералы: 1) ниоболопарт (по данным И. П. Тихоненкова, М. Е. Казаковой), встреченный в Хибинских тундрах; 2) железисто-магнийстый ретгерсит из зоны окисления медно-никелевых месторождений Печенги (по данным Э. Н. Елисеева и С. И. Смирновой); 3) гельбертрандит, найденный Е. И. Семеновым в Ловозерских тундрах; 4) сферобертрандит, найденный им же в нескольких пунктах Ловозерских и Хибинских тундр. Приводятся дополнительные сведения об облучевите, встреченном А. П. Калитой в пегматитовой жиле Алакуртти.

170. Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. О содержании рубидия в бериллах пегматитовых жил Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 3, стр. 534—536.

В бериллах Rb определялся с помощью количественного спектрального анализа. Описываются условия съемки. Стандарты готовились из образца берилла с наиболее высоким содержанием Rb путем последовательного разбавления его бериллом, не содержащим Rb. Исследовались образцы берилла из пегматитовых жил, различающихся минералогическим составом и внутренним строением. Ниже приводятся результаты анализов бериллов.

Берилл	Rb (в %)	Rb/Cs
Светло-зеленый	$3.3-37 \cdot 10^{-3}$	$< 0.024-0.058$
Молочно-белый	$53-74 \cdot 10^{-3}$	$0.034-0.046$
Водяно-прозрачный	$78 \cdot 10^{-3}$	—
Голубоватый	$83 \cdot 10^{-3}$	0.046
Розовый	$56-110 \cdot 10^{-3}$	$0.025-0.039$

По данным авторов, Rb присутствует во всех изученных бериллах. Низким содержанием Rb ($> 3.3 \cdot 10^{-3}$ %) характеризуются бериллы из полевошпатовых и слюдяных незональных пегматитов, лишенных литиевой минерализации. В бериллах из зональных пегматитовых жил наблюдается закономерное увеличение содержания Rb от контактовой зоны ($18 \cdot 10^{-3}$ %) к центру (до $110 \cdot 10^{-3}$ %). В этом же направлении происходит обогащение рубидием и других минералов, в частности микроклина (от 0.3 до 1.20% Rb).

Наряду с Rb в бериллах постоянно присутствует К. Низкие содержания К отмечены в бериллах из пегматитовых жил, лишенных редкометалльных минералов, а более высокие, — до 0.5% К, — в бериллах из редкометалльных пегматитовых жил. Отношение Rb/K для бериллов из редкометалльных пегматитовых жил довольно постоянно — 0.22—0.30, а для бериллов пегматитовых жил, не содержащих редкометалльных минералов, составляет всего 0.07 и меньше. (Н. Е. З.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5189.

171. Боровик-Романова Т. Ф., Калита Е. Д. О цезиево-рубидиевом микроклин-пертите и распространении в нем редких щелочных металлов. Геохимия, 1958, № 2, стр. 107—114. Резюме англ.

В изученном пегматитовом теле (Кольский полуостров) можно выделить магматическую и метасоматическую стадии пегматитообразования. Микроклин-пертит составляет значительную часть пегматита. Им представлена зона блокового микроклин-пертита, где отдельные блоки достигают иногда нескольких кубических метров.

Цвет микроклин-пертита большей частью белый, с кремовым оттенком. Для установления закономерностей распространения редких щелочей проведено изучение содержания Rb, Cs и Li в этом минерале из различных

участков пегматита. Количественное определение элементов выполнено методом спектрального анализа и приведено в таблице. Относительная ошибка метода (среднее арифметическое) составляет для Rb $\pm 7.0\%$, для Cs $\pm 9.3\%$, для Li $\pm 10.5\%$. Установлено, что более распространен Rb (от 1.08 до 1.60%), Cs присутствует в количествах 0.11—0.14%. Во всех анализированных образцах содержание Cs остается приблизительно постоянным; колебания в содержании Rb объясняются неодинаковой степенью альбитизации микроклина. Установлено также, что содержание Rb с глубиной постепенно уменьшается, количество же Cs остается почти постоянным. Библ. — 11 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1959, № 2, 2994.

172. Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф., Савинова Е. Н. Об отношении содержаний калия к рубидию в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по данным спектрального анализа. Геохимия, 1958, № 4, стр. 334—341. Резюме англ.

Спектральным методом исследовано отношение K/Rb в микроклинах и слюдах, взятых из пегматитовых жил с различными парагенетическими ассоциациями. Все жилы расположены в пределах одного пегматитового поля на севере Кольского полуострова. Содержание K в микроклинах из пегматитовых жил различного состава изменяется от 7.84 до 13.74%, Rb — от 0.1 до 1.5%. Отношение K/Rb в микроклинах изменяется от 7 до 106. Наблюдается обогащение Rb по отношению к K при переходе от пегматитов простых, относящихся к более ранней стадии пегматитообразования, к более поздним, сложным, дифференцированным пегматитам. Отношение K/Rb в микроклинах, взятых из пегматитовых жил, приуроченных к определенной стадии пегматитообразования, в одинаковых парагенетических ассоциациях остается довольно постоянным, и по нему в некоторой степени можно судить о минералогическом составе и строении изучаемого пегматита. В микроклинах из зональных пегматитов наблюдается уменьшение отношения K/Rb от 26 до 15 в направлении от контакта к центру. В слюдах исследованного пегматитового поля намечается обогащение Rb по отношению к K с северо-запада на юго-восток поля, а в зональных жилах слюды обогащаются Rb от контакта к центру. Общая тенденция накопления редких элементов в пегматитах может быть объяснена образованием пегматитов такого типа из остаточного расплава-раствора в результате его постепенной дифференциации. Библ. — 11 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1959, № 4, 7354.

173. Б о р о д и н Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитомельтейгитов.¹ Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 6, стр. 48—57.

Ийолиты и их меланократовые и лейкократовые разновидности (мельтейгиты и ийолит-уртиты) чаще всего встречаются вместе с типичными ультраосновными породами (пироксенитами и перидотитами, реже оливинитами) и в совокупности образуют массивы овальной и округлой формы, приуроченные, как правило, к наиболее стабильным участкам земной коры. Наличие концентрической зональности в указанных массивах большинством исследователей объясняется как результат последовательного внедрения нескольких порций магмы, состав которой менялся в ходе процесса дифференциации магмы родоначального очага. Предполагается более раннее образование ультраосновных пород по сравнению со щелочными; поскольку последние слагают преимущественно периферические участки массивов, то при допущении магматического генезиса этих пород приходится предполагать возникновение кольцевых разломов вокруг ядра

¹ Статья написана по материалам исследований Кольского полуострова.

ультраосновных пород и внедрение по ним щелочной магмы. При анализе имеющегося материала и с учетом данных других исследователей автор приходит к выводу, что более вероятным кажется предположение о возникновении нефелино-пироксеновых пород в результате постмагматического изменения ультраосновных пород (в первую очередь пироксенитов), обусловленного развитием процессов нефелинизации и эгиринизации. Признавая в качестве общей закономерности приуроченность участков и зон нефелино-пироксеновых пород к внешней части зональных массивов, автор отмечает, что эти породы могут встречаться также и среди центральных участков ультраосновных пород.

Нефелин является постмагматическим минералом, образующимся в результате замещения пироксена. В структурном отношении породы стоят ближе к метаморфическим образованиям, чем магматическим. В отдельных случаях в зонах щелочных пород наблюдаются реликтовые участки первичного пироксенита. Эгиринизация является частью общего процесса метасоматического преобразования первичных пироксенитов и сопутствует нефелинизации. Библиография — 10 назв. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1959, № 1, 919.

174. Буссен И. В., Сахаров А. С. К вопросу о состоянии вещества при образовании Ловозерского щелочного массива. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 5, стр. 19—22. Q-36-V, VI. Работа Кольского фил. АН СССР, 1954—1957 гг.

Жилы уртита в Ловозерском массиве отходят от первичных слоев того же состава; следовательно, магматический субстрат проник в занимаемое им теперь место уже разделенным на слои различного состава. Сам факт существования жил и тонких ветвящихся жилок уртита свидетельствует о достаточно пластичном состоянии вещества в момент образования жилок. Это же подтверждается и отсутствием катаклаза в жильном уртите. Внедрялась и затвердевала масса, состав которой почти равнялся составу чистого нефелина. Авторы делают вывод, что нельзя объяснить образование уртитовых слоев путем обособления (например, всплывания) твердых кристаллов нефелина. Библиография — 6 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1960, № 9, 17292.

175. Буссен И. В., Сахаров А. С. Строение Ловозерского щелочного массива. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 1, 1958, стр. 101—106. Q-36-V, VI.

Щелочные породы Луаввурта внедрились в гнейсы архея вблизи их контакта с палеозойскими образованиями. В плане интрузия близка к трапеции с округленными углами, положение нижних ограничений интрузии неизвестно, щелочные породы уходят вглубь. Форма массива близка к сложному этмалиту с широким основанием и выпуклым «верхом». Он сложен пятью комплексами пород. Эвдиалитовые луавриты прорвали и перекрыли комплекс луавритов-фойяитов-уртитов, причем образовалась эруптивная брекчия. Оба эти комплекса по преимуществу и составляют доступную изучению часть массива. В них предполагаются включения более ранних пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов и метаморфизованных щелочных пород (нефелиновых сиенит-порфиров и ромбен-порфиров).

Каждый комплекс щелочных пород (кроме жильных) явился результатом самостоятельной фазы эруптивной деятельности, слагая в момент своего образования первичнорасслоенные тела, комплекс-плутоны. Слои в комплекс-плутонах залегают согласно. Комплекс-плутоны луавритов-фойяитов-уртитов граничат с вмещающими толщами любыми частями своего нормального разреза, изученного на мощность более 1 км. Слои его обычно падают в глубь массива под углами 10—20°. Положение слоев и порядок их чередования не определяются положением внешних ограни-

чений Ловозерского массива. Граф. — 1 карта. Библ. — 11 назв. (А. С. С.). См. также РЖ Геол., 1959, № 1, 892.

176. Васильева З. В. О роли марганца в апатитах. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 4, 1958, стр. 455—468.

В статье излагаются результаты детальных исследований восьми образцов апатита, содержащего марганец, в том числе двух образцов с Кольского полуострова — апатита из пегматитов горы Охмыльк и из щелочного пегматита горы Лепхте (Ловозеро). Приводятся химические анализы образцов, показатели преломления, межплоскостные расстояния, спектры поглощения. Делается заключение, что в апатите месторождения Охмыльк марганец трехвалентный, изоморфно замещает Са. В ловозерском апатите Mn, по-видимому, двух- и трехвалентный, также замещает Са в различной координации. Граф. — 1, 6 табл. Библ. — 15 назв. (О. Б. Д.). См. также РЖ Геол., 1960, № 4, 6582.

177. Виноградов А. П., Зыков С. И., Тарасов Л. С. Изотопный состав свинца — примеси в рудах и минералах как показатель их генезиса и времени образования. Геохимия, 1958, № 6, стр. 515—523. Резюме англ. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Изучен изотопный состав Pb рудных жил и залежей Кольского полуострова. В Монче-тундре медно-никелевые руды связаны с дифференцированными протерозойскими интрузиями пироксенитов. В Печенгском районе протерозойские интрузии ультраосновного и основного состава (габбро, пироксениты, серпентиниты). Раньше все эти месторождения относились к магматически-ликвационным. В последние годы для руд Печенги и части руд Монче-тундры предполагается гидротермальный генезис.

Из медно-никелевых руд Кольского полуострова был проанализирован Pb массивных халькопирито-пирротиновых руд и пирротиновых руд месторождения Ниттис-Кумужья, а также образцы трех различных руд разных участков Печенгских месторождений. Микроскопически галенит ни в одном из образцов не был обнаружен.

Общность генетической связи с основными и ультраосновными породами сказалась в близости значения²⁰⁷ Pb для столь различных по возрасту руд, как руды Норильска и Монче-тундры. Изотопные составы Pb из руд Печенги, одинаковые между собой, оказались значительно более древними, чем состав Pb м-ния Монче-тундры—Ниттис-Кумужья. Они указывают на нижнепротерозойский возраст Pb. Многие геологи считают оруденение Печенги протерозойским, но до сих пор еще существуют представления о каледонском возрасте его и вмещающей его свиты печенга-кучин. Данные изотопного состава Pb этого не подтверждают. Приводится таблица изотопных составов для Pb Кольского полуострова.

На Кольском полуострове, а также в пределах всей Фенноскандии по изотопному составу четко намечается наличие Pb различного возраста. Библ. — 11 назв. (Н. И. П.).

178. Волкова М. И. Причины колебания удельного веса хибинских апатитов. В сб.: Редкоземельные элементы (получение, анализ, применение), М., Изд. АН СССР, 1958, стр. 42—47. Q-36-IV, V.

Анализируя литературные данные о причинах изменения удельного веса апатита, автор приходит к выводу о том, что с увеличением содержания в апатите редких земель и Sr удельный вес его должен возрастать. Это предположение получило подтверждение; автор располагал 20 образцами хибинского апатита с известным удельным весом, в которых были определены содержания редких земель и Sr.

При изоморфном замещении $\text{Ca} \rightarrow \text{Sr}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Ce}$ удельный вес апатита возрастает одинаково, причем обе зависимости прямолинейные. Одинаковое изменение удельного веса минерала при разнотипном

изоморфизме объясняется близким приращением молекулярного веса апатита во всех типах изоморфных замещений: $\text{CaCa} \rightarrow \text{CeNa}$ (80 $\rightarrow$ 163); $\text{CaP} \rightarrow \text{CeSi}$ (71 $\rightarrow$ 168); $\text{CaF} \rightarrow \text{CeO}$ (59 $\rightarrow$ 156); $\text{CaCa} \rightarrow \text{SrSr}$ (80 $\rightarrow$ 175).

Установленные зависимости предлагаются в качестве аналитических для определений редких земель в апатите по содержанию Sr и удельного веса или, наоборот, определения Sr по содержанию редких земель и удельного веса. Возможен также контроль точности химических анализов хибинского апатита по его удельному весу. Граф. — 3, 3 табл. Библ. — 8 назв. (О. Б. Д.).

179. Вологовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных щелочных и карбонатных пород массива Вуориярви. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 3, 1958, стр. 290—303. Q-36-VII.

Массив Вуориярви, площадью 18 км², расположенный в юго-западной части Мурманской обл. и в 23 км к югу от ст. Алакертти, залегает среди олигоклазовых гнейсогранитов архея с пачками сланцеватых амфиболитов, пропластками биотитовых гнейсов и небольшими телами массивных амфиболитов. Все эти породы прорываются габбро-норитами, образующими небольшие тела длиной до нескольких сотен метров и плагио-микроклиновыми гранитами (почти исключительно в виде мигматитов). Вуориярви — сложная интрузия центрального типа, в I и II магматические фазы развития которой образовались рудные пироксениты с подчиненными им оливинитами и перидотитами, а затем щелочные породы ийолит-якупирангитовой серии. В III пневматолитовую фазу сформировались магнетитовые руды различного состава, а в IV гидротермальную стадию — карбонатиты. Центральная часть массива сложена пироксенитами, несущими титаномagnetито-перовскитовое оруденение. На западе, севере, востоке и, вероятно, на юге они окаймляются щелочными породами, образующими коническую интрузию, падающую к центру массива. В восточной его части пироксениты прорваны магнетитовыми рудами. Весь этот комплекс рассечен карбонатитами, образующими как систему жил различной величины и формы, так и крупные линзовидные или неправильные тела длиной до сотен метров. С воздействием карбонатитов связано изменение пироксенитов в тремолито-слюдажно-карбонатную породу.

В контакте с массивом вмещающие гнейсы и гнейсо-граниты архея изменены до типичных фенитов, по составу отвечающих щелочным и нефелиновым сиенитам. Ультраосновные породы центрального типа, ийолит-якупирангиты краевой зоны и фенитизированные гнейсограниты контактового ореола секутся мелкими жилками альбититов и кальцито-эгириновых пород, близких к рингитам. Местами фенитизированные гнейсы и гнейсо-граниты пересечены системой жил нефелинового порфира, тингуайта и канкринитового сиенита мощностью от нескольких сантиметров до 1.5 м. По измерениям аргоновым методом возраст массива — каледонский. Данные химических анализов пород приведены в таблице. Библ. — 20 назв. (В. Н. Д.). Рж Геол., 1959, № 4, 7488.

180. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. (Сб. статей). Вып. 1. М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 191 (АН СССР. Кольский фил. им. С. М. Кирова). См. №№ 156, 158, 181, 197, 201, 218, 233, 249.

181. Галахов А. В. Ловчорритсодержащие жилы восточной части горы Эвеслогчорр в Хибинах. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 165—180. Q-36-IV, V. Работа Кольского фил. АН СССР.

Ловчорритсодержащие жилы, обнаруженные автором на юго-западном склоне одного из отрогов Эвеслогчорра, лежат на восточном продолжении пояса эгиринов-полевошпатовых жил, выделенного А. Е. Ферсманом. Здесь

в породах комплекса рисchorритов залегают: 1) эгириновые и ийолитуртитовые жилы, жилы эгириновых нефелиновых сиенитов; 2) пегматитовые и 3) натролитовые жилы.

Пегматитовые жилы по минералогическому составу, структуре, строению и приуроченности к определенной разновидности пород разделены на три группы.

1. Жилы залегают преимущественно в массивных и трахитоидных астрофиллит-эгириновых рисchorритах. В них развивается интенсивная альбитизация и постоянно присутствует ловchorрит.

2. Жилы, залегающие в массивных и трахитоидных рисchorритах. Для них характерны астрофиллит-эгириновые альбанды, значительная протяженность при небольшой мощности, большое содержание эгирина и астрофиллита, наличие розовато-желтого волокнистого сфена, отсутствие альбитизации. Ловchorрит в них встречается редко в виде мелких неправильных выделений.

3. Эгирин-полевошпатные пегматиты, залегающие в зоне приконтактных рисchorритов. Ловchorрит в этих жилах встречается исключительно редко.

Дается краткая химико-минералогическая характеристика ловchorрита. Приводятся результаты частных и полного химических анализов ловchorрита. Библиография — 2 назв. (А. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 2, 3142.

182. Геология СССР, т. XXVII. Мурманская область, ч. I. Геологическое описание. Под ред. Л. Я. Харитоновой. М., Госгеолтехиздат, 1958. 714 стр.

Данная работа является последней и наиболее крупной и полной сводной работой по геологии Кольского полуострова, выполненной большим коллективом авторов. В этой работе подведены итоги изучения Кольского полуострова с самого начала и вплоть до 1958 г., использованы обширные материалы многочисленных исследователей. Работа состоит из семи глав.

Гл. 1 «Обзор геологических исследований», гл. 3 «Основные черты геологического строения», гл. 5 «Тектоника», гл. 7 «История геологического развития» написаны Л. Я. Харитоновой. Гл. 2 «Физико-географическое описание» — Г. Д. Рихтером. Гл. 4 «Стратиграфия, магматизм и явления метаморфизма» по объему и содержанию является основной. Она состоит из нескольких статей, написанных рядом авторов. Описание дается по комплексам пород, по отдельным районам и возрастным группам. Всего в эту главу вошли 62 статьи, охватывающие все комплексы пород от архея до кайнозоя. В написании главы принял участие 21 автор: М. С. Афанасьев, И. Д. Батиева, Е. Н. Володин, Н. А. Волотовская, И. В. Гинзбург, Б. В. Губачев, Е. Н. Егорова-Фурсенко, Н. А. Елисеев, А. М. Иванов, Н. А. Курылева, М. А. Лаврова, Е. М. Люткевич, А. И. Морозов, Д. Ф. Мурашов, И. С. Ожинский, Д. В. Полферов, Б. И. Панушис, П. В. Соколов, В. В. Фиженко, Л. Я. Харитонов, Б. А. Юдин.

Гл. 6 «Геоморфология» написана Н. И. Апухтиным.

Данная работа является справочным пособием, заключающим огромное количество фактического материала и обширный перечень литературы и, кроме того, носит научно-познавательный характер. Библиография — 635 назв. (А. М. И.). См. также РЖ Геол., 1960, № 6, 10854, 10855, 10861—10865, 10878, 10879, 10905, 10906; РЖ Геол., 1960, № 7, 12, 389, 12390; РЖ Геол., 1960, № 8, 14330; РЖ Геол., 1960, № 9, 16554—16563, 16565—16568; РЖ Геол., 1960, № 10, 20144, 20145; РЖ Геол. 1960, № 11, 23395—23400, 23407, 23408, 23420, 23421, 23422, 23472; РЖ Геол., 1960, № 12, 26564, 26565, 26579, 26580—26582, 26589, 26672, 26673, 26739, 26740; РЖ Геол., 1961, № 1, В421, В422.

183. Герасимов А. П. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 227.

184. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О соотношении стронция и кальция в породах Ловозерского массива. Геохимия, 1958, № 6, стр. 553—557. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Приводятся данные по содержанию и соотношению Sr и Ca в породах Ловозерского массива.

Прямой зависимости между содержанием Sr и Ca не установлено. Sr в минералах изоморфно замещает К и Са, поскольку размеры их ионных радиусов близки. Обычно высокое содержание Sr устанавливается только в минералах, содержащих Са. Среднее содержание Sr в миаскитовых породах первого комплекса выше, чем в агпайтовых породах второго и третьего комплексов. Библ. — 5 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1959, № 12, 25313.

185. Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевалевский И. Д. О циркониево-гафниевом соотношении в породах Ловозерского массива. Геохимия, 1958, № 8, стр. 743—748. Резюме англ. Q-36-V, VI. Работа ГЕОХИ АН СССР, 1953—1957 гг.

Ловозерский массив сложен следующими породами: 1) равномерно-зернистыми, порфировидными, пойкилитовыми и другими нефелиновыми сиенитами; 2) луавритами, фойяитами, урритами; 3) эвдиалитовыми луавритами и связанными с ними порфировидными луавритами, тавитами, пойкилитовыми содалитовыми сиенитами; 4) молодыми жильными породами. Содержание Zr и Hf в породах варьирует в широких пределах — от 0.07 до 2.31% ZrO_2 и от 0.0015 до 0.0570% HfO_2 . Отношение же ZrO_2 к HfO_2 колеблется незначительно (32—54). Отношение ZrO_2/HfO_2 в породах Ловозерского массива ниже среднего значения этого отношения для магматических пород. Накопление Zr и Hf происходит в более поздних дифференциатах. Нефелиновые сиениты Ловозерского массива значительно богаче Zr не только по сравнению с другими типами пород, но и с нефелиновыми сиенитами других массивов. Наименьшее содержание Zr наблюдается в миаскитовых породах первого комплекса, а максимальное — в агпайтовых породах третьего комплекса. В агпайтовых породах как третьего, так и второго комплексов не устанавливается зависимости между содержанием Na и K, также Zr и Hf. В агпайтовых породах основная масса Zr сосредоточена в цирконосиликатах. Библ. — 11 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1959, № 8, 16129.

186. Герлинг Э. К. Влияние метаморфизма на результаты определения возраста по свинцу. Геохимия, 1958, № 4, стр. 287—295. Резюме англ.

Значения Pb-возраста, вычисленные по различным изотопным отношениям, обнаруживают большие колебания. Это связано с потерей части начальных или конечных продуктов распада. Эманирование не может быть основной причиной, вызывающей этот разброс возрастных значений. Существенное влияние на возрастные данные оказывают гидротермальные изменения радиоактивных минералов. В тех случаях, когда возраст вычислен, из отношения $^{207}Pb/^{206}Pb > ^{207}Pb/^{235}U > ^{206}Pb/^{238}U$ для нахождения истинного возраста минерала и времени его позднейшего метаморфизма может быть использован графический метод Аренса-Везерелла. Применение этого метода для оценки истинного возраста уранинитов Беломорья дало значение $1.95 \cdot 10^9$ лет, вместо определенного раньше в $1.80 \cdot 10^9$ лет. Последняя цифра была использована при определении константы K-захвата ^{40}K геохимическим методом. Принятое в СССР значение константы должно быть изменено. Наиболее надежным следует считать значение для константы K-захвата ^{40}K , равное $5.49 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹. Библ. — 29 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1959, № 4, 7385.

187. Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Левский Л. К., Овчинникова Г. В. Определение возраста некоторых слюд. Геохимия, 1958, № 6, стр. 535—544. Резюме англ.

Приводится историческая справка развития Rb-Sr метода, уточнения константы β -распада ^{87}Rb , рекомендуется ряд минералов, пригодных для анализов, описывается ход анализа. ^{87}Rb и ^{87}Sr в исследованных слюдах определялись методом изотопного разбавления с ошибкой ± 2 и $\pm 6\%$ соответственно. Содержание ^{87}Sr в большинстве исследованных минералов составляло 90—99%, за исключением образцов № 265 и № 614. В последнем содержание радиогенного Sr составляет всего 8%.

Возраст слюд Кольского полуострова
(в млн лет)

№ образца	Местонахождение и наименование	По $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11}$	По $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	
			$\lambda_g = 5,49 \cdot 10^{-11}$ $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-11}$	$\lambda_g = 6,02 \cdot 10^{-11}$ $\lambda_\beta = 4,90 \cdot 10^{-10}$
359	Мусковит, гора Полмос, канавка № 1701	2400 $\pm$ 190	2000 $\pm$ 50	1880 $\pm$ 50
356	Мусковит, Колмозерское месторождение, жила № 2, канавка № 10	2380 $\pm$ 190	1740 $\pm$ 50	1630 $\pm$ 50
360	Мусковит, Васин-Мыльк, Воронья тундра, жила № 18, канавка № 313	2600 $\pm$ 200	2350 $\pm$ 50	2200 $\pm$ 50
357	Лепидолит, жила Васин-Мыльк	1880 $\pm$ 150	2110 $\pm$ 50	1980 $\pm$ 50
265	Слюда из бериллиевого пегматита, оз. Большой Лапоть	2450 $\pm$ 190	1830 $\pm$ 50	1710 $\pm$ 50
268	Слюда из поллунитового пегматита, жила Васин-Мыльк	2190 $\pm$ 180	2100 $\pm$ 50	1970 $\pm$ 50
289	Мусковит из пегматитовой жилы, Колмозерское месторождение, гора Безымянная	2270 $\pm$ 180	2100 $\pm$ 50	1970 $\pm$ 50
614	Обр. 1984/1090, слюдяно-гранатовый сланец, Мурманский район, губа Белокаменная, окрестность г. Полярного	2130 $\pm$ 170	1810 $\pm$ 50	1700 $\pm$ 50

Возраст исследованных слюд находится в интервале $2 \cdot 10^9$ — $2,4 \cdot 10^9$ лет. Расхождение между данными двух методов можно объяснить перекристаллизацией. Заниженные значения цифр (№№ 356 и 265) по аргоновому методу свидетельствуют о потере Ar слюдами во время Карельского диастрофизма. Библ. — 25 наз. (Г. И. Ш.). См. также РЖ Геол., 1959, № 7, 13973.

188. Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, 1958, № 8, стр. 695—717. Резюме англ.

Приводятся результаты более 250 определений абсолютного возраста слюд из Карелии, Кольского полуострова и Финляндии, полученные K-Ag, частично Rb-Sr, методами в ЛАГЕД АН СССР. Для восточной части Балтийского щита намечаются четыре больших цикла седиментации и метаморфизма: Карельский (1500—1880 млн лет), Беломорский (1830—2000 млн лет), Саамский (2200—2400 млн лет) и катархей (2820—3480 млн лет). Орогенные движения сопровождались пятью или шестью интрузиями кислой магмы. Перечисленные циклы седиментации, метаморфизма и интрузий закончились до протерозойского этапа геологической истории Земли. Присоединение карельской эпохи седиментации, метамор-

физма и магматизма к протерозою отодвинет нижнюю возрастную границу протерозоя до 1800—1900 млн лет.

Намеченные возрастные пределы циклов седиментации, метаморфизма и магматизма в большинстве являются рекогносцировочными и требуют дальнейшего уточнения. Надежными величинами, определенными тремя методами (аргоновым, свинцовым и стронциевым), являются данные возраста гранитов рапакиви и эпохи Хогландия — 1640 млн лет. Возраст посткарельских и постсвионийских интрузий Финляндии: посторогенные 1650—1750 млн лет, синорогенные — 1760—1850 и посторогенные 1550—1660 млн лет, синорогенные — 1760—1860.

Совпадение этих величин ставит вопрос о единстве периода постсвионийских и посткарельских интрузий Финляндии с посткарельскими интрузиями Карелии и Кольского полуострова. Возраст посторогенных беломорских гранитов, определенный двумя методами, составляет 1950 млн лет. Граф. — 6 табл. Библ. — 18 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1959, № 8, 16158.

189. Г и м м е л ь ф а р б Б. М. Минерально-сырьевые богатства химической промышленности СССР. М., 1958. 32 стр. (О-во по распространению политических и научных знаний). Q-36-IV, V.

В книге дана краткая геолого-экономическая характеристика Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского месторождения апатита в Хибинах. Из апатитовой руды на обогатительной фабрике получается высококачественный концентрат, содержащий свыше 39% P_2O_5 , который вывозится на туковые заводы нашей страны или экспортируется. Библ. — 17 назв. (О. Б. Д.).

190. Г и м м е л ь ф а р б Б. М. Сырьевая база фосфатной промышленности СССР. В сб.: Промышленность минеральных удобрений, Тр. совещ. специалистов стран народной демократии и СССР по производству минеральных удобрений, М., Госхимиздат, 1958, стр. 167—184. Q-36-IV, V.

Весь фосфатный фонд Советского Союза можно разделить на две части: апатиты и фосфориты. Апатиты образуют месторождения крупнейшего промышленного значения только в Хибинах. Эти месторождения магматического происхождения связаны с глубинными бескварцевыми полнокристаллическими породами, состоящими в основном из полевого шпата и нефелина. Рудное тело апатито-нефелиновых пород представляет собой крупную пластообразную линзу. Наибольшая мощность ее 175—180 м. Падение на северо-восток под углом 20—45°. Рудное тело по составу и текстурным признакам делится на две зоны: верхнюю — пятнистую и нижнюю — полосчатую. Пятнистая имеет мощность 40—100 м. Содержание P_2O_5 в пятнистых рудах составляет от 22 до 35%.

Зона полосчатых руд мощностью 45—150 м. В ней наблюдается чередование сетчатых, полосчатых, линзовидно-полосчатых и редко пятнистых пород. В апатите постоянно присутствует Sr.

С 1930 г. эксплуатируется северная часть линзообразной залежи — Кукисвумчорское и Юкспорское месторождения, вытянутые на 4 км. (Т. Н. И.).

191. Г и н з б у р г И. В. Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском полуострове. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 213—224.

Щелочные граниты Кольского полуострова являются образованиями платформенного периода развития земной коры. Они обнаруживают парагенетическую связь с более ранними щелочно-земельными гранитами и предшествуют субинтрузивам щелочных сиенитов, уртитов и т. п. Щелочные граниты полуострова приурочены к верхним ярусам плат-

формы, отвечающей на тектонические напряжения дизъюнктивными дислокациями. Массивы щелочных гранитов, являясь в большинстве случаев межформационными, располагаются в зонах региональных разломов, преимущественно на границе архейского и протерозойского структурных ярусов, в пределах незначительной по мощности части докембрийского разреза. Форма интрузивов определяется расположением разломов (согласных, косо расположенных и взаимно пересекающихся).

В верхних частях интрузивов большей частью развиты эгирин-авгит-гастингситовые граниты, в средних и нижних частях преобладают эгирин-арфведсонитовые граниты. Согласно в общем расположение щелочных гранитов относительно структур вмещающих пород нарушается извилистой поверхностью их контакта. В зоне контакта всегда отмечается согласное залегание гранитов и вмещающих пород. Внутренняя тектоника щелочных гранитов выражена в сопряженности плоскостной ориентировки и линейности, часто изменяющих свое пространственное положение. Плоскостная ориентировка обычно параллельна удлинению интрузивных тел, как бы наследует направления разломов, по которым внедрилась щелочно-гранитная магма. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23224.

192. Гинзбург И. В., Рогачев Д. Л., Антонюк Е. С., Наливкин А. Б. Гольмквистит — минерал из группы ромбических амфиболов. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 5, стр. 62—76.

Гольмквистит в пределах пегматитовых полей Кольского полуострова встречается в нескольких минеральных сообществах, имеющих определенное положение в зоне контакта пегматитов: 1) в эндоконтакте литиевых пегматитов совместно с плагиоклазом; 2) на границе пегматитов и вмещающих пород, обычно без других минералов; 3) в окожильных породах совместно с биотитом, турмалином; 4) в удалении от контакта пегматита — с плагиоклазом и роговой обманкой, а также 5) с кварцем. Во всех этих ассоциациях гольмквистит является самым поздним минералом. Похожие минеральные ассоциации известны для гольмквистита из других мест его нахождения. Физические и морфологические свойства и порошкограммы изученных гольмквиститов подобны таковым других районов СССР и зарубежных стран. Параметры яч. гольмквистита: $a = 18.27$, $b = 17.77$, $c = 5.30 kx$, пространственная группа $D_{\frac{16}{2h}} = P_{ma}$ или $C_{\frac{9}{2V}} = P_{na2}$. Для трех гольмквиститов из разных парагенезисов приведены новые химические, спектральные анализы, межплоскостные расстояния и оптические константы.

Пересчеты семи химических анализов гольмквистита из разных месторождений показывают наличие изоморфного замещения $2Mg$ на $Li + Al$, намечаются два крайних члена: $Li(Mg, Fe, Al)_5Al[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$ и $Li_2(Mg, Fe, Al)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$. Гольмквистит признается ромбическим амфиболом, близким к антофиллиту. Библ. — 20 назв. (И. В. Г.), РЖ Геол., 1960, № 2, 2666.

193. Гинзбург И. В. К вопросу о петрохимии щелочных гранитов. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 260—307.

Приводится общая петрохимическая характеристика щелочных гранитов, их экзоконтактовых образований и пегматитов. В этих породах установлено 50 элементов. Наиболее распространенными из них, помимо H, O, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ba, являются Be, F, Cu, Ga, Sr, V, Zr, Se, Pb, Th.

В составе TR, La и Ce распространены меньше, чем Dy, Er и, возможно, Vb, Gd.

В эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитах различных массивов устанавливаются вариации содержания главных породообразующих минералов в связи с составом окружающих пород, размерами массивов и характером их кристаллизации от периферии к центру. Среднее содержание аксессуарных минералов уменьшается по мере уменьшения размеров массивов. Приконтактные части обогащены ими. Состав и распределение аксессуарных минералов подчинены: 1) размерам массивов и степени обогащения исходной магмы редкими, рассеянными и летучими элементами; 2) составу вмещающих пород и интенсивности их взаимодействия с гранитной магмой; 3) степени развития поздних и постмагматических процессов.

По соотношению щелочей, глинозема и извести эгирин-арфведсонитовые граниты занимают промежуточное положение между нормальными типами щелочей и щелочноземельной гранитной магмы.

К главным породообразующим элементам относятся O, Na, K, Mg, Ca, Ba, Al, Si, Fe, к второстепенным — Ti, Mn, H, P. Аксессуарные элементы представлены тремя группами: постоянные — Be, Zr, Sr, Ga, Pb, Cu, Zn, F; редкие — Ni, Co, V, Sn, Bi, Ag, Mo, S, La, Y, Ce, Rb и спорадические As, Ta, Nb, Cr, Hf, Th, U, Dy, Er, B, Cl, C, Li, Yb. Металлогенические особенности рассматриваемых гранитов определяются присутствием в них Y, Ce, Rb, Mo, Th, U, TR.

По сравнению с другими подобными породами эгирин-арфведсонитовые граниты Кольского полуострова более железисты, более магнезиальны, но менее известковисты (кроме Забайкалья) и более калиевые, чем их аналоги из различных районов СССР и зарубежных стран.

В эгирин-авгит-гастингситовых гранитах изменение соотношений между главными породообразующими минералами происходит в соответствии с составом вмещающих пород, размерами и зональным строением гранитных тел. Насыщенность аксессуарными минералами (магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, флюоритом и др.) отдельных тел указанных гранитов так же, как и различных участков одного тела, весьма различна. В более мелких телах меньше аксессуарных минералов и краевые их зоны обогащены аксессуарными минералами по сравнению с более крупными.

Рассматривается изменение свойств и химизма минералов в ходе формирования эгирин-авгит-гастингситовых гранитов. По соотношению щелочей, глинозема и извести эти щелочные граниты относятся к нормальному ряду.

Эгирин-арфведсонитовые и эгирин-авгит-гастингситовые граниты вызывают в боковых породах экзоконтактовые преобразования. Всего в экзоконтактовых образованиях щелочных гранитов установлено 37 химических элементов. К элементам, слагающим главные породообразующие минералы, относятся 12: Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Ba, H, O. Остальные — Be, P, Zr, Sr, Ga, Cu, V, Ni, Co, Cr, Sn, Y, Mo, Li, Se, Zn, La, Nb, F, Cl, B, C, S, Th — являются примесями в главных минералах или же входят в состав аксессуарных. Дается сравнение экзоконтактовых образований щелочных гранитов с некоторыми экзоконтактовыми образованиями щелочноземельных гранитов.

Эгирин-арфведсонитовые граниты являются крайними, наиболее щелочными, представителями гранитов. Эгирин-авгит-гастингситовые — переходные между первыми и щелочноземельными гранитами и относятся к субщелочным. (С. Н. С.).

194. Г и н з б у р г И. В. К вопросу о формировании рельефа северо-восточной части Кольского полуострова. В сб.: Проблемы Севера, вып. 2, М., Изд. АН СССР, 1958, стр. 116—128. R-36-XXIV, XXXVI; R-37-XXV, XXXI, XXXII.

Рассматривается влияние геологического строения на рельеф, особенности строения озерно-речной сети и характер ледникового рельефа в районе.

Большая роль в формировании рельефа отводится влиянию простиранья гнейсовидности горных пород, совпадающего с простираньем складчатых структур. Не меньшее влияние оказала дизъюнктивная тектоника, предопределив характер расчленения поверхности и создав в результате вертикальных перемещений по новейшим разломам положительные формы рельефа. Проявились в рельефе и физико-механические свойства пород, обусловив различную податливость их разрушению.

Озерно-речная сеть северо-востока Кольского полуострова сформировалась в доледниковое время. Ее рисунок определен простираньем кристаллических пород и разрывной тектоникой.

Ледниковые образования представлены основной мореной, озами, холмами типа камов, каменными россыпями. Хорошая сохранность озовых гряд дает возможность относить их к формам, связанным с последним оледенением. Делается вывод о существовании на Кольском полуострове трех центров для периода последнего оледенения: 1) Хибинский и Ловозерский массивы,¹ 2) центральный водораздел и 3) центр, расположенный за северной границей рассматриваемого района. Граф. — 1 табл. Библ. — 6 назв. (Н. Н. А.).

195. Гинзбург И. В., Рогачев Д. Л., Бондарева А. М. Новые данные о гольмквистите. ДАН СССР, т. 119, 1958, № 5, стр. 1013—1016.

Гольмквистит — литиевый амфибол — распространен на Кольском полуострове в зоне контакта сподуменовых пегматитов и вмещающих их анортозитов и амфиболитов. Является метасоматическим минералом; находится в парагенезисе с биотитом, роговой обманкой, лабрадорандезином, клиноцоизитом, кварцем, турмалином и рудными минералами. На контакте жил наблюдаются мономинеральные выделения гольмквистита. Столбчатые кристаллы его ограничены гранями (110) или (110) и (010). Грани (110) часто ребристые по удлинению. Цвет фиолетовый. Плеохлорирует. *Ng* темно-фиолетовый, синевато-фиолетовый (1.651), *Nm* фиолетовый, розовато-фиолетовый (1.645), *Np* светло-серовато-фиолетовый (1.624), *Ng* — *c*, *Nm* — *b*, *Np* — *a*, $2V = (-)50$, дисперсия ($r > V$) слабая. Хим. состав гольмквистита (в вес. %): SiO_2 — 58.72; Al_2O_3 — 13.01; TiO_2 — 0.05; Fe_2O_3 — 2.24; Li_2O — 2.43; MgO — 9.43; FeO — 8.94; MnO — 0.19; Na_2O — 0.23; CaO — 1.00; K_2O — 0.00; H_2O^+ — 1.87; F — 0.14; CO_2 — 1.54; H_2O^- — 0.12; сумма — 99.91 — 0.06 = 99.85. Гольмквистит представляет собой антофиллит, в котором 2Mg замещены группой LiAl; соответственно формула гольмквистита: $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Сингония ромбическая, $a_0 = 18.27$, $b_0 = 17.17$, $c_0 = 5.30$ Å. Пространственная группа $D_{\frac{16}{2h}} = P_{\text{тпа}}$ или $C_{\frac{9}{2V}} = P_{\text{на2}}$. Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 2, 996, 1.011, 0.986 и 1.392, 1.308. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5282.

196. Глазковский А. А. Рудная база никелевой и кобальтовой промышленности СССР. Бюлл. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1958, №№ 13—14, стр. 16—22.

Названы промышленные типы сульфидных никелевых месторождений и приведены их примеры на Кольском полуострове.

197. Горбунов Г. И. Медно-никелевые месторождения Ортоайви в Печенгском районе. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского

¹ Работы последних лет показали, что Хибинские и Ловозерские тундры не были центром покровного оледенения. Не подтверждается также, во всяком случае для времени последнего оледенения, наличие северного центра. (Н. Н. А.).

полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 181—190, R-36-XIX.

Месторождение Ортоайви расположено в пределах печенгской свиты, прослеживающейся в виде выгнутой к северу дуги и погружающейся к югу под углом 30—60°. Свита залегает на архейском гнейсо-гранитном фундаменте и состоит из четырех эффузивных покровов, сложенных диабазами и туфами, с прослоями осадочно-метаморфических образований. Между третьим и четвертым покровом залегает мощная толща туфогенно-осадочных пород, прорванная межпластовыми интрузиями основного и ультраосновного состава. К этой толще и приурочено сульфидное медно-никелевое месторождение Ортоайви. На месторождении среди туфогенно-осадочных пород заснято несколько дифференцированных интрузий, представленных в лежачем боку серпентинитами, а висячем — габбро. Вмещающие туфогенно-осадочные породы интенсивно смяты в мелкие складки. Все породы разбиты многочисленными трещинами. Среди дизъюнктивных нарушений отмечены сбросы и широтные зоны межслоевого скольжения и брекчирования. Оруденение контролируется широтными разрывными нарушениями, проходящими вдоль контактов межпластовых ультраосновных интрузий с вмещающими филлитами.

Месторождение представляет собой пластообразную рудную залежь мощностью 2—5 м, располагающуюся вдоль нижнего контакта интрузии с филлитами, падающего на юг под углом 40—50°. Рудная залежь — оруденелая тектоническая зона, выполненная сплошными брекчиевидными сульфидными рудами, сопровождается интенсивной вкрапленностью в филлитах лежачего бока и в серпентинитах висячего. В верхней части другого серпентинитового интрузива залегает вторая пластообразная залежь вкрапленного и мелкопрожилкового оруденения, вытянутая в широтном направлении вдоль контакта интрузива.

Руды разделяются на сплошные сульфидные, оруденелые серпентиниты, оруденелые филлиты. Сплошные сульфидные руды сложены пирротином (45—60%), пентландитом и виоларитом (15—20%), халькопиритом (10—20%) и магнетитом (10—15%); изредка встречаются сфалерит и пирит. Нерудные минералы — хлорит и карбонаты (2—5%). Оруденелые серпентиниты содержат от 1 до 40% сульфидов. Сульфидные выделения наблюдаются в виде вкраплений и прожилков, сложенных пирротином (35—65%), пентландитом и виоларитом (15—40%), халькопиритом (10—20%). Существенная роль в составе этих руд принадлежит магнетиту, серпентину и тальку. Оруденелые филлиты, состоящие из мелких зерен кварца, полевых шпатов и слюд, несут вкрапленность и прожилки сульфидов, главным образом пирротина, менее халькопирита и пентландита. Библ. — 3 назв. (В. И. Б.). РЖ Геол., 1959, № 1, 1170.

198. Горбунов Г. И. О хризотил-асбесте в ультраосновных породах Печенги. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 2, 1958, стр. 237—240. R-36-XIX, XXV.

Жилы хризотил-асбеста формируют определенные зоны в центральных частях серпентинитов и серпентинизированных перидотитов многих интрузивов. Расстояние между отдельными жилами в асбестоносных зонах измеряется сантиметрами или даже миллиметрами. По простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров. Химический состав асбеста близок к составу хризотил-асбеста других месторождений СССР. Данные геологических исследований Печенгского района указывают на то, что образование хризотил-асбестовых жил обусловлено общими процессами метаморфизма и циркуляцией гидротерм после застывания и растрескивания пород, но до внедрения даек диабазов и локализации сульфидного медно-никелевого оруденения, контролируемого главным образом разрывными нарушениями.

Описанные асбестоносные зоны Печенги заслуживают наиболее внимательного изучения и оценки с точки зрения их возможного промышленного освоения. Библ. — 5 назв. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1959, № 1, 884.

199. Г р о м о в К. М. Наблюдения за влажностью почвы на Хибинской станции МГУ в 1957 г. Информац. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1958, № 3, стр. 12—28. Библ. — 3 назв.

Приводится разрез террасовых отложений.

200. Д о р ф м а н М. Д. Геохимические особенности процессов выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр. Геохимия, 1958, № 5, стр. 424—434. Резюме англ. Q-36-IV, V.

Линейная кора выветривания на горе Юкспор развита среди ийолитуртитов, апатито-нефелиновых тел, пегматитов и гидротермальных образований. В Юкспорском туннеле установлено 22 тектонические зоны, в пределах которых наблюдалось интенсивное выветривание различных пород. Выделяются круто- и пологопадающие зоны коры выветривания. В крутопадающих главными минералами являются гидрослюда, гидрогематит (в смеси с халцедоном), нонтронит; в пологопадающих преобладают монтмориллонит, ассоциирующийся с бейделлитом и цеолитом.

В крутопадающих зонах разлома выделяются четыре этапа развития процессов выветривания: гидрослюдистый, нонтронитовый, лимонитовый и лимонитовый с кварцем. В развитии пологопадающих зон разлома намечаются три этапа бейделлит-монтмориллонит-цеолитовый, бейделлит-монтмориллонитовый и монтмориллонитовый. При выветривании щелочных пород полевой шпат остается неизменным.

Для суждения об изменении первичных минералов в гипергенных условиях проводились опыты по выщелачиванию нефелина, апатита и гакманита. Библ. — 13 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1959, № 7, 13961.

201. Д о р ф м а н М. Д. Новые данные по минералогии Юкспора в Хибинских тундрах. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 146—164. Q-36-IV, V.

На горе Юкспор в урлитах встречены три пегматитовых обособления. Пегматит зонален, зоны сложены полевым шпатом (анортотлаз, адуляр), нефелином и эгирином, но отличаются друг от друга структурой и текстурой. Среди минералов пегматита встречены неизвестные минералы №№ 2, 3, 5, 4 и 6.

Минерал № 2 образуется по эвдиалиту. Приведены его свойства, согласно которым он отличается как от эвдиалита, так и от катаплеита. Минерал № 3 — первичный тонкослоистый, хорошо индивидуализированный. Детальное минералогическое изучение показало, что это новый минеральный вид $F-Cl$, содержащий щелочной кальциевый алюмосиликат. Минерал № 4 ассоциируется с отдельными скоплениями пектолита, чем обусловлена трудность его точной диагностики. По ряду полученных свойств этот минерал также является новой минеральной разновидностью. Минерал типа чинглусуита встречен в непосредственной близости к измененному эвдиалиту и мурманиту вблизи обохренных участков пегматита. Он отличается от чинглусуита химическим составом. Граф. — 10 табл. Библ. — 7 назв. (Л. В. К.).

202. Д о р ф м а н М. Д. Франколит из Хибинских тундр. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, стр. 32—39. Q-36-IV, V.

В 1951 г. на горе Юкспор, в зоне разлома, приуроченной к линейной коре выветривания, был обнаружен франколит, который наблюдается в виде прожилков или крупных белых скоплений размером 25×5 см. Наиболее крупные скопления франколита обнаружены на горе Расвум-

чорр, в Апатитовом цирке. Он образует почковидные натёки, сталактиты, прожилки сложного строения.

На м-нии Кукисвумчорр франколит образует скелетные формы роста в сапоните. Мелкие кристаллы вытянуты по оси L_6 , без граней призм и достигают 5 мм в длину. Измеренное $\delta=68^\circ$, тв. около 4. При нагревании бурно растворяется в HCl с выделением CO_2 . Уд. в. 3.405. Минерал одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. $N_0=1.629$, $N_e=1.626$. Хим. состав франколита (в вес. %): P_2O_5 — 40.60; CO_2 — 1.12; $\text{CaO}+\text{SrO}$ — 55.85; H_2O^+ — 0.39; F — 3.43; сумма — 101.87. Формула: $(\text{Ca}, \text{Sr})_{10}\text{P}_{5.75}\text{C}_{0.25}\text{O}_{23.75}(\text{F}, \text{OH})_{2.25}$, порошкограмма франколита идентична фтор-апатиту.

Франколит образуется за счет растворения апатитовых пород в пологопадающих зонах разлома при pH больше 9—11. Здесь он ассоциируется с монтмориллонитом, сапонитом, цеолитами и гидроокислами железа. При образовании франколита Sr выносятся. Углерод, изоморфно замещающий фосфор, берется из вод, в которых растворено CO_2 . Библ. — 8 назв. (М. Г. Ф.).

203. Е л и с е е в Н. А. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 332.

204. Е л и с е е в Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, 1958, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4, стр. 5—16. Резюме англ. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи и Печенги относятся к ликвационно-магматическим. Физико-химические исследования позволяют теоретически допустить возможность ликвации при охлаждении ультраосновной и основной магмы.

Месторождения сульфидного никеля генетически связаны с интрузиями ультраосновных и основных пород. Весь Ni концентрировался в остаточных продуктах кристаллизации магмы — в гидротермальных растворах. Последние не так подвижны, как растворы гранитоидных интрузий. Вследствие этого сульфиды Ni распределяются внутри интрузий ультраосновных и основных пород в виде первичной сульфидной вкрапленности. В дальнейшем она служит источником для переотложенных руд (внутри основных и ультраосновных пород). Процессы переотложения сульфидов протекают в гидротермальной обстановке. Библ. — 17 назв. (Г. Ю. О.). См. также РЖ Геол., 1960, № 9, 17787.

205. Е л и с е е в Н. А. Щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.-Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 197—207. R-36-XXXIII.

Сложная интрузия щелочных пород Гремяха-Вырмес образована (от древних к молодым): I — комплексом перидотитов—пироксенитов—габбро-сиенитов—габбро-анортозитов-пуласкитов; II — комплексом нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов; III — комплексом щелочных сиенитов и щелочных гранитов. Вмещающими породами являются гранатовые и слюдяные гнейсы, гиперстеновые и кварцевые гнейсо-диориты, микроклиновые гнейсо-граниты. В пределах каждого комплекса намечается несколько фаз внедрения. Породы интрузии характеризуются трахитоидными и полосатыми текстурами. В комплексе III преобладают щелочные граниты. Установлено три фазы внедрения: 1) щелочные сиениты и нордмаркиты; 2) щелочные граниты; 3) пегматиты, аплиты, кварцевые жилы. Для некоторых минералов (эгирин, энигматит, рибекит, кроссит) приведены оптические константы. Минералогический состав аплитов и пегматитов щелочных гранитов сходен. Гипидиоморфная, аллотриоморфная, гранобластическая и бластомилонитовые структуры связаны взаимопереходами. Хим. состав энигматито-эгиринового гранита (в вес. %): SiO_2 — 73.81; TiO_2 — 0.48; Al_2O_3 — 11.08; Fe_2O_3 — 2.14;

FeO — 3.14; MnO — 0.18; CaO — 0.61; MgO — 0.07; K₂O — 4.68; Na₂O — 4.10; P₂O₅ — 0.10; H₂O — 0.08; п. п. п. — 0.13; сумма — 100.60. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23222.

206. Е л и с е е в Н. А. Щелочные граниты массива Чагвеуайв. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 208—210. R-36-XXI.

Щелочные граниты слагают западную вершину тундры Чагвоуайв, залегают внутри комплекса биотитовых гнейсов. В состав интрузии гранита входят три группы пород: 1) альбитовые грано-сиениты первой генерации; 2) кварцевые нордмаркиты и альбитизированные нордмаркиты или альбитовые граносиениты второй генерации и 3) пегматиты и кварцевые жилы. Химический состав пород (в вес. %) приведен в таблице.

Окислы	Грано-сиенит	Калиевый сиенитогранит	Альбитизированный нордмаркит
SiO ₂	71.56	69.32	71.16
TiO ₂	0.14	0.13	0.14
Al ₂ O ₃	16.15	17.27	15.73
Fe ₂ O ₃	1.12	1.13	0.99
FeO	0.72	0.54	0.55
MnO	0.02	0.02	0.02
CaO	0.33	0.59	0.78
MgO	0.36	0.36	0.49
K ₂ O	0.32	4.36	1.33
Na ₂ O	9.28	6.17	8.68
P ₂ O ₅	Нет	Нет	Нет
H ₂ O	0.09	0.05	0.10
П. п. п.	0.23	0.16	0.36
Сумма	100.32	100.16	100.33

Внедрение произошло по расколу, совпадающему с простиранием и падением гнейсовой толщи. Сначала имела место кристаллизация альбитовых граносиенитов и пород, переходных к нордмаркитам, а затем главное внедрение магмы с последующим образованием комплекса нордмаркитов и альбитизированных нордмаркитов. Магма 1-й фазы интрузии — натриевая, 2-й — существенно калиево-натриевая. Одновременно с кристаллизацией магмы происходили автометаморфические изменения минералов (альбитизация калишпата, распад альбита с образованием авантюринового альбита, замещение эгирин-авгита голубой щелочной роговой обманкой и агрегатом кварца с магнетитом). (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23223.

207. Е л и с е е в Э. Н., С м и р н о в а С. И. Железисто-магнитный ретгерсит. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 1, стр. 3—13. R-36-XIX, XXV.

Ретгерсит встречен в зоне окисления медно-никелевых месторождений района Печенги. Обычно приурочен к участкам послерудных тектонических нарушений и образует корочки, налеты, реже — почки, состоящие из кристалликов таблитчатой формы. Хим. состав минерала (в вес. %): NiO — 17.77; FeO — 3.53; CoO — 0.34; MgO — 2.82; ZnO — 0.61; CaO — 0.74; SO₃ — 31.24; H₂O — 40.39; CuO — 0.15; Al₂O₃ — 0.23; нерастворимый остаток — 2.50; сумма — 100.32; уд. в. 1.96. Fe и Mg присутствуют в минерале в виде изоморфных примесей, что доказывается путем сопоставления рентгенограмм порошка железисто-магнитного ретгерсита, обычного ретгерсита, шестиводного сульфата Mg (гексагидрата), семиводных

сульфатов Ni (моренозита) и Fe (мелантерита). Расчет данных анализа показал содержание (в %): $62.3 \text{ NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; $12.5 \text{ FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $18.4 \text{ MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ в отличие от типичного ретгерсита, содержащего всего 2.30% комплекта гидросульфата Fe, 4.15% магниевого компонента. Изоморфные примеси Fe и Mg обусловили некоторое изменение параметров элементарной ячейки по сравнению с типичным ретгерситом; у железисто-магниевого ретгерсита (в Å) $a_0 = 6.753 \pm 0.015$, $c_0 = 18.42 \pm 0.20$, $a_0 : c_0 = 1 : 2.727$. Под микроскопом у ретгерсита из Печенги погасание прямое, удлинение положительное, $N_g - N_p = 0.020 - 0.025$; цвет светло-зеленый до бесцветного. Обычно наблюдается в виде мелкозернистых, редко тонковолокнистых агрегатов. Переход шестиводного сульфата в моногидрат, как и у моренозита, происходит в интервале от 70—80 до 160°, но переход моногидрата в безводный сульфат железисто-магниевого ретгерсита значительно более растянут (260—500°), чем у моренозита (360—390°). В процессе обезвоживания железисто-магнистый ретгерсит легко теряет первые 5 молекул воды и на воздухе лишь в незначительной степени восстанавливает свой вес; моногидрат теряет воду с большим трудом, но обладает способностью быстро поглощать влагу. При полном обезвоживании (700—800°) сульфат Ni, Mg и Fe полностью теряет способность поглощать влагу. Во влажном состоянии железисто-магнистый ретгерсит имеет ярко-зеленую окраску, которая на солнце и при нагревании бледнеет. Обесцвечивание происходит в результате перехода шестиводного сульфата в четырехводный. При дальнейшем обезвоживании минерал становится бесцветным, затем желтым. Библ. — 12 назв. (Л. С. Т.). РЖ Геол., 1959, № 8, 16215.

208. Е л и с е е в Э. Н. Исследование химического состава природных пирротинов. Вестн. ЛГУ, 1958, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1, стр. 24—35.

Рассматривается связь кристаллического строения и состава пирротина. Сравнение результатов химических анализов с вычисленными теоретическими содержаниями отдельных элементов приводит к выводу о недостаточной точности химических определений, в связи с чем рекомендуется определение состава пирротина по рентгенометрическим данным. С помощью этого метода определен состав около 30 образцов пирротина из различных месторождений Кольского полуострова. Содержание S в них изменяется в значительных пределах — от 50.8 до 54.35 атм. %. При этом состав пирротина меняется не только от месторождения к месторождению, но и в пределах одного образца, хотя в целом для месторождения характерно понижение сернистости пирротина на поздних, низкотемпературных стадиях минералообразования.

Предлагается использовать температурную зависимость насыщения пирротина серой для выяснения физико-химических условий минералообразования, для чего на диаграммах «состав—парагенезис» следует указывать действительные, а не теоретические составы минералов. В качестве примера рассмотрены две такие системы: Cu—Fe—S и Ni—Fe—S. Граф. — 3 табл. Библ. — 14 назв. (Ю. Н. Я.).

209. Е л и с е е в Э. Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, 1958, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4, стр. 17—31. Резюме англ. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

Оруденение сульфидных медно-никелевых месторождений представлено вкрапленным, гнездовым и жильным типами. Большое значение при рудоотложении имел структурный контроль. На основании изучения руд Печенги, Монче-тундры и Норильска делается вывод о совместном образовании рудных и постериорных минералов в следующих парагенезисах: 1) актинолитовая роговая обманка + магнетит; 2) актинолитовая роговая обманка + сульфиды (пирротин + пентландит); 3) хлорит + маг-

нетит; 4) сульфиды+талк; 5) сульфиды+хлорит; 6) сульфиды+карбонаты. Наличие в рудах высокотемпературной актинолитовой роговой обманки позволяет считать, что рудообразование имело место в значительном температурном интервале. Отмечается многофазность оруденения — сложные сульфидные жилы оказываются более молодыми, чем оруденелые тектонические брекчии.

Автор различает ряд парагенетических ассоциаций пирротина с рудными и постериорными минералами, соответствующих различным генерациям пирротина. Принимается представление о гидротермальном генезисе медно-никелевых сульфидных руд. Указывается, что изменение содержания S в растворе заметно влияет на содержание ее в пирротине. На основании анализа диаграммы соотношение составов рудного раствора Fe—Ni и равновесных с ним твердых фаз доказывалось, что пентландит не мог кристаллизоваться из растворов с превышенным содержанием Fe над Ni более чем в 10 раз. Совместное образование рудных и постериорных минералов, наблюдающееся во всех типах руд, доказывает существенную роль литофильных элементов в рудных растворах. В растворах отмечаются значительные содержания магния, заметные количества которого присутствуют в ранних магнетитах, в то время как в более поздних магнетитах его почти нет. Растворимость и в связи с этим концентрация магния в рудных растворах падает с понижением температуры. Изменение состава пирротина (содержание в нем S) позволяет считать, что наиболее высокотемпературными являлись вкрапленные руды ($\sim 500^\circ$), наиболее низкотемпературными — жильные ($\sim 300^\circ$). Учитывая в составе растворов наличие летучих компонентов, можно предполагать начало кристаллизации при температурах порядка 400° и окончание — при температурах $270-250^\circ$.

Образование более сернистых пирротинитов происходило в более окислительных условиях, чем малосернистых, так как первые следуют непосредственно за магнетитом или предшествуют его образованию. Изменение в составе пирротина содержания Fe^{3+} отчетливо демонстрирует режим кислотности растворов, более кислых в начальные моменты рудообразования. Библ. — 35 назв. (Р. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 2, 3014.

210. Е л и с е е в Э. Н. Новые данные о кристаллической структуре оливина. Кристаллография, т. 3, вып. 2, 1958, стр. 167—174.

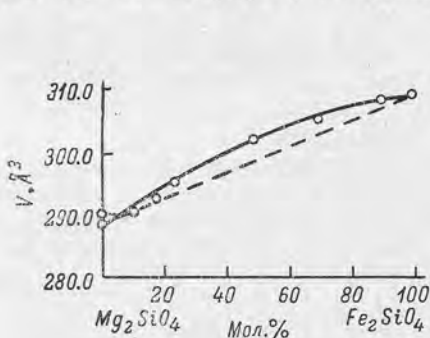


Рис. 1. Изменение объема ячейки оливина в зависимости от состава.

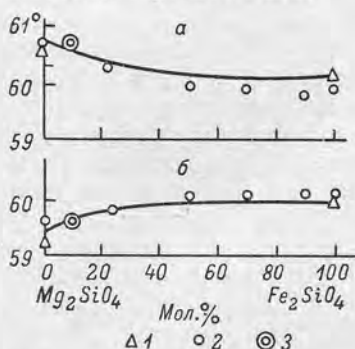


Рис. 2. Изменение углов между плоскими сетками при замещении Mg железом.

Приводятся результаты рентгеновских исследований изменения размеров ячейки оливина в зависимости от изоморфного замещения в нем Mg на Fe и изменения температуры. Объектами исследования служили образцы природного оливина (с содержанием Fe_2SiO_4 от 0.4 до 75%) и фаялита из металлургических шлаков. Состав образцов устанавливался по ве-

личине показателей преломления. Съемка велась методом порошка в камерах диаметром 66 мм на неотфильтрованном Fe-излучении. Погрешность в определении параметров — 0.05—0.15%. Параметры определялись по проиндицированным порошковым рентгенограммам. При изоморфном замещении магния железом в оливине наблюдается нелинейное изменение параметров и объема ячейки в зависимости от состава (рис. 1 и 2), что связывается с некоторым искажением структуры оливина: она становится более близкой к тригональной. Указываются связанные с этим изменения порошковых рентгенограмм. Отмечаются аномальные интерференции, которые выявляются на порошковых рентгенограммах оливина. Делается попытка объяснить их появление вторичным рассеянием рентгеновых лучей в кристаллической решетке оливина с образованием вторичных дифракционных максимумов. Образец оливина (хризолит с 13 мол. % Fe_2SiO_4) из рудного пласта Сончи (Монче-тундра) исследовался при температуре 20—1200° на саморегистрирующем ионизационном спектрометре. При нагревании также наблюдается нелинейное изменение параметров решетки оливина (рис. 3), причем с увеличением температуры нагрева симметрия оливина повышается: он становится более близким к тригональному. (В. А. Ф.-К.). РЖ Геол., 1960, № 5, 8704.

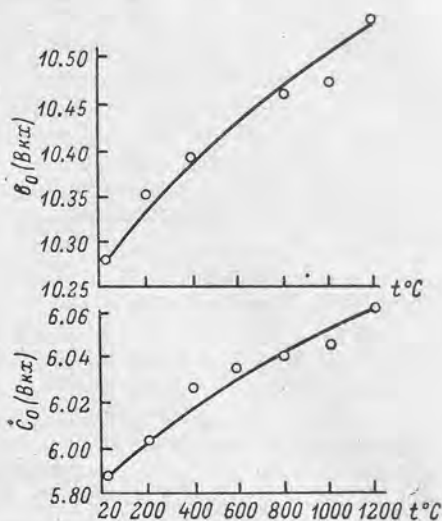


Рис. 3. Диаграммы зависимости параметров θ_0 и c_0 оливина (хризолита) от температуры.

211. Жиров К. К., Барановская Н. В., Литвинова Л. А. Определение абсолютного геологического возраста гелиевым методом по монацитам. Геохимия, 1958, № 2, стр. 167—171. Резюме англ.

Гелиевым методом определен возраст восьми образцов монацита из пегматитов (Кольского полуострова, Учибю-Оайв, Северной Карелии, Казахстана, — *Ред.*). Для молодых (не старше палеозойских) монацитов полученные результаты являются вполне удовлетворительными. Для архейских монацитов, несмотря на тщательный отбор материала, значения гелиевого возраста приблизительно на 500—600 млн лет ниже цифр, полученных свинцовым методом, что связано с потерей He.

Сравнение результатов, полученных на измененных и неизмененных разностях, показывает, что внешние признаки не могут служить критерием сохранности He в образце. Более четкая связь наблюдается между особенностями структуры образца и степенью сохранности в нем He. Изменение структуры следует поставить в зависимость, главным образом, от процессов более позднего воздействия гидротермальных растворов, а не от непрерывного воздействия радиоактивных излучений, хотя некоторая роль последних в нарушении структуры минералов и уходе He не исключается. Граф. — 1 табл. Библ. — 15 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1959, № 2, 3014.

212. Злобин Б. И. К геохимии таллия в щелочных породах на примере массива г. Сандык (Северная Киргизия). Геохимия, 1958, № 5, стр. 441—451. Резюме англ. Q-36-IV, V.

Приводятся данные по содержанию Тl ($n \cdot 10^{-4}\%$) в четырех типичных представителях щелочных пород Хибинского массива:

Массивный хибинит	0.6
Трахитоидный хибинит (эвдиалитовый)	0.6
Уртит-ийолит	0.7
Массивный фойяит	0.8
Среднее	0.7

Отмечается, что обеднение Тl хибинских пород по сравнению с ийолитами из Финляндии ($1.4 \cdot 10^{-4}\%$ Тl) связано, по-видимому, с первичным низким содержанием Тl в исходной щелочной магме Хибинского плутона. Библиография — 16 назв. (А. П. Б.).

213. Иванов А. М. О вертикальной зональности в диабазовом комплексе свиты имандра-варзуга на Кольском полуострове. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 28—30. Q-36-IV, V, Q-37-VII, VIII.

В осадочно-эффузивной свите имандра-варзуга широко развиты эффузивные зеленокаменные породы, в составе которых главными являются диабазы, мандельштейны, порфириды и габбро-диабазы. Детальное исследование характера залегания эффузивов обнаружило в диабазовом комплексе четко выраженную вертикальную зональность.

1. Отдельные разновидности диабазового комплекса в вертикальном направлении распределяются строго закономерно: самый верх разреза занимает тонко- и мелкозернистые плотные диабазы, которые сменяются зоной мандельштейнов. Ниже идут порфириды, затем мелкозернистые, еще ниже средне- и даже крупнозернистые габбро-диабазы, которые постепенно опять сменяются более мелкозернистой разновидностью, располагающейся в контакте с подстилающими породами.

2. Мандельштейны образуются не в самом верху диабазового покрова, а перекрываются горизонтом плотных диабазов. При этом горизонт мандельштейнов образуется в одних случаях полностью среди диабазов, в других — на условной границе диабазов и порфиритов, захватывая низ первых и верх последних.

3. Покровы, представленные какой-либо одной разновидностью пород, не наблюдаются. Диабазовый комплекс является единым. Его разновидности образуются одновременно. Почти всегда удается установить, что отсутствие тех или иных разновидностей в разрезе обусловлено эрозийным сносом. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 5, 9699.

214. Иванов А. М. Щелочные граниты верховьев р. Стрельны. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 86—107. Q-37-VIII.

Щелочные граниты небольшого массива верховьев р. Стрельны располагаются среди архейских биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, сланцев и амфиболитов, инъецированных олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами. Подчиненную роль в районе играют более молодые породы свиты имандра-варзуга: диабазы, мандельштейны, габбро-диабазы. Щелочные граниты и связанные с ними пегматитовые и кварцевые жилы являются наиболее молодыми интрузивными породами (предположительно нижнепалеозойские). Дается сжатое описание геологии вмещающих пород и их петрографического состава. При внедрении щелочных гранитов они были раздроблены на отдельные блоки, которые смещены, но сохранили первоначальное залегание и ориентировку.

Щелочные граниты имеют интрузивные контакты, содержат ксенолиты вмещающих пород, инъецируют их (жилы, апофизы) и оказывают контактовое воздействие. Щелочные граниты внедрились как трещинная интрузия в зону разлома в виде пластообразных тел, соединяющихся между

собой и расходящихся, дающих апофизы, выклинивающихся или образующих раздувы, в которых располагаются крупные отторженцы вмещающих пород. В целом Стрельнинский массив напоминает своеобразную огромную брекчию, в которой щелочной гранит цементирует блоки вмещающих пород. В ряде участков массива наблюдается зональное строение: 1) закономерное изменение зернистости (мелкозернистые в контакте до средне- и крупнозернистых в середине); 2) изменение минералогического состава (от аплитовидных в контакте через эгириновые до арфведсонитовых в средней части); 3) изменение четкости и интенсивности развития директивной текстуры (резко гнейсовидные по краям и слабо гнейсовидные в середине).

Гнейсовидность в щелочных гранитах ведет себя подобно структурам течения магмы — она обтекает контакты. Помимо обычных основных трещин отдельности, установлено развитие трещин второстепенных направлений, которые более интенсивно развиты в зоне контакта и располагаются под симметричными углами (близкими 45°) к нему и отвечают системе трещин Моора-Клооса. Микроструктурный анализ показал, что эти граниты являются R-тектонитами. Степень оптической ориентировки кварца в приконтактных частях является более высокой, чем в центре.

Дается петрографическое описание щелочных гранитов, выделяются разновидности: лейкократовые (аплитовидные), эгириновые, эгирин-арфведсонитовые и арфведсонитовые (развитые в срединных частях массива). По химическому составу щелочные граниты пересыщены кремнекислотой и богаты щелочами, относятся ко второму классу и второй группе.

В приконтактных гранитах повышается содержание F (особенно окисного), Ti и Ca и уменьшается содержание K, глинозема и закисного железа.

Отмечаются основные черты петрологии щелочных гранитов Стрельнинского массива. Плоскостная ориентировка минералов (гнейсовидность) не может быть обусловлена воздействием только одних позднейших внешних тектонических напряжений, а в большей мере давлением, которое было присуще самой магме гранитов. Внедрение шло под большим давлением, которое во всех участках массива было направлено перпендикулярно к поверхности контакта. Поскольку краевые части массива более длительный срок испытывали давление и воздействие минерализаторов, то здесь перекристаллизация прошла более глубоко, а образование гнейсовидности — более интенсивно.

Щелочные граниты верховьев р. Стрельны во всем сходны с щелочными гранитами Западных Кейв. На этом основании делается предположение о существовании единого источника магмы и их едином геологическом возрасте. (А. М. И.). См. также РЖ Геол., 1959, № 11, 23217.

215. И в а н о в А. М. Щелочные граниты Западных Кейв. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 19—65. Q-36-VI, Q-37-I.

Щелочные граниты залегают в мигматитах микроклинового гранита в свитах поросозеро и кейв. Свита кейв образована складчатым комплексом гнейсов и сланцев с широко развитыми амфиболитами и метабазитами. В свите кейв выделяются «щелочные гнейсы», являющиеся метасоматитами щелочных гранитов. В районе Урмо-вараки щелочные граниты воздействуют на основные породы, которые приобретают гибридный характер и по составу приближаются к кварцевому сиениту или граносиениту. Автор вместе с А. А. Чумаковым считает одновозрастными свиты кейв и поросозеро.

Щелочные граниты Западных Кейв в приконтактной зоне содержат ксенолиты вмещающих пород и образуют в них многочисленные инъекции, внедрения и жилы. Характерным признаком щелочных гранитов является гнейсовидность. Массив гранитов обладает зональным строением, которое

выявляется по зернистости (в контакте мелкозернистые, в центре крупнозернистые), по составу (в самом контакте идут аплитовидные, затем эгириновые, эгирин-амфиболовые, амфиболовые, арфведсонитовые), по гнейсовидности (наиболее интенсивная гнейсовидность в краевых частях и постепенно ослабевает к середине). Наблюдается своеобразная автобрекчия — участки щелочных гранитов, в которых включены угловатые обломки тех же щелочных гранитов. Наблюдаются мелкие трещинки, залеченные щелочным гранитом. В массиве широко развиты пегматитовые и кварцевые жилы.

Все это говорит о том, что массив щелочных гранитов формировался в условиях активного движения магмы.

В щелочных гранитах бластические структуры наиболее развиты в контактной зоне, магматические — в центре массива, характерно совместное присутствие магматических и бластических структур. Наблюдается образование структур распада, замещения и выделение позднемагматических минералов: второго поколения альбита, микроклина, кварца, частью ортита и др.

По химическому составу щелочные граниты Западных Кейв пересыщены кремнекислотой и незначительно пересыщены щелочами, среди которых существенную роль играет К. Характерны резкие колебания в содержании главных компонентов. От центра массива к контактам содержание кремнезема, титана, суммы щелочей и натрия уменьшается, но возрастает содержание глинозема и магнезии, что связано с зональным строением массива.

Гранитная фация развита слабо, в виде небольших изолированных участков в середине массива. Гнейсовая фация наиболее интенсивно развита в контактной зоне, имеет крутые углы падения.

Ориентировка линейных и плоскостных структур строго сопряжена с поверхностью контакта массива и совершенно не зависит от структуры вмещающих пород. В зоне контакта во вмещающих породах наблюдается переориентировка гнейсовидности и приспособление ее к структуре приконтактных гранитов. Щелочные граниты являются R-тектонитами. Наиболее совершенная ориентировка (по кварцу) наблюдается в контактной зоне, а в середине массива она близка к изотропной. Степень оптической ориентировки кварца в жильных гранитах ниже, чем в приконтактных частях массива.

Щелочные граниты оказывали динамическое воздействие на гнейсы Кейв, и поэтому в гранитах и вмещающих гнейсах в зоне контакта наблюдается одинаковый характер узора и идентичность их ориентировки.

Отрицается утверждение, что линейность в гранитах является линиями течения жидкой магмы. Дифференциальные движения обусловили вращение, были направлены перпендикулярно линейности и вызваны движением магмы того же направления.

Дистармоничный характер контактов и автономная внутренняя структура массива щелочных гранитов указывают на формирование массива после складчатых структур Кейв. Интрузия носит платформенный характер и является трещинной. Щелочные граниты использовали разломы двух направлений: северо-восточного и юго-восточного, являвшиеся региональными сбросами (или надвигами). Щелочные граниты по возрасту относятся к верхнему палеозою, судя по их внедрению в юго-восточные разломы герцинского времени. (А. М. И.).

216. Иванов Б. В., Молева В. А., Гайнанова Е. И. Об изменении кристаллического сланца при нагревании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5, стр. 60—77.

При нагревании альбито-актинолитового сланца в процессе службы в футеровке печи для обжига известняка в нем произошли существенные

изменения: актинолит превратился в псевдоморфозу по нему диопсида, магнетит окислился и перешел в гематит. Наиболее стойким оказался альбит, который расплавился лишь в самой горячей зоне. Появились новообразования: полевой шпат типа лабрадора и различные пироксены. Установлено своеобразное минералообразование на контакте скоплений извести и сланца с появлением прослоек мелилита и пироксенов.

Блок для футеровки печи был взят из дайки зеленокаменной породы, приуроченной к толще свиты имандра-варзуга.

При отсутствии огнеупорных изделий в определенных случаях вполне можно пользоваться блоками из естественной горной породы в качестве заменителя огнеупоров. Граф. — 8 табл. Библ. — 14 назв. (Ю. В. Г.).

217. И в а н о в а В. П., К о р н и л о в Н. А. Асбестовидный (поперечно-волокнистый) хлорит из медно-никелевого месторождения. ДАН СССР, т. 119, 1958, № 1, стр. 154—157. R-36-XIX.

Описывается асбестовидная разновидность хлорита, встреченного в хлоритизированном сланце на контакте с эпигенетическими рудными телами медно-никелевого месторождения (Печенги, — *Ред.*). Минерал разделяется на столбики и иголки, которые под микроскопом имеют волокнистое строение с различной толщиной волокон в разных участках.

Приведены показатели преломления, химический состав и кристаллохимическая формула хлорита. На основании дебаграммы вычислены параметры решетки минерала и проведено сравнение с соответствующими теоретическими значениями, вычисленными на основе химического состава. Оси удлинения отвечает параметр *a*. Приводятся расчеты межплоскостных расстояний и данные термического анализа для зерен минерала различной крупности. Минерал относится к хлоритам, находящимся на границе между магнезиальной и железистомагнезиальной группами. Электронномикроскопическое исследование показало чешуйчатое строение отдельных частиц. Граф. — 2 табл. Библ. — 6 назв. (С. И. Б.). РЖ Геол., 1959, № 5, 9655.

218. И в а н о в а Т. Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатито-нефелиновое тело. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 25—94. Q-36-IV, V.

Приводится история исследования апатитовых месторождений, геологическое строение Хибинского массива, геологическое строение Кукисвумчорр-Юкспорского апатито-нефелинового тела (описано три разреза вкрест его простираия). Отмечается, что для месторождения характерно наличие первично-магматических текстур течения: полосатости и линейности. Описаны все виды полосатости. Кроме элементов прототектоники, для пород месторождения характерны часто наблюдающиеся вторичные нарушения как пликативные, так и дизъюнктивные. Приведены результаты микроструктурного анализа. Большое место уделяется петрографическому описанию всех разновидностей апатито-нефелиновых пород с приведением количественно-минералогических подсчетов. Кратко описываются главные порообразующие минералы; нефелин, апатит, эгирин и эгирин-авгит, сфен, полевой шпат. Описаны контакты апатито-нефелинового тела с вмещающими породами.

В заключение работы делаются выводы о генезисе Кукисвумчорр-Юкспорского апатито-нефелинового тела.

1. Апатито-нефелиновые породы этого месторождения — магматические образования. Магма была богата летучими и редкими элементами.

2. Апатито-нефелиновое тело — сложное многофазное образование.

3. Широкое развитие полосатых и линейных структурных элементов свидетельствует о большой роли движения в период кристаллизации.

4. Апатито-нефелиновая магма обладала небольшой вязкостью, о чем свидетельствует тонкое пропитывание апатито-нефелиновой магмой мелкозернистых ийолитов и очень совершенные полосатые текстуры. Библиография — 44 назв. (Т. Н. И.). См. также РЖ Геол., 1959, № 3, 5341.

219. Иванова Т. Н. и Козлов Е. К. О дифференциации в горизонтальном направлении в основных породах Мончегорского плутона. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 3—14. Q-36-III.

Описывается пример дифференциации в направлении течения магмы. В массивах Сопчуайвенч и Ньюдуайвенч в Монче-тундре наблюдается дифференциация в горизонтальном направлении. Долгое время массивы Ниттис-Кумужья-Травяная и массивы Сопчуайвенч и Ньюдуайвенч считались разобщенными в пространстве самостоятельными массивами. Структурно-геологическими и петрографическими данными теперь доказано и подтверждено бурением, что эти массивы едины и являются лишь ветвями единого плутона. Различие массивов по составу слагающих их пород объясняется дифференциацией в горизонтальном направлении.

На структурно-геологической карте восточной ветви Мончегорского плутона, приведенной в работе, видно, что с запада на восток породы сменяются в такой последовательности: пироксениты—полевошпатовые пироксениты—меланократовые нориты—габбро-нориты. Слои оливин-содержащих пород по направлению с запада на восток также обогащаются плагиоклазом. Учитывая пластообразную форму массива, эту смену пород можно рассматривать как результат дифференциации в горизонтальном направлении. В доказательство этого положения приводятся данные по изменению среднего минералогического состава горных пород массива, химизма и оптических свойств главных породообразующих минералов. Библиография — 18 назв. (Т. Н. И.). См. также РЖ Геол., 1959, № 6, 12029.

220. Ильинский Г. А. О параморфозах кальцита по фатериту. ДАН СССР, т. 121, 1958, № 3, стр. 541—543. Q-36-VII.

Параморфозы кальцита по фатериту обнаружены в виде мелких белых линзовидных кристаллов (до 1 мм в поперечнике) в пустотах доломитовых карбонатитов массива Вуориярви в Северной Карелии. Под микроскопом они представляют очень мелкозернистый агрегат, состоящий преимущественно из кальцита. На дебаеграммах преобладают линии кальцита, но отмечены и линии, свойственные искусственному фатериту. На основании вычисленного рентгеновского отношения $a_0 : c_0 = 1 : 2.077$ определены символы граней, измеренных на гониометре. Кристаллы образованы гранями двух гексагональных пирамид: (1126) с ψ в среднем $34^\circ 21'$ и (0223) с ψ $57^\circ 41'$. Учитывая данные изучения условий устойчивости искусственного фатерита, автор отмечает, что присутствие в карбонатитах Вуориярви изученных параморфоз свидетельствует о том, что процессы образования карбонатитов заканчивались при низких температурах и, по-видимому, в щелочной среде. Библиография — 13 назв. (Э. М. К.). РЖ Геол., 1959, № 6, 11966.

221. Кавардин Г. И. Титановое оруденение в основных породах плутона Гремяха-Вырмес. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, стр. 3—15. R-36-XXXIII.

Наиболее распространенными породами плутона Гремяха-Вырмес являются габбро-сиениты, с которыми связано богатое титановое оруденение пяти генетических типов: 1) раннемагматический (сегрегационный), 2) позднемагматический (фузивный), 3) автопневматолитический, 4) пегматитовый и 5) метаморфогенный. Оруденение первого типа представлено маломощными шширами сплошных титаномagnetитовых руд, редкими небольшими залежами пироксенитов с густой рудной вкрапленностью и мощными зонами измененных габброидов с рассеянной рудной вкрап-

ленностью. Наиболее распространенным является второй тип оруденения в виде пластообразных и линзовидных залежей вкрапленных титаномагнетито-ильменитовых руд (оруденение перидотитов, пироксенитов, оливинитов и оливиновых габбро), а также жиллообразных и дайкообразных тел сплошных ильменито-титаномагнетитовых руд. К третьему типу относятся мощные мелковкрапленные зоны ильменита и апатита в сильно измененных щелочных и обычных габброидах. Четвертый тип оруденения встречается редко. Пятый тип локализуется в узких зонах убогой вкрапленности, приуроченных к тектоническим нарушениям. Раннемагматические руды образовались непосредственно путем выделения зерен титаномагнетита из кристаллизующейся габброидной магмы с последующей сегрегацией их на дне магматической камеры в результате гравитационной дифференциации. Формирование позднемагматических вкрапленных титаномагнетито-ильменитовых руд обязано проявлению процессов гравитационно-кристаллизационной дифференциации при движении наклонного потока магмы. Тела сплошных руд возникли, очевидно, путем отжимания и инъекции рудного остаточного расплава в тектонически ослабленные зоны и трещины. Отложение рудного вещества в более поздние этапы рудогенеза (автопневматолитический тип титанового оруденения) происходило, вероятно, из надкритических газовых рудных растворов.

Химический и минералогический состав рассматриваемых руд позволяет отнести их к типу комплексных ванадийсодержащих образований. Содержание в титаномагнетитовых рудах TiO_2 составляет от нескольких до 20—25%; V_2O_5 — 0.60%; Fe — от 20 до 40—50%; Cr_2O_3 — до 1 и P_2O_5 — до 2.5%. По масштабам оруденения и возможности извлечения значительной части Ti из руд в виде ильменитового концентрата месторождение может рассматриваться как промышленное. Библ. — 5 назв. (И. Д. Г.). РЖ Геол., 1960, № 3, 4931.

222. К а с с и н Н. Г. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 402—403.

223. К о з л о в Е. К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуайвенч (в Монче-тундре). В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 7—24. Q-36-III.

В пироксенитах горы Сопча в направлении с юго-запада на северо-восток автор установил постепенное увеличение количества плагиоклаза; на восточном склоне породы по составу соответствуют уже меланократовым норитам с содержанием плагиоклаза от 7 до 20%, что объясняется дифференциацией магмы в горизонтальном направлении. На восточном склоне горы Сопча в меланократовых норитах встречаются участки мезократовых норитов, ксенолитов норитов и габбро-норитов, за счет переработки которых в магматический период формировался массив Сопча; крупные участки норитов являются неассимилированными ксенолитами. Ксенолиты, обусловившие образование гибридных пород, являются более древними, чем породы Сопчи, и более молодыми, чем габбро Главного хребта. На северном склоне горы Сопча обнажаются породы габбро-норитового состава. Во вмещающих их породах развита трахитоидность, параллельная контактам габбро-норитового тела. Последние являются глыбой чуждых массиву пород, не претерпевших сколько-нибудь существенных изменений под влиянием магмы интрузии Сопчи, имеющей свое собственное автономное внутреннее строение. (В. П. Е.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5339.

224. К о з л о в а О. Г. Плавиковый шпат как исходное сырье для выращивания кристаллов оптического флюорита. В сб.: Геология, разведка и разработка месторождений пьезооптического кристаллосырья, М., 1958, стр. 107—116. (Тр. Всесоюз. научн.-исслед. ин-та пьезоопти-

ческого минерального сырья, т. 2, вып. 1). R-35-XXXVI, Q-37-XIII.

Рассмотрены общие вопросы искусственного получения кристаллов оптического флюорита и требования к качеству исходного сырья. В качестве последнего может быть использован плавиковый шпат различных месторождений СССР. На Кольском полуострове отмечены месторождения плавикового шпата мыса Корабль (флюорит двух генераций — октаэдрические синие зональные кристаллы и кубические мелкие бесцветные и бледноокрашенные кристаллики) и месторождение Юрийюки (три генерации плавикового шпата — крупнокристаллические агрегаты, скопления мелких кристаллов и мелкие экзогенные кристаллики). На первом месторождении годного флюорита мало. Флюорит из Юрийюки содержит повышенное количество редких земель и Mn, что отрицательно сказывается на его качестве как исходного сырья. Для окончательного заключения рекомендовано изучение кристаллов, полученных из плавикового шпата месторождения Юрийюки, а также предварительная оценка сырья по спектрам пропускания. Библи. — 5 назв. (А. В. Л.).

225. Колесникова А. М. О некоторых химических изменениях глиноземистых гнейсов на контактах со слюдоносными пегматитовыми жилами. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 5, стр. 49—61.

Изложены результаты исследований изменения гнейсов (кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых, биотитовых) в контакте со слюдоносными пегматитовыми жилами на Неблогорском месторождении. Рассматриваются гнейсы, расположенные в 0.1—3 м от всячего и лежащего контактов жил. Приводятся результаты 35 полных силикатных анализов измененных гнейсов, пересчитанных по Барту.

Для измененных кинанито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых плагиогнейсов отмечен привнос глинозема, Na, K и Mg, вынос Ca и восстановление окисного Fe до закисного. Минералогически это выражается в образовании мусковита путем замещения биотита и плагиоклаза и в образовании биотита за счет граната. Одновременно шел процесс понижения основности плагиоклаза и замещение граната плагиоклазом с одновременным образованием мусковита за счет плагиоклаза и кинанита.

В биотитовых плагиогнейсах процесс изменения идет таким же образом. Вынос глинозема, Ca и K связан с окончательным исчезновением в породе граната, с замещением его биотитом и частично плагиоклазом и развитием по новым минералам мусковита.

На основании изменения приконтактовых гнейсов делается вывод, что пегматитовая жила в период образования мусковита имела микроклин-плагиоклазовый состав. Первоначально весь микроклин замещался мусковитом и кварцем. Избыточный K при этом шел на замещение плагиоклаза (сначала микроклином, а потом мусковитом). В результате из жил в боковые породы выносились Na и K. Таким образом, процессы мусковитообразования в жиле и в боковых породах взаимосвязаны и зависят друг от друга. Однако процесс образования мусковита в каждой жиле идет, вероятно, по-разному и зависит от первичного ее состава. (С. Н. С.).

226. Корнилов Н. А. О рудном метасоматозе в Печенгских сульфидных медно-никелевых месторождениях. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, стр. 20—31. R-36-XIX, XXV.

В Печенгских медно-никелевых месторождениях трещинные зоны возникали до образования метасоматически оруденелых пород. Одновременно с этим и рассланцеванием пород шли гидротермальные изменения боковых пород. Вследствие особых условий проявления трещинной тектоники отдельные блоки оставались нерассланцованными и гидротермально неизмененными. В них и происходило метасоматическое выделение сульфидов.

Сравнение химического состава безрудных и метасоматически оруденелых пород показывает, что рудный метасоматоз протекал в присутствии воды, которая находилась в связанном состоянии в исходных породах. В ходе метасоматоза происходил привнос главнейших рудообразующих компонентов (Fe, Ni, Cu, Co, S) и одновременно вынос породообразующих компонентов. Химизм рудного метасоматоза резко отличен от гидротермальных изменений боковых пород, в процессе которых имела место дифференциальная подвижность почти всех компонентов. Одинаковый минералогический состав метасоматически оруденелых серпентинитов в пределах всего разреза объясняется одинаковой подвижностью компонентов. Граф. — 3 табл. Библ. — 9 назв. (И. Г. Д.). РЖ Геол., 1960, № 5, 9122.

227. Котульский В. К. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 450.

228. Кравцов А. И. О геохимии природных газов. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 33, 1958, стр. 101—118. Q-36-IV, V.

Приводятся сведения о горючих газах в породах Хибинского щелочного массива по результатам начального этапа исследований, выполненных кафедрой горючих ископаемых МГРИ и институтом ВНИГНИ. По данным газовой съемки, проведенной И. А. Петерсилье, установлено, что участкам развития щелочных пород Хибинского массива отвечают повышенные содержания CH_4 в подпочвенных отложениях. За пределами массива, на территориях, сложенных эффузивно-осадочными породами свиты имандра-варзуга и гнейсо-гранитами архея, метан в подпочвенных отложениях практически отсутствует.

Повышенные содержания H_2 и метана (по данным подземной газовой съемки) в отдельных участках массива предположительно связываются с зонами повышенной трещиноватости нефелиновых сиенитов. Наибольшее количество H_2 ($4 \text{ см}^3/\text{кг}$) содержится в апатитах и минимальное — в ийолит-уртитах. Наибольшие средние содержания метана ($10.5 \text{ см}^3/\text{кг}$) соответствуют хибинитам, минимальные — породам апатитового рудного тела. Утверждается, что количество H_2 , выделяющееся из породы до дробления, несколько превышает количество H_2 , получаемое после измельчения породы в вакуумной мельнице. Основное количество метана выделяется из породы после дробления. Содержание метана и H_2 в рудничном воздухе после отпалки больше, чем до нее. Горючий газ (CH_4 и H_2) заключен в порах породы. Предполагается возможность миграции его по трещинам с больших глубин.

При опытных плавках рисчорритов и апатитов в них обнаружено до 16% метана и его гомологов. Библ. — 11 назв. (С. В. И.).

229. Кратц К. О. Восточная часть Балтийского щита. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника, М., Гостеолтехиздат, 1958, стр. 28—32.

Восточная часть Балтийского щита разделяется на три района: юго-западный (Карельский), центральный (Беломорский) и северо-восточный (Кольский).

В Беломорье развиты архейские геосинклинальные отложения, смятые в изоклинальные складки северо-западного простирания с преобладающим падением на северо-восток. Синклинорий закончил свое развитие в допротерозойское время и позже являлся жестким срединным массивом.

В Кольском районе главные складчатые структуры сформировались в протерозое (карелиды). Здесь выделяются главные структуры трех возрастов: ранние карелиды (нижний протерозой) поздние карелиды (средний протерозой) и самые молодые (верхний протерозой). Ранне-нижекарельские породы слагают две синклинальные зоны: Печенгско-Варзугскую и Кейвскую, в которых развиты нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования. Вдоль синклинальных прогибов

проходят краевые или осевые разломы, документирующиеся по интрузивной деятельности. Позднекарельские складчатые структуры развиты в пределах Печенгско-Варзугской зоны. Верхнепротерозойские складчатые структуры развиты на юге Кольского полуострова (Терский берег). Отличаются от них структуры п-ова Рыбачьего и о. Кильдин. Палеозойские расколы (каледонские и герцинские) отмечены интрузиями ультраосновных и щелочных массивов.

Приводится история геологического развития Балтийского щита. Архейские отложения рассматриваются как геосинклинальные, образование которых закончилось в верхнем архее. В результате архейской складчатости образовался крупный срединный массив (Беломорский блок), который разделил геосинклиналь на две: Кольскую и Карельскую. Образованию Карельской геосинклинали предшествовал крупный предпротерозойский перерыв. Протерозойские отложения Кольского полуострова также рассматриваются как результат развития геосинклинали (Печенгско-Варзугская и Кейвская зоны). Замыкание геосинклинали произошло в результате карельского диастрофизма.

После большого протерозойского перерыва в верхнем протерозое создались платформенные условия на всей территории Кольского полуострова. В это время накапливались красноцветные отложения и по расколам внедрялись габбро-диабазы. Вдоль северной границы Кольского полуострова в это же время был заложен новый геосинклинальный прогиб (гиперборейский), который впоследствии был унаследован каледонским (грампианской геосинклиналью). В результате геологического развития Балтийского щита образовалось четыре структурных яруса. Граф. — 1 карта. (М. Т. К.).

230. К р а т ц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 9—15.

Работа посвящена расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Приводятся некоторые данные по протерозою других регионов, значительное внимание уделяется Кольскому полуострову. В протерозое Кольского полуострова к нижней подгруппе относится тундровая серия. В комплексе имандра-варзуга можно выделить толщи (или серии) среднего протерозоя и верхнего отдела нижнего протерозоя. Комплекс гнейсов и сланцев Кейв относится к нижнему протерозою, и соответственно нижняя гнейсовая серия относится к нижнему (лопскому), а верхняя сланцевая серия — к верхнему (сумскому) отделу. Образования среднего протерозоя распространены в Печенгской зоне и, вероятно, в районе устья р. Поной. К ютнийскому отделу относятся песчаники Терского берега и гиперборейские свиты полуостровов Среднего, Рыбачьего и о. Кильдин. Библ. — 9 назв. (В. Г. З.).

231. К р а т ц К. О. Карелия и Кольский полуостров. Докембрий. В сб.: Геологическое строение СССР, т. I, Стратиграфия, М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 60—68.

Среди архейских образований региона выделяются: 1) Беломорская серия, распространенная в Карелии по берегу Белого моря и по южному побережью Кольского полуострова; 2) Кольская серия, распространенная в пределах полуострова. В составе той и другой отмечены разнообразные гнейсы, гнейсо-сланцы и амфиболиты, основание их неизвестно. Обе серии рвутся гранитами и гнейсо-гранитами раннего архея. Некоторые части разрезом обеих серий сопоставимы и, возможно, одновозрастны. Неясное положение в разрезе занимают гранулиты и некоторые сланцы.

Среди протерозойских образований выделяются три группы: две нижние объединяются в карельскую формацию, а верхняя — относится к ютнийской и гиперборейской серии. На Кольском полуострове к фор-

мации карелид относятся осадочные и осадочно-вулканогенные образования, слагающие сложные синклинорные зоны центральной и северо-западной частей полуострова. К ним относятся: кейвская серия, сложенная гнейсо-сланцами, кварцитами, кианитовыми сланцами и метаморфизованными эффузивами, и тундровая серия, слагающая низы Печенгско-Варзугской синклинорной зоны и полосу воронья—поросозеро (гнейсо-сланцы, сланцы и амфиболиты). Верхняя часть разрезов Печенгско-Варзугской синклинорной зоны представлена среднепротерозойской, относящейся к верхам карелид, серией осадочно-вулканогенных пород, в западной части носящей название печенгской серии. В ее разрезе устанавливается три осадочно-вулканогенные толщи. Общая мощность — около 10 000—12 000 м. Верхний протерозой на Кольском полуострове представлен ютнийской серией печаников Терского берега и гиперборейской серией осадочных пород полуостровов Среднего, Рыбачьего и о. Кильдин. (В. Г. З.).

232. Куплетский Борис Михайлович. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. I, М., БСЭ, 1958, стр. 472.

233. Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 3, 1958, стр. 304—314.

Возраст интрузий рассматриваемого комплекса — 305—375 млн лет. Все его массивы являются производными ультращелочной, резко недосыщенной кремнеземом магмы. Для них характерна высокая концентрация Fe, Ti и Ca, а также Zr, TR, Nb, Ta, Y и некоторых других элементов. На территории Кольского полуострова интрузии щелочных и ультращелочных пород группируются в виде трех поясов или дуг — южной, центральной и северной, приуроченных к разломам субширотного простиранья. Наиболее отчетливо выражен центральный, или салма-ковдорозерский, пояс, характеризующийся в целом преобладанием пироксенитов и оливинитов; в южном кандалакшском поясе широко распространены породы лейкократовой щелочной серии — мельтейгиты и ийолиты. К северному поясу относится интрузия ийолитов и нефелиновых сиенитов Эгиринового наволока (оз. Гремяха) и Себлявровский массив, сложенный рудными пироксенитами, оливинитами и жильными ийолитами.

Большинство рассматриваемых массивов построено по одному плану и относится к платформенным интрузиям центрального типа, внутренние их части обычно сложены ультраосновными породами — оливинитами и пироксенитами. Внедрение щелочной магмы и ее пегматитовых отщеплений сопровождалось процессами интенсивного изменения ультраосновных пород и возникновением различных вторичных метасоматических образований. К массивам Кольской щелочной провинции приурочены следующие рудные месторождения.

1. Магматические: а) собственно магматические, б) фюзивные, в) пегматитовые.

2. Постмагматические: а) аутометасоматические, б) пневматолито-гидротермальные, в) гидротермальные.

Редкометалльное оруденение проявляется на всех этапах развития комплекса. Редкие элементы (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, TR, Be, Sc) являются «сквозными». Главная их масса сосредоточена в пироксенитах и рудных оливинитах. В процессе аутометасоматических изменений ультраосновных пород и в результате процессов преобразования их под влиянием ийолит-мельтейгитовых интрузий имело место высвобождение редких элементов и миграция в щелочных и углекислых растворах. Некоторые из редких элементов (Nb, Ta, Zr, отчасти TR) на этом этапе концентрируются, образуя промышленно ценные месторождения, приуроченные к телам

метасоматических, существенно карбонатных пород и карбонатитов. Библ. — 15 назв. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1959, № 4, 7487.

234. Лу н е в а О. И. К геологии свиты имандра-варзуга в Прихитинском районе. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 15—22. Q-36-IV, V.

На основе литологического подхода к изучению осадочно-метаморфических образований отложения свиты имандра-варзуга подразделяются на три горизонта: роуксинский, зеленосланцевый, эффузивно-туфогенный.

Роуксинский горизонт выделяется в качестве маркирующего, так как по своей окраске и составу он четко отличается от других пород. В его составе автор выделяет три пачки: нижнюю — серые биотито-полевошпатовые гнейсы, среднюю — темно-серые гнейсовидные биотито-кварцево-полевошпатовые породы и верхнюю — зеленовато-серые биотито-полевошпатовые гнейсы. Верхняя пачка роуксинского горизонта постепенно сменяется зеленосланцевым горизонтом. В пестром составе последнего автор выделяет две пачки: нижнюю — зеленые сланцы с линзами карбонатов и верхнюю, где появляются углистые прослои и цвет сланцев переходит в серый. Обе пачки разделены линзами чистых карбонатов, которые вверх и вниз по разрезу постепенно переходят в сланцеватую толщу. Зеленосланцеватый горизонт постепенно сменяется эффузивно-туфогенным также через тонкое переслаивание.

Делаются выводы об осадочном происхождении первых двух горизонтов. Роуксинский горизонт представляет собой метаморфизованные аркозовые песчано-глинистые осадки с примесью гравийных обломков, выше сменяющиеся мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевритами, которые вновь переходят в аркозовые песчаники с кремнисто-глинистым цементом. Зеленосланцевый горизонт образовался за счет глинисто-карбонатных осадков.

Породы свиты имандра-варзуга образуют синклиналию складку, северное крыло которой сорвано щелочной интрузией Хибин. (Л. А. В.). См. также РЖ Геол., 1959, № 9, 17813.

235. Л я л и н П. В. Из истории освоения и геологии Монче-тундры. В сб.: Опыт работы комбината «Североникель», М., 1958, стр. 5—13. Q-36-III. См. также реф. № 236.

236. Л я л и н П. В. Из истории освоения и геологии Монче-тундры. Бюлл. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1958, №№ 13—14, стр. 22—26. Q-36-III.

Дается краткий обзор истории открытия и освоения медно-никелевых месторождений Мончи с 1921 г. работ А. Григорьева и К. О. Висконта до 1938 г. (организации ин-та «Североникель»¹). На горах Ньюдауйвенч и Сопчуайвенч известно несколько небольших месторождений бедных вкрапленных сульфидных руд. В хребте Монча расположены месторождения вкрапленных, реже шпировых и жильных руд. В массиве Ниттис-Кумужья, над осевой частью его мульдообразного дна, залегает эксплуатироваемая с 1938 г. свита сульфидных жил. «Железная шляпа» достигает мощности 10—20 м. Ниже идут «сажистые», а под ними — первичные медно-никелевые сульфидные руды. С глубиной форма рудных жил усложняется. Из других полезных ископаемых в районе отмечаются бутовый камень, пески, глины, диатомовый ил, торф и кварцит. (В. Н. Б.).

237. Ма к е е в П. С. Заметки по геоморфологии Северо-Запада Европейской части СССР. Уч. зап. Ярославского гос. пед. ин-та, вып. 20, ч. 2, 1958, География, стр. 103—130.

¹ Сульфидное медно-никелевое оруденение Ньюдауйвенча и Сопчуайвенча было впервые обнаружено в 1925 г. К. О. Висконтом. Первые анализы никелевых руд были выполнены в 1927 г. Б. Н. Мелентьевым. (Прим. ред.).

Ледниковая штриховка и полировка на скалах, а также образование бараньих лбов объясняются как результат экзарационного действия морских и речных льдов. Происхождение морены, в которую включены и слоистые отложения, связывается с переносом каменного материала морскими, речными и озерными льдами. Отмечено, что известны неслоистые морские отложения. В долинах рек Юкспориока и Гольцовки известен неслоистый аллювий. Отсюда морена может иметь аллювиальное происхождение. Эратические валуны могли попасть в морену, а также на вершины Хибинских гор из выветривающихся ятулийских и калевийских конгломератов. «Пологие, слабо выпуклые в центре (?) очертания» Хибинских гор связываются автором не с ледниковой обработкой, а с первичной формой лакколита. Разнос валунов с Хибин по Кольскому полуострову объясняется деятельностью рек и льдов гипотетического морского бассейна. Все флювиогляциальные отложения рассматриваются как речные. Озы отнесены к останцам денудации с чехлом морских осадков или береговым валам, созданным напором морских и озерных льдов. В некоторых случаях объясняются подводным рельефообразованием приливов или включены в число речных осередков. Холмистый ледниковый рельеф имеет эрозионное происхождение. Библ. — 56 назв. (А. Д. А.).

238. Макиевский С. И. О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими породами. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 12, стр. 16—22. Q-37-VIII, IX.

Приводится краткая характеристика Стрельнинского гранитного массива, прорывающего сводовую часть и северо-восточное крыло антиклинальной складки II порядка и секущего нижнюю, среднюю и верхнюю толщи гнейсов беломорских серий. Все связанные с массивом пегматиты по условиям залегания разделяются на две большие группы: 1) пегматоидные граниты, залегающие в самом теле интрузии и являющиеся пегматитовой фацией гранитов; 2) жильные образования, залегающие в боковых породах. Связь жильных пегматитов с гранитной интрузией проявляется как в территориальном расположении жил относительно массива, так и в сходстве парагенезисов слагающих их минералов.

По характеру минерального состава, внутреннему строению, размерам и форме пегматитов, залегающих в разных гнейсовых толщах, жильные пегматиты делятся на три типа: а) пегматиты нижней толщи; б) пегматиты средней толщи и в) пегматиты верхней толщи. Влияние подстилающих и вмещающих пород на состав пегматитов, и в частности на их слюдоносность, заключается в том, что, проходя через породы средней и верхней толщ беломорской серии, пегматитовый расплав обогащается Са и Fe, что приводит к образованию в пегматитах, залегающих в этих толщах, значительного количества плагиоклаза и биотита, которые в постмагматическую стадию развития пегматитовых тел замещаются мусковитом. Библ. — 3 назв. (С. И. М.).

239. Мирская Д. Д. Щелочные граниты района оз. Низъявр. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 140—145.

Массив щелочных гранитов находится в 4 км к югу от оз. Низъявр. Его площадь около 11 км². В плане массив изометричен. Вмещающими породами являются архейские гнейсо-граниты и мигматиты. В состав гранитов входят микроклин, кварц, плагиоклаз (№ 3—11), биотит, амфибол, сфен, ортит, апатит, флюорит, циркон, эпидот, мусковит, минерал группы лампрофиллита и рудный. Хим. состав гранитов (в вес. %): SiO₂ — 69.85; TiO₂ — 0.30; Al₂O₃ — 16.20; Fe₂O₃ — 2.17; FeO — 1.84; MgO — 0.00; CaO — 0.98; Na₂O — 4.11; K₂O — 3.70; P₂O₅ — 0.02; MnO — 0.04; п. п. п. — 0.84; сумма — 100.05. Массив имеет зональное строение: от центра к периферии возрастает содержание биотита и плагиоклаза при

одновременном понижении содержания кварца и микроклина и уменьшении щелочного амфибола до полного исчезновения. Низъявские щелочные граниты аналогичны эгирин-авгит-гастингситовым щелочным гранитам Канозера, Цаги и других массивов. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23218.

240. Морозов А. И. Особенности размещения щелочных гранитов в пределах Кольского полуострова и история их исследования. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР,

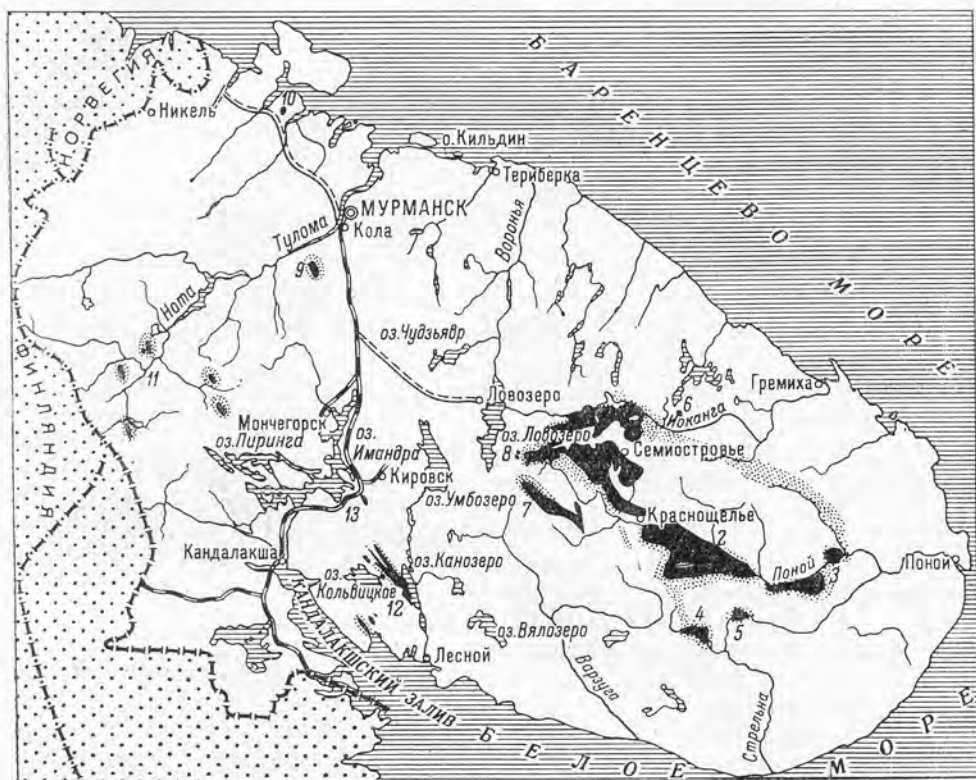


Рис. 4. Размещение щелочных гранитов на Кольском полуострове.

1 — Западные Кейвы, 2 — Верхнепонойский массив, 3 — щелочные граниты Среднего Поной, 4 — Стрельнинский массив, 5 — массив оз. Пурнач, 6 — массив оз. Низъявр, 7 — Белая Тундра — Чурозеро, 8 — дайковый комплекс щелочных гранитов р. Цаги, 9 — массив Гремяха-Вырмес, 10 — тундра Чагвеуайв, 11 — щелочные граниты западной части Кольского полуострова в районе тундры Сальная, Тепси-тундра и др., 12 — массив Канозеро — Кольвицкое озеро, 13 — субщелочные граниты Доломитовой варакы. Точками показаны зоны развития щелочного метасоматоза.

1958, стр. 7—15. Q-37-I, II, VIII, Q-36-I, II, IV, VI, X, R-36-XXXI—XXXIII.

Общая площадь, занимаемая щелочными гранитами на Кольском полуострове, составляет не менее 4500 км². Из них приблизительно 3500 км² приходится собственно на щелочные граниты, остальное — на проявления щелочного метасоматоза (рис. 4). Щелочные граниты приурочены к разломам северо-западного простирания и представляют собой трещинные интрузии. Почти все массивы имеют зональное строение. Различаются самостоятельные массивы: 1) эгирин-арфведсонитовых гранитов (Западные Кейвы, Верхний и Средний Поной, Пурнач, Стрельна); 2) гастингситовых гранитов (Канозеро, Низъявр); 3) биотитовых субщелочных гранитов (Яурийоки, Доломитовая варака).

Гастингситовые граниты образуют также краевые части эгирин-арфведсонитовых интрузий, биотитовые граниты являются краевыми частями гастингситовых щелочных гранитов.

Щелочные граниты оказывают активное воздействие на вмещающие породы; наибольшему изменению подверглись гнейсы свит поросозеро, имандра-варзуга и кейв. Щелочные граниты связаны с протерозойскими образованиями свиты поросозеро-корва. Формация Кейв представлена гнейсовой и сланцевой свитами, образующими широтную синклинальную структуру. Обе свиты являются глубокометаморфизованными осадками песчаного, песчано-глинистого и известково-песчаного состава. Щелочные граниты возникают на последнем этапе магматической эволюции, в эпоху существования жесткой платформы, к разломам которой и приурочиваются их внедрения. Основные итоги их изучения: 1) окончательно решен вопрос в пользу магматического происхождения щелочных гранитов; 2) установлен трещинный характер интрузий, связанный с региональными разломами северо-западного простирания; 3) определен межформационный характер интрузий в восточной части Кольского полуострова (Западные Кейвы), где они залегают между архейскими и протерозойскими образованиями; в западной части полуострова щелочные граниты представляют собой преимущественно трещинные интрузии внутриформационного типа и приурочены к верхнему (протерозойскому) структурному ярусу; 4) выявлены принципиальные черты сходства минералогического и химического состава щелочных гранитов, обладающих различными текстурными признаками; 5) установлен характер металлогении; 6) открыты и изучены проявления оруденения, связанного с пегматитами щелочных гранитов. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23215.

241. Морозов А. И. Сравнительная петрографическая характеристика щелочных гранитов Кольского полуострова. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 225—259. R-36-XXXI—XXXIII, Q-36-I, II, IV, VI, X, Q-37-I—IV, VIII.

Щелочные граниты Кольского полуострова представлены эгирин-арфведсонитовыми и эгирин-авгит-гастингситовыми разновидностями. Первые составляют около 85% всей площади, занятой щелочными гранитами, т. е. приблизительно 3000 км², и слагают центральные участки большинства массивов. Вторые образуют краевые зоны или их части в некоторых массивах, а также несколько самостоятельных интрузивов. Среди эгирин-арфведсонитовых гранитов выделяются арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и арфведсонит-эгириновые разновидности, отличающиеся текстурами, структурами и положением в массивах. С уменьшением содержания арфведсонита породы становятся более мелкозернистыми, повышается степень ориентировки цветных минералов и шире развиваются гранобластические структуры. Одновременно меняется состав плагиоклаза (от № 0—5 до № 5—9), микроклина, эгирина и арфведсонита. Установлено 3 генерации кварца и 2 плагиоклаза и микроклина. Поздние минералы присутствуют в незначительном количестве в виде зерен. Акцессории образуют 3 группы: 1) астрофиллит, энigmatит, ортит, цирколит, частью магнетит; 2) сфен, апатит, циркон, гематит; 3) молибденит, рутил, флюорит, гранат, микролит. Количественно-минералогический и химический состав эгирин-арфведсонитовых гранитов остается приблизительно постоянным. Средние химические составы показывают повышенную роль Na₂O сравнительно с K₂O в небольших массивах восточной части полуострова по сравнению с крупным массивом Западных Кейв.

Эгирин-авгит-гастингситовые граниты несут отчетливые признаки гибридности. Породообразующие минералы их — кварц, микроклин, плагиоклаз, пироксен и амфибол. Акцессорные минералы — сфен, ортит, апатит, циркон, биотит, молибденит, магнетит, гранат, флюорит, пир-

ротин, халькопирит, минерал группы перовскита (кнопит?) — не дают заметных скоплений. Граниты имеют меланократовые, лейкократовые и аплитовидные разности. Первые образуют шпироподобные обособления, вторые также и самостоятельные тела, а третьи (обогащенные магнетитом) слагают некоторые участки эндоконтактных зон. Минералогический и химический составы гранитов более непостоянны, чем эгирин-арфведсонитовых, что обусловлено влиянием состава вмещающих пород.

Щелочные граниты Кольского полуострова и других районов СССР, а также зарубежных стран показывают большое сходство средних составов. Главные отличия заключаются в несколько различном содержании Al_2O_3 и отчасти Fe_2O_3 . По сравнению со средним составом щелочно-земельных гранитов мира (по Дэли) и Беломорья кольские щелочные граниты содержат больше SiO_2 , $Na_2O + K_2O$, но меньше Al_2O_3 и CaO . Приведено 3 химических анализа арфведсонитов и 2 гастингситов, 13 сводных таблиц (петрографические признаки, свойства эгирина, арфведсонита, количественно-минералогический и химический составы гранитов). (И. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23225.

242. Морозов А. И., Шукевич А. М. Щелочные граниты западной части Кольского полуострова. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 190—196. Q-36-I, III, R-36-XXXI, XXXII.

Роль щелочных гранитов в геологическом строении западной части Кольского полуострова невелика. Они представлены маломощными жильными телами и приурочены к гранулитам, олигоклазовым гнейсо-гранитам и контакту между ними. Различаются: 1) субщелочные микроклиновые граниты, лишенные щелочных цветных минералов; 2) щелочные граниты с эгирином, арфведсонит-рибекитом, гранатом и микроклином, замещающим плагиоклаз; 3) щелочные сиениты с эгирин-авгитом и амфиболом (переходным к щелочному), для которых неизвестны переходы в щелочные граниты. Геологическое положение, состав, сложение и структура щелочных гранитов западной части полуострова иные, чем в восточной. Хим. состав субщелочных микроклиновых гранитов массива Юриейки (в вес. %): SiO_2 — 73.92; TiO_2 — 0.12; Al_2O_3 — 14.84; Fe_2O_3 — 1.15; FeO — нет; MnO — нет; MgO — 0.14; CaO — 0.88; Na_2O — 4.39; K_2O — 3.56; H_2O^+ — 0.22; H_2O^- — 0.18; сумма — 99.41. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23221.

243. Морозов А. И. Щелочные граниты среднего Поноя. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 66—85. Q-37-II—IV.

Щелочные граниты среднего Поноя прорывают микроклиновые граниты и гнейсо-амфиболитовый комплекс кейвской формации, включающие габбро-анортозиты, метабазиты и слюдяные сланцы. Выходы щелочных гранитов приурочены к долине р. Поноя, где они образуют два самостоятельных массива общей площадью около 220 км². Главный (Пачинский) массив протягивается полосой длиной около 50 км и шириной 1.2—10 км. Из общей площади массива 115 км² приходится на долю крупно- и среднезернистых щелочных гранитов, остальные 35 км² сложены мелкозернистыми щелочными гнейсо-гранитами, приуроченными к контакту с вмещающими породами. Площадь второго массива около 60 км². Как и Пачинский, он возник по разлому широтного простирания и в плане имеет линзовидную форму. В отличие от первого он целиком сложен мелкозернистыми щелочными гнейсо-гранитами.

Щелочные граниты Пачинского массива представлены тремя разновидностями: к контакту с вмещающими породами приурочены существенно эгириновые щелочные граниты (1), которые к центру постепенно сменяются эгирин-роговообманковой (2), а затем существенно роговообманковой (3)

разновидностями. В приконтактовой разновидности постоянно присутствует щелочная роговая обманка. То же наблюдается в центральных участках обоих массивов. В щелочных гранитах присутствуют как первичные (поперечные, продольные, пластовые и диагональные), так и вторичные трещины отдельности.

Жильные образования представлены малоомощными кварцевыми и пегматитовыми жилами, не имеющими практического значения. Характерной особенностью щелочных гранитов среднего Поноя является их гнейсовидное сложение; степень проявления направленных текстур увеличивается по мере удаления от центра массива. Главные породообразующие минералы гранитов: кварц, микроклин, плагиоклаз от № 5—8 в крупнозернистых гранитах до № 15 в эндоконтактовых гнейсо-гранитах, щелочная роговая обманка и щелочной пироксен (эгирин, эгириин-авгит); второстепенные минералы представлены сфеном, апатитом, биотитом, эпидотом, ортитом, цирконом, флюоритом, астрофиллитом и рудными минералами. Структура аллотриоморфнозернистая, гранобластическая, участками типично магматическая гипидиоморфнозернистая; часто развит катаклаз. Хим. состав амфибол-эгириновой, амфиболовой и эгириновой разновидностей щелочных гранитов Пачинского массива соответственно (в вес. %): SiO_2 — 73.52, 74.55, 75.22; TiO_2 — 0.41, 0.27, 0.22; Al_2O_3 — 12.02, 11.60, 11.70; Fe_2O_3 — 2.32, 2.22, 2.45; FeO — 2.25, 2.67, 0.39; MgO — 0.03, 0.13, 0.14; CaO — 0.60, 0.88, 0.62; Na_2O — 3.96, 4.25, 5.07; K_2O — 4.67, 2.80, 3.87; P_2O_5 — 0.01, нет, нет; MnO — 0.05, 0.06, 0.03; H_2O — 0.07, 0.24, 0.22; п. п. п. — 0.09, 0.24, 0.19; сумма — 100.00, 99.91, 100.12. По основным числовым характеристикам эти граниты близки к среднему составу щелочных гранитов Земли. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23216.

244. Н и к о н о в А. А. Микронарушения в водноледниковых отложениях на западе Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3, стр. 43—45.

В естественных обнажениях и горных выработках видно, как четкая первичная слоистость водноледниковых отложений нарушена небольшими флексурами и вертикальными или близкими к ним по направлению разрывами со смещением крыльев от нескольких сантиметров до 1 м. Особенно часто микронарушения встречаются в крупных озах бассейна р. Лотты, где они приурочены к склонам и гребням озв. Обращает на себя внимание отсутствие находок нарушений не только в послеледниковых осадках, но и в позднеледниковых (зандровых и дельтовых), осадение которых происходило вне пределов основного массива льда. Деформация водноледниковых осадков связывается с таянием мертвого льда и опусканием краевых частей отложений на земную поверхность. Изучение микронарушений помогает выяснению способа возникновения отложений и решению палеогеографических вопросов. (Т. А. Г.). РЖ Геол., 1959, № 5, 9185.

245. Н и к о н о в А. А., Ч е р е м и с и н о в а Е. А. Новые данные о поздне- и послеледниковых морских бассейнах на западе Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 123, 1958, № 3, стр. 530—533.

Осадки поздне- и послеледниковых бассейнов на западе Кольского полуострова локализованы в депрессиях, занятых сейчас рр. Лоттой, Нотой и некоторыми их притоками. Отложения имеют мощность в несколько десятков метров и делятся на две группы.

Комплекс портландия образован ленточными и слоистыми глинами, суглинками и супесями. Накопление их происходило в прибрежных частях залива. В этих породах выделена группа солоновато-пресноводных диатомей, а в спорово-пыльцевом спектре установлено преобладание пыльцы травянистых и карликовой березы.

Осадки комплекса фолас представлены тонкими серыми песками со слоистостью прибрежного типа. Во флоре диатомовых появляются мор-

ские формы, а пыльца указывает на распространение лесной растительности с господством сосны и березы. Береговая линия моря портландия повышается с востока на запад на 20—25 м, указывая на величину общего поднятия в послеледниковое время. Библ. — 6 назв. (Э. И. Р.). РЖ Геол., 1960, № 2, 1946.

246. Н и к о н о в А. А. Об особенностях морены последнего оледенения в Западной Лапландии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 62—74.

Последнее оледенение западной Лапландии, носившее покровный характер, занимало западную часть русской Лапландии. Мощность моренного покрова изменчива — наименьшая мощность приурочена к значительным перегибам коренного макрорельефа (преобладание экзарационной деятельности), наибольшая — в узких и глубоких депрессиях. Движение покрова шло на северо-восток и мало зависело от рельефа. Состав крупнообломочного материала тесно связан с подстилающими коренными породами. Минералогический состав мелких фракций морены свидетельствует о перемещении мелкого материала на значительно большие расстояния по сравнению с крупнообломочными. В разрезе моренная толща четко расчленяется на абляционную, основную и донную, различающиеся механическим, петрографическим и минералогическим составом, а также текстурой. Отмытость и отсортированность материала улучшаются по направлению к понижениям в рельефе. Библ. — 13 назв. (Т. А. Г.). РЖ Геол., 1959, № 5, 9186.

247. О н о х и н Ф. М. Горючие газы апатито-нефелинового рудного поля. Бюлл. техн.-экон. информации Мурманского совнархоза, 1958, № 6, стр. 17—23. Q-36-IV, V.

Разбирается вопрос о нахождении горючих газов магматогенного происхождения в апатито-нефелиновых месторождениях Хибинского щелочного массива. Уже первые газопроявления привели к усложнению горных работ на месторождениях. Горючие газы содержатся во всех типах руд Кукисвумчоррского и Юкспорского месторождений. Газопроявления зависят от пористости, влажности пород и гидрогеологического режима участка. Выделяются две зоны: 1) ненапорные и 2) напорные газопроявления. Первая зона располагается в верхних горизонтах и выделяет газ только при дроблении породы взрывами. Зона напорных газовыделений находится ниже уровня подземных вод и выделяет газ под напором, чаще всего создаваемым гидростатическим давлением воды, окружающей сухой участок породы. Приводятся данные о зависимости газопроявлений от пористости и трещиноватости пород и предлагается формула, связывающая естественную пористость (P) и естественную влажность (C) с газопроявлениями. При таком варианте величина коэффициента газоотдачи (M) будет зависеть от отношения P/C , т. е. $M = P/C$. Вкратце освещается гидрогеология месторождений Юкспор и Кукисвумчорр, указывается на отсутствие здесь сколько-нибудь мощного потока горючих газов с глубины.

В настоящее время существуют две точки зрения на генезис горючих газов: органическая и неорганическая. Сторонники первой точки зрения считают, что под Хибинами погребены породы с остатками организмов, которые под воздействием эндогенных процессов и дали начало горючим газам. На Кукисвумчорре были найдены ксенолиты кристаллических сланцев кровли плутона, но анализ их не дал даже следов газов органического происхождения.

Сторонники неорганического происхождения газов в Хибинах придерживаются трех направлений: а) гипотезы Д. И. Менделеева (образование углеводородов при воздействии горячих водяных паров на карбиды металлов) и б) гипотезы В. И. Вернадского (образование метана при воздей-

ствии H_2 на CO_2) или в) относят углеводородные газы к магматогенным образованиям, газам подкорковых глубин, диффундирующим во внутренних частях земной коры. Автор склонен поддерживать последнюю точку зрения, так как Хибинский массив щелочных пород формировался в виде мощного подкоркового магматического очага, прикрытого сверху щитом древних архейских пород. (В. А. П.).

248. П а в л у с ь Э. В. Геологическое строение и проект разведки газоносности пород Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Реф. дипл. работы. Изв. вузов, Геология и разведка, 1958, № 2, стр. 132. Q-36-IV, V.

Детально описывается геологическое строение Хибинского интрузивного массива, дан анализ истории его развития. Горючие газы (метан и его гомологи, тяжелые углеводороды), заключенные в изверженных породах Хибин, имеют неорганическое происхождение. Этот вывод имеет большое научное и практическое значение. Наличие горючих газов (типа нефтяных) в изверженных породах — явление редкое. На основании вывода о генезисе газов дается прогноз будущей газоносности на глубину, что имеет большое значение для открытия второй очереди работ на нижних горизонтах апатитового рудника им. С. М. Кирова.

249. П а з ю к Л. И. Гранофировые породы и огнейсованные кварцевые метакератофиры свиты имандра-варзуга на Кольском полуострове. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 111—125. Q-36-III, IV.

На берегах оз. Имандра развиты гранофировые породы, представляющие собой глубоко измененные кератофиры и кварцевые кератофиры (метакератофиры). Метасоматические процессы, наложившиеся на них, проявились главным образом в альбитизации плагиоклаза, пертитизации калиевых полевых шпатов, биотитизации цветных минералов и интенсивной силификации.

Причиной этого изменения, по мнению автора, послужило воздействие щелочно-гранитной магмы и ее продуктов на породы свиты имандра-варзуга, что свидетельствует о более молодом возрасте щелочных гранитов по отношению к породам свиты. Граф. — 1 карта и диаграмма химических составов гранофиров. Библ. — 8 назв. (В. П. Е. и Д. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1959, № 2, 3156.

250. П а з ю к Л. И. Субщелочные граниты Доломитовой вараки (к югу от Хибинского массива). В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 180—189. Q-36-IV.

Субщелочные граниты, обнажающиеся в 4 км к югу от ст. Апатиты на Доломитовой вараке, прорывают вулканогенно-осадочные образования свиты имандра-варзуга. Длина гранитного массива 3.5 км, видимая мощность в западной части — до 600 м. Минералогический состав гранитов: кварц, микроклин-пертит, альбит, биотит-лепидомелан и акцессорные — бурый ортит, апатит, сфен, магнетит, ксенотим. Хим. состав (вес. %): SiO_2 — 71.03; TiO_2 — 0.63; Al_2O_3 — 11.57; Fe_2O_3 — 1.36; FeO — 4.16; MnO — 0.08; MgO — 0.34; CaO — 1.55; Na_2O — 4.23; K_2O — 4.18; P_2O_5 — 0.15; п. п. п. — 1.06; H_2O — 0.07; сумма — 100.40.

Описываемые граниты сопоставляются с аплитовидными разновидностями щелочных гранитов Валдруайва. В гранитах широко проявляются процессы натрового и кварцевого автометасоматоза (альбитизация плагиоклаза, пертитизация микроклина, резорбция кварцем полевых шпатов); в эндоконтактах гранитов образуются эгирин и арфведсонит. На контакте с гранитами в известковых доломитах образуются эгирин, арфведсонит, натровый тремолит, нефелин (шпреуштейн), альбит, флогопит; в огнейсованных метакератофирах — паргасит.

Внедрение гранитов происходило, по-видимому, одновременно со складчатыми движениями карелид. Выходы субщелочных гранитов Доломитовой варакы лежат в одной тектонической зоне с интрузиями щелочных гранитов, развитых в верховьях рр. Варзуги и Стрельны. Граф. — 3 табл. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23220.

251. П а н о в Д. Г. Геоморфологическое районирование Советского Союза. Уч. зап. Ростовского-на-Дону ун-та, 1958, т. 55, Тр. геол.-геогр. ф-та, вып. 10, сер. геогр., стр. 11—39.

Кольский полуостров отнесен к глыбовым морфоструктурам, для которых характерен выход на поверхность докембрийского фундамента. Регион является примером большого развития массивов изверженных пород, приуроченных к линиям сравнительно молодых разломов и четко выраженного влияния разрывной тектоники на рисунок гидросети. Граф. — 1 карта. Библ. — 22 назв. (Н. Н. А.).

252. П е т е р с и л ь е И. А. Углеводородные газы в Хибинах. Геология нефти, 1958, № 10, стр. 62—68. Q-36-IV, V.

Породы Хибинского щелочного массива содержат газы углеводородного состава в порах пород и в свободной фазе. Положение Хибинского массива исключает возможность проникновения углеводородных газов в породы, слагающие его, из каких-либо осадочных формаций. Установленная зависимость содержания углеводородных газов от минералогического состава горных пород свидетельствует об их неорганическом происхождении. Библ. — 6 назв. (И. А. П.). См. также РЖ Геол., 1959, № 7, 14528.

253. П е т е р с и л ь е И. А. Углеводородные газы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 122, 1958, № 6, стр. 1086—1089. Q-36-III—VI.

Приводятся краткие данные рекогносцировочных исследований газов, заключенных в горные породы Ловозерского и Мончегорского интрузивных массивов, и несколько более подробные материалы по Хибинскому щелочному массиву.

В породах Луяврурта, по данным исследований нескольких образцов, обнаружено присутствие небольших количеств углеводородных газов (метан, этан, пропан), достигающих 4.3 и водорода — 0.9 см³/кг породы. Основные и ультраосновные породы Мончегорского массива содержат незначительные количества метана (0.03—0.19 см³/кг) и водород (0.22—1.83 см³/кг). Тяжелые углеводородные газы отсутствуют.

В Хибинском массиве были изучены газы свободной фазы, содержащиеся в трещинах пород, и газы закрытых пор (57 обр.). В газах свободной фазы установлено содержание метана до 16.5% и небольших количеств тяжелых углеводородных газов — Н₂, Н₂, Аг, N₂, СО₂. В горных породах наблюдается сходный состав газовой фазы. Повышенное содержание метана отмечается для хибинитов (46.51 см³/кг), минимальное — в апатитовой руде (0.06 см³/кг). Приводятся анализы хлороформного экстракта двух образцов линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых пород, в которых обнаружено содержание С — 77.7—79.8; Н₂—11.6—12.35%. (И. А. П.).

254. Р у х и н а Е. В. К вопросу о формировании конечных морен в области последнего оледенения. Вестн. ЛГУ, 1958, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, стр. 22—26, Резюме англ. Q-36-IV, V.

Основным материалом, слагающим морену в районе Хибин, является песок. В основании конечной морены выделяется донная морена, перекрытая мощной толщей песков, внизу горизонтальнослоистых с прослойками алевролита и выше переходящих в среднезернистые пески со слоистостью типа знаков ряби. Вся пачка песков образует пологие синклинали и антиклинали, облекая поверхность подстилающей морены. Пески залегают

линзами, так как срезаны в ряде мест вышележащей толщей грубых косослоистых песков. Верхняя часть гряд сложена мореной и псевдомореной, которые образовались в результате абляции, солифлюкции и процессов делювиального смыва. Песчаная толща, разделяющая 2 горизонта морен, состоит из флювиогляциальных, подледниковых и озерноледниковых осадков отступающего ледника, который отложил донный горизонт морены. Подобное же строение имеют конечные морены других мест. Конечные морены Сальпауселька, района Карельского перешейка, окрестностей Ленинграда и других районов состоят в основном из песчано-галечниковых и песчано-алевритовых, озерно-ледниковых и флювиогляциальных осадков. Такой состав конечных морен, видимо, обусловлен климатической обстановкой времени таяния ледника. Однако большую роль играл и рельеф. В том случае, когда край ледника располагался на крупных положительных формах рельефа, сток талых вод с него происходил свободно и к конечным моренам в их дистальном крае примыкала область зандр. Если же край ледника длительное время находился в пределах пониженного участка рельефа, то образовывалось подпруживание, в результате чего внутри моренного материала происходило накопление песчано-алевритовых осадков. В целом термин конечная морена становится устаревшим и правильнее говорить о краевых образованиях. Библ. — 8 назв. (Л. Д. Ш.). РЖ Геол., 1960, № 5, 7887.

255. Семенов Е. И., Казакова М. Е., Симонов В. И. Новый циркониевый минерал сейдозерит и другие минералы группы велерита в щелочных пегматитах. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 5, 1958, стр. 590—597. Q-36-V, VI.

В пегматитах Ловозерского массива нефелиновых сиенитов сейдозерит обнаружен в виде веерообразных сростков в массе микроклина и эгирина. Имеет окраску от буро-красной до красновато-желтой, полупрозрачен, блеск сильный, стеклянный, минерал хрупкий, спайность совершенная по (001), тв. 4—5, уд. в. 3.472. Перед паяльной трубкой легко плавится. В HCl растворяется с трудом. Кристаллы образованы гранями: a (100), b (010), c (001), d (011), e (203), p (111). Приведены результаты гониометрических измерений и 2 чертежа кристаллов. $a : b : c = 0.780 : 1 : 2.601$. На основе рентгеновского изучения монокристаллов определено: $a_0 = 5.53$, $b_0 = 7.10$, $c_0 = 18.30$, $\angle \beta = 102^\circ 43'$. Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 2.97 (10), 2.87 (7), 1.830 (7). Оптически двуосный, положительный. $2V = +68^\circ$, $Ng = 1.830$, $Np = 1.725$. Данные хим. анализа (в вес. %): SiO_2 — 31.40; ZrO_2 — 23.14; TiO_2 — 13.16; Nb_2O_5 — 0.60; Al_2O_3 — 1.38; Fe_2O_3 — 2.85; FeO — 1.06; MnO — 4.22; MgO — 1.79; CaO — 2.80; Na_2O — 14.55; H_2O — 0.60; F — 3.56; сумма — 101.11. Формула: $\text{Na}_8\text{Zr}_3\text{Ti}_3\text{Mn}_2[\text{Si}_8\text{O}_{32}\text{F}_4]$.

В Ловозерском массиве в ассоциации со сфеном, магнетитом, кальцитом, флюоритом и сейдозеритом встречен титано-ловенит, ловенит с высоким (до 10.34%) содержанием Mn. Цвет темно-коричневый, полупрозрачный, хрупкий. Излом неровный, тв. 5—6, уд. в. 3.41; оптически двуосный, отрицательный, $2V = 80^\circ$, $Ng = 1.759$, $Np = 1.713$. Плеохроизм интенсивный от коричневого по Ng до желтого по Np . Интенсивные линии дебаеграммы: 2.89 (10), 2.82 (9), 3.21 (7), 3.97, 2.00 и 1.792 (5). Хим. анализ (в вес. %): SiO_2 — 30.94; ZrO_2 — 23.20; TiO_2 — 5.28; Nb_2O_5 — 2.97; Fe_2O_3 — 2.29; FeO — 3.73; MnO — 6.00; CaO — 13.61; Na_2O — 9.74; K_2O — 0.11; H_2O — 0.96; F — 2.41; сумма — 100.24. Формула: $\text{NaCa}(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Zr}, \text{Ti})[\text{Si}_2\text{O}_8\text{F}]$. Сопоставляются характеристики минералов группы велерита: велерита, гиортдалита, розенбушита из южной Норвегии, сейдозерита и титано-ловенита из Ловозерских тундр, в которых очень разнообразны и сложны изоморфные замещения. Отмечается, что район оз. Сейдозеро в Ловозерском массиве, где встречены минералы группы

велерита, по своей минерализации напоминает известные месторождения южной Норвегии. Библ. — 7 назв. (И. Б. Т.). РЖ Геол., 1959, № 8, 16230.

256. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. Геохимия, 1958, № 4, стр. 314—333. Резюме англ.

Рассматриваются общие геохимические закономерности вхождения редкоземельных элементов в те или иные минералы, обсуждается классификация составов редких земель и вопрос парности лантаноидов. Выводы основаны на материале 138 рентгеноспектральных анализов суммы редких земель в различных минералах из разных регионов, в том числе 29 анализов минералов с Кольского полуострова (нордит, анцилит, лопарит, стенструпин, чевкинит, беловит, рабдофанит, ринколит, кнопит, фергусонит, спессартин, ортит, пирохлор, гадолинит, апатит, чинглу-суит, галлуазит, апофиллит, флюорит, сфен, эвдиалит, торит). Граф. — 1 табл. Библ. — 12 назв. (Ю. М. К.).

257. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд. АН СССР, 1958, 107 стр. (АН СССР. Кольский фил. им. С. М. Кирова).

Дается краткий обзор изучения коры выветривания на Кольском полуострове (с 1907 г.). Отмечены указания на наличие других типов доледниковых континентальных отложений.

Приведены полученные к 1958 г. сведения о всех известных выходах коры выветривания на полуострове (условия залегания, характер разреза, вещественный состав материала) с картой местонахождений коры выветривания (31 пункт). В районе пос. Кола площадная кора залегает под нижней мореной на гнейсах и гранито-гнейсах, представлена глинами, обогащенными глиноземом и окислами железа. В Ено-Ковдорском районе кора выветривания мощностью 8—35 м имеет площадное и линейное распространение. Состав ее меняется в зависимости от характера подстилающих пород. На горе Низка-Ваара кора содержит от 0.02 до 0.81% NiO, на Ковдорском железорудном месторождении — штаффелит. Отмечены явления древнего карста. В районе Ковдора максимальная мощность выветрелой зоны достигает 50 м.

Подробно охарактеризована площадная кора выветривания в районе ст. Апатиты (мощностью до 4 м), развитая на сланцах свиты имандра-варзуга. Она прикрыта плащом морены, содержащей обломки из коры выветривания, что свидетельствует о ее доледниковом возрасте. В разрезе коры отмечается вертикальная зональность и наличие глин, обогащенных каолинитом. У Известкового завода (южнее ст. Титан) аналогичная кора выветривания имеет мощность до 19 м. Термическим анализом в ней обнаружены каолинит, галлуазит, гидрослюда, гидрохлорит. В обоих пунктах зафиксированы образования типа *terra rossa* и указано на возможность древнего карста. Предполагается перспективность района на элювиальные глины.

В пределах Федоровой тундры описана площадная и линейная кора выветривания, для которой характерна каолинизация полевых шпатов. В пределах Цагинского массива габбро-лабрадоритов кора выветривания имеет мощность 2—3 м и представлена в основном физически дезинтегрированным элювием с небольшой примесью глинистых продуктов (нонтронит).

Указывается возможность накопления переотложенных продуктов выветривания вблизи массива в виде россыпей титано-магнетита.

Широко развита кора выветривания в районе Малых Кейв и у пос. Слюдянка на р. Стрельне. Здесь преобладает физически дезинтегрированный элювий, сохраняющий первоначальную текстуру пород с примесью глини-

стых минералов (галлуазит). Сходный характер имеет кора выветривания в полосе колмозеро—воронья (хр. Олений, гора Охмыльк и др.).

В верхних горизонтах медно-никелевых месторождений Печенгского района существуют зоны окисления типа железной шляпы, обломки из пород которой присутствуют в ледниковых отложениях. Аналогичная печенгская кора выветривания наблюдается на пирротиновых месторождениях Хибин. Отмечаются находки глинистой коры выветривания (с каолинитом) на нефелиновых сиенитах Ловозерских тундр.

Помимо коры выветривания, рассмотрены древние континентальные отложения, которые имеют доледниковый возраст. К ним отнесены залегающие под мореной в долинах Хибин брекчии делювиально-аллювиального характера из местных пород с опаловым цементом и галечники. В качестве древних аллювиально-дельтовых осадков отмечены песчано-галечные отложения, вскрытые под ледниковыми на северных склонах Ловозерских тундр.

Дана общая характеристика коры выветривания Кольского полуострова, где она имеет как площадное, так и линейное развитие, приурочена к древней поверхности выравнивания, залегает в депрессиях и участках, защищенных от ледникового выпахивания. В последних она сохранилась наиболее полно и имеет развитый профиль. В коре выветривания обнаружены гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, опал, различные гидроокислы железа и т. д. Отмечается резкая разница в степени выветренности подморенных продуктов выветривания и перекрывающих более молодых отложений, где процесс не идет дальше образования гидрослуд.

Для подавляющего большинства выходов коры выветривания устанавливается ее более древний возраст по сравнению с отложениями четвертичного оледенения на основании залегания под мореной, наличия в ледниковых отложениях обломков коры выветривания, большей степени проработки пород в коре выветривания по сравнению с перекрывающими ее, несогласного залегания последних на коре выветривания. Опровергается мнение о межледниковом возрасте коры выветривания и отнесении дезинтегрированных горизонтов коренных пород в восточной части полуострова к элювию второго верхнего межледниковья (Н. И. Апухтин). Возраст коры выветривания определяется в интервале от верхнего палеозоя до четвертичного оледенения.

Указывается на необходимость пересмотра представлений о повсеместности и глубине воздействия ледников на Кольском полуострове. Образование основных форм рельефа здесь относится к доледниковому времени. Ограниченная роль ледниковой эскарации, развитие коры выветривания и доледниковых рыхлых отложений позволяют ставить вопрос о перспективности отдельных районов на россыпи. К ним отнесены подножия Ловозерских и Хибинских тундр, Цагинская депрессия (титано-магнетит), Центрально-Понойская впадина (рутил, ильменит), прибрежная зона Белого моря (ильменит, рутил, циркон и др.), где рекомендуется провести шлиховые исследования. Подчеркнута необходимость поисков месторождений и в самой коре выветривания (элювиальные глины, никель и др.). Библ. — 30 назв. (М. К. Г.).

258. Сидоренко А. В., Лунева О. И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 1, стр. 164—166.

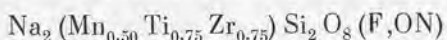
Изучение осадочно-метаморфических пород Кольского полуострова показало, что в паропородах сохраняется слоистость, обусловленная различным составом исходных пород. Подробно изучены кварциты свиты имандра-варзуга в районе оз. Пурнач. Кварциты образуют косслоистую толщу с редкими маломощными пропластками глинистых алевролитов. Кварциты хорошо сохранили первичные текстурные особенности исход-

ных пород (песчаников и алевролитов): тонкую параллельную слоистость, косую слоистость, угловые несогласия между слоями, волноприбойные знаки. В отдельных сериях встречены признаки подводного сползания осадка. Изучение текстурных особенностей показывает, что накопление осадков, давших кварциты, происходило в прибрежной части водоема в области приустьевых частей и придонных течений. Указывается на возможность более широкого применения литологических методов исследований при изучении метаморфических пород. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1958, № 12, 20938.

259. Сидоренко А. В. Полнее использовать минеральные богатства Кольского полуострова. Бюлл. техн.-экон. информации Мурманского совнархоза, 1958, № 3, стр. 8—13.

260—261. Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура сейдозерита. ДАН СССР, т. 122, 1958, № 3, стр. 473—476.

Полная расшифровка кристаллической структуры цирконо-титанового силиката сейдозерита с брутто-формулой



осуществлена с применением суперпозиционных методов. Использованы методы вращения и рентгеногониометра Вайсенберга (Мо-излучение). По данным оптической и рентгеновской гониометрии сейдозерит моноклинный с периодами решетки: $a=5.53$, $b=7.10$, $c=18.30 \text{ \AA}$, $\beta=102^\circ 43' \pm 1$, $z=4$. Вычисленный уд. в. — 3.87, измеренный — 3.57, пространственная группа P_c или $P_{2/c}$ (последняя наиболее вероятна). При расшифровке структуры использованы 378 ненулевых отражений $h0l$ и $331=okl$ с интенсивностями, оцененными по маркам почернений на рентгеногониометрических развертках.

Основные результаты получены не по патерсоновской проекции $P(y,z)$, а по проекции $P(x,z)$. На ней в расположении пиков проявилась та же закономерность, что и у амблигонита. Эта проекция позволила установить положение четырех тяжелых атомов. Затем методом суперпозиции патерсоновских проекций и построения $M_6(x,z)$ была получена первая плоская модель структуры, которая уточнена последовательным расчетом знаков и построением проекции $Q(x,z)$ и $Q(y,z)$. Приведены координаты 17 базисных атомов. Межатомные расстояния (в $\text{\AA}$): Si—O, в диорто-группе 1.60—1.66; Ti—O, в октаэдре 1.93—2.00; Mn—O, в октаэдре 2.21—2.32; Mn—(F, OH) 2.08; Zr—O, в искаженном октаэдре 1.98—2.13 (5-е расстояние) и 2.34 (6-е расстояние). Структура определяется бесконечными сплошными стенками из октаэдров Mn, Ti, Na, которые параллельны xOy . Они скреплены двойными лентами из чередующихся Zr- и Na-октаэдров. Три отрезка, соединяющие соответствующие атомы O из верхнего и нижнего оснований группы (Si_2O_7) , являются ребрами трех Na-октаэдров. Исходя из структуры, предложена развернутая кристаллохимическая формула сейдозерита $\text{Na}_4\text{MnTi}(\text{Zr}_{1.5}\text{Ti}_{0.5})\text{O}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ с диортосиликатным радикалом и тождественным кристаллографическим положением $\text{Zr}_{1.5}$ и $\text{Ti}_{0.5}$ в противоположность ортосиликатной брутто-формуле. Структура сейдозерита сопоставляется со структурами Са-диортосиликатов куспидина и тиллеита, где аналогичным образом диорто-группы связаны с Са-октаэдрами. Библ. — 11 назв. (В. А. Ф.-К). РЖ Геол., 1960, № 3, 4582.

262. Смирнова В. И. Геология верховьев реки Стрельны (Кольский полуостров). Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та, 1958, т. 172, кафедра геол. и минерал., стр. 209—235. Q-37-VIII.

Горные породы верховьев р. Стрельны имеют следующую возрастную последовательность (от древних к молодым): 1) биотитовые, гранато-

биотитовые и амфиболовые гнейсы, мусковито-биотитовые и актинолитовые сланцы, параамфиболиты; 2) биотитовые гнейсо-граниты; 3) метаморфизованные габбро-анортозиты и ортоамфиболиты; 4) микроклиновые гнейсо-граниты; 5) габбро-диабазы и мандельштейны; 6) щелочные граниты и связанные с ними пегматитовые и кварцевые жилы. Структура докембрийских пород, вмещающих палеозойские щелочные граниты, характеризуется непостоянством простираний. Изменчивым и обратным падением обусловлены складки размером от одного до сотен метров. Сложное строение докембрийского фундамента определило причудливую форму интрузии щелочных гранитов. При изменчивой морфологии поверхности контакта четко выражено секущее расположение массива по отношению к региональным структурам вмещающих пород. Особенности строения щелочных гранитов отражают их магматическую природу; гнейсовидность истолковывается (с привлечением анализа ориентировки кварца) как магматическая и метасоматическая. Условия образования и формирования массива увязаны с региональной тектоникой. Библ. — 9 назв. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1960, № 6, 10929.

263. Соловьев Н. В. Освоение Хибин и создание апатитовой промышленности в СССР. — *Вопр. истории*, 1958, № 2, стр. 45—59. Q-36-IV, V.

Дан краткий очерк истории освоения Хибин и создания апатитовой промышленности в СССР. Показаны те трудные условия, в которых происходили первые работы. По запасам фосфорного сырья СССР занял первое место в мире, а по производству суперфосфата обогнал многие капиталистические страны, передвинувшись с тридцатого места на первое в Европе и на второе в мире.

Апатитовая руда стала широко применяться в ряде отраслей промышленности. Освоение Хибин явилось яркой страницей в истории индустриализации нашей страны. РЖ Геол., 1959, № 3, 5559.

264. Соседко А. Ф., Денисов А. П. Первая находка симпсонита в СССР. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 4, стр. 811—814. Работа Кольского фил. АН СССР.

Впервые в СССР, в районе горы Лешая, Кольский полуостров, найден редкий танталовый минерал симпсонит, встреченный в парагенезисе с клевеландитом, розовой сфероидальной слюдой, бериллом, сподуменом, монтебразитом, эвкриптитом, поллуцитом, петалитом, разноокрашенным турмалином, стибиотанталитом, манганотанталитом. Светлый (кремового, слегка желтоватого цвета), с жирным блеском, напоминает шеелит. Наибольший кристалл достигал $2.5 \times 1.5 \times 1.5$ см. Обычно встречаются более мелкие кристаллики и их агрегаты. На гранях видна ребристость, параллельная оси c кристалла, и отмечены следы растворения. Поверхность кристалла покрыта красновато-бурой оторочкой, соответствующей манганотанталиту и в меньшей степени — микролиту. В шлифе симпсонит однородный, изредка в нем включены мелкие зерна бурого минерала с высоким показателем преломления. Спайность хорошо выражена в двух направлениях. Тв. 7, уд. в. 6.61. В коротких УФ-лучах светится светло-желто-голубым, в катодных — светло-голубым цветами. Одноосный, отрицательный, $N_e = 1.976$, $N_o = 2.034$. Хим. состав (в вес. %): Al_2O_3 — 24.47; Ta_2O_5 — 58.32; Nb_2O_5 — 3.65; сумма — 96.47. W, Sn не установлены. Данные анализа отвечают формуле $4Al_2O_3 \cdot 3Ta_2O_5$. Наиболее интенсивные линии рентгенограммы: 1.649, 1.3938, 1.0227 (10), 2.129 (8), 2, 859, 1.0651, 1.0498 (9), 3, 692, 1.0365 (7), 1.2291, 1.4664, 1.1275 (6); $a_0 = 7.3777$, $c_0 = 4.5162$, $c_0/a_0 = 0.6121$. Образование симпсонита и минералов, с которыми он ассоциирует, приурочено к последним стадиям формирования пегматитовых жил района горы Лешая; они образовывались путем замещения более ранних минералов, в частности микроклина и сподумена,

при возросшей концентрации Na, Li, Cs, Be, Ta, отчасти Rb, а также H_2O и F. Библ. — 2 назв. (В. В. М.). РЖ Геол., 1959, № 2, 3064.

265. Соседко А. Ф. Стибиотанталит из пегматитовой жилы на севере Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 5, стр. 1025—1026. Работа Кольского фил. АН СССР.

Стибиотанталит встречен в пегматитовой жиле, сложенной клевеландитом, литиевой слюдой, сподуменом, кварцем, поллуцитом, монтебразитом, цезиевым бериллом, розовым турмалином, симпсонитом, эвкриптином, петалитом и др. Стибиотанталит образует призматические кристаллы или наблюдается в виде зерен. Имеет стально-серый цвет со слабо коричневым оттенком. Блеск металлический до полуметаллического. Спайность совершенная по (010), хорошая по (100) и (001). Уд. в. 6.212. Микротвердость 607 кг/мм². В проходящем свете просвечивает светло-коричневым цветом. Двуосный, с высоким показателем преломления, двупреломления — 0.08—0.1, 2V большой. В отраженном свете светло-серый, анизотропный. Кислотами не травится. Данные хим. анализа стибиотанталита с примесью микролита, симпсонита и альбита (в вес. %): SiO_2 — 2.22; TiO_2 — 0.03; Al_2O_3 — 0.92; Fe_2O_3 — 0.12; MgO — 0.12; CaO — 5.72; Na_2O — 1.30; K_2O — 0.50; MnO — 0.17; Ta_2O_5 — 60.10; Nb_2O_5 — 2.50; SnO_2 — 0.32; Sb_2O_3 — 23.35; Bi_2O_3 — 0.42; H_2O^- — 0.20; H_2O^+ — 0.71; сумма — 98.70. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1959, № 2, 3066.

266. Старик И. Е., Николаев Д. С., Старик Ф. Е., Миликова О. С. Содержание урана в природных водах СССР. Тр. Радиового ин-та АН СССР, 1958, т. 8, Химия и геохимия, стр. 250—261. Q-36-III, IV, VIII, IX.

В статье приводятся: 1) краткий обзор истории исследований и литературы по концентрации U в природных водах;¹ 2) описание методов исследования (опробование, анализ); 3) сведения о содержании U в воде рек, озер, морей и в некоторых подземных водах (не связанных с урановыми месторождениями).

Сведения о содержании U в природных водах даны в виде таблиц с указанием места, даты взятия и количества проб. По Кольскому полуострову приведены следующие данные. Библ. — 18 назв. (В. В. Ч).

Место взятия проб	Дата взятия	Концентрация U, н · 10 ⁻⁶ , г/л
Вода рек		
Р. Голец близ впадения в оз. Имандра	23 IX 1953	0.15
Р. Ковда у истока (оз. Ковдозеро)	27 IX 1953	0.15
Вода озер и морей		
Оз. Ковдозеро (Карельский берег)	27 IX 1953	0.15
Оз. Имандра	21 IX 1953	0.16
Белое море (восточная часть)	14 IX 1953	1.4
Белое море (Онежская губа)	1 X 1953	1.8
Баренцево море (поверхность)	16 IX 1953	1.6

267. Старицына Г. Н. К вопросу о генезисе габбро-пегматитов Федоровой тундры. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 23—39. Q-36-VI.

Габбро-пегматиты Федоровой тундры залегают среди норитов и габбро-норитов, образуя гнезда и участки неправильной формы с расплывчатыми

¹ Данный обзор, вероятно, достаточно полно характеризует только довоенный период исследований; что же касается послевоенного периода, то этот обзор затрагивает только отдельные работы зарубежных авторов, а из отечественных работ — лишь исследования Радиового инст. АН СССР.

контурами. Реже они секут небольшие тела (глыбы) пироксенитов. Габбро-пегматиты генетически связаны с комплексом пород габбро-норитового состава. По отношению к пироксенитам они являются более поздними образованиями. Морфологически различаются гнездовые и жильные габбро-пегматиты. Первые сложены крупнозернистыми кварцсодержащими породами, образующими участки неправильной или округлой формы, от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Жильные габбро-пегматиты встречаются реже. В отличие от гнездовых они встречаются не только в норитах и габбро-норитах, но и в пироксенитах. При формировании габбро-пегматитов большое значение имели процессы автометаморфического замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными. Первичными минералами являются лабрадор и гиперстен, все новообразования развертываются на их основе. В результате этих преобразований в отдельных участках габбро-пегматитов появляется мелкая гнездовая вкрапленность сульфидов. Валовой химический состав их отличается от химического состава вмещающих норитов и габбро-норитов большим содержанием кремнезема, щелочей, воды, Cl, F и S. Габбро-пегматитовые тела в массиве распределены незакономерно, что указывает на постепенное обособление остаточного расплава в отдельных участках норитов и габбро-норитов в процессе их кристаллизации. Этот расплав воздействует на горные породы, в которых они находятся, замещая первичные минералы более низкотемпературными амфиболами, биотитом и кислым плагиоклазом. Минералогическая зональность в гнездах обусловлена различной степенью замещения первичных минералов. Устанавливается генетическая связь между сульфидным оруденением и автометаморфическими изменениями вмещающих сульфидных пород. Библ. — 10 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5354.

268—269. Стронин М. А. Слюдяность СССР и роль слюдяных регионов Восточной Сибири. В сб.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири, Докл. на секции нерудных полезных ископаемых, М., 1958, стр. 3—21.

В работе, посвященной главным образом вопросам слюдяности Вост. Сибири, очень кратко упоминается о Карело-Мурманской слюдяной провинции. На ее площади выделяются самостоятельные слюдяные районы: Чупино-Лоухский, Ениский, Стрельнинский, Центральный и Кольско-Рамозерский. Чупино-Лоухский и Ениский районы хорошо изучены. Увеличение сырьевой базы здесь возможно в основном за счет глубинной разведки. Перспективы расширения сырьевой базы Стрельнинского района как с поверхности, так и на глубине вполне реальны. Перспективы Кольско-Рамозерского и Центрального районов признаются ограниченными. (С. И. М.).

270—271. Тейс Р. В., Громова Т. С., Кочеткова С. Н. Изотопный состав природных фосфатов. ДАН СССР, т. 122, 1958, № 6, стр. 1057—1060. Работа Ин-та геохимии и аналит. химии им. В. И. Вернадского АН СССР.

Велись поиски механизма, способствующего установлению равновесия между изотопным составом кислорода, воды и фосфата. Хибинский апатит (препарат с диаметром зерна 0.0045 мм) использовался для анализа скорости обмена кислорода между фосфатом и углекислотой при температуре 700, 900 и 1100°. Установлено, что обмен с углекислотой идет еще медленнее, чем с водой, с водой же полупериод обмена при 139° составляет 4070 час. По изотопному составу кислорода ($\Delta^{18}\text{O}$) хибинский апатит резко отличается от речной воды и ближе всего стоит к подольскому фосфориту (для апатита Хибин $\Delta^{18}\text{O} = -3.9$; -4 , 4 ; для подольского фосфорита -5.9 ; -6.4). Граф. — 2. Библ. — 9 назв. (О. В. Д.).

272. Токарев В. А. Геологическая интерпретация материалов по сейсмичности Кольско-Скандинавского региона. ДАН СССР, т. 119, 1958, № 4, стр. 772—775.

Для обширного Кольско-Скандинавского региона на основании расположения эпицентров 1094 землетрясений, происшедших только за 60 лет (1891—1950 гг.), установлены две зоны и четыре участка с повышенной сейсмической активностью. Глубины гипоцентров устанавливаются по косвенным признакам (магнитуды). Первая зона, Согне-Бергенская, протягивается на 2000 км вдоль северо-западного побережья Скандинавии и имеет ширину 100—120 км. Вторая — Клар-Эльвская, прослеживается на 1350 км от пролива Скагеррак на северо-восток, почти до западной границы Кольского полуострова. Эти активные сейсмические зоны, по-видимому, связаны с областью современных глубинных движений.

Районы повышенной сейсмической активности расположены: 1 — близ Согне-фиорда (Норвегия); 2 — в районе Бергена; 3 — в узле Оулу (Финляндия), 4 — в районе Осло-фиорда (Швеция).

Сейсмическая активность связана с положительными складчатыми структурами докембрия (Клар-Эльвская зона) и древними каледонидами (Согне-Бергенская зона). Сейсмически активные участки сложены древнейшими породами архея, или гранитами, т. е. являются участками поднятия. Все депрессии, занятые на поверхности отложениями протерозоя, палеозоя или мезозоя, оказываются сейсмически пассивными. Это справедливо и для зоны каледонид.

Область наибольшей сейсмической активности приурочена к верхним частям земной коры, где гипоцентры образуют как бы сплошной горизонт на глубине от поверхности до 60—100 км.

На основании связи зон глубинных движений с макрорельефом региона предполагается, что главные контуры Скандинавии определились в результате перемещений по разломам. Все смещения имеют положительный знак относительно района окончания Ботнического залива. Каждое восточное крыло указанных зон поднимается относительно западного (судя по соотношению слагающих их пород).

Производится сравнение региональных зон глубинных движений мира. Отмечается значительный масштаб явления, длительность движений, происходящих в этих зонах до настоящего времени и имеющих значение для развития геологических процессов во всех структурных этажах региона. Библи. — 3 назв. (В. А. Т.). См. также РЖ Геол., 1959, № 3, 4924; РЖ Геол., 1959, № 1, 307.

273. Токарев В. А., Гарифулин Л. Л. Некоторые спорные вопросы геологии докембрия Кольского полуострова. (По поводу ст. И. В. Гинзбург). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, стр. 175—178.

По поводу статьи И. В. Гинзбург «Об одном примере генетической связи редкометальных пегматитов с гранитными породами» обсуждаются вопросы стратиграфии докембрия и классификации гранитоидов региона вообще.

На основании наличия гальки олигоклазовых гранитоидов в базальных конгломератах свиты колмозеро-воронья устанавливается более древний возраст гранитоидов вопреки мнению ряда геологов. Такое решение вопроса имеет общее значение для стратиграфии региона. Отмечается, что выделение по шлифам среди гранитоидов докембрия ряда разновидностей (кварцевые диориты, тоналиты, grano-диориты, адамеллиты, grano-сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые мондониты и пр.) лишено смысла, так как гранитоиды образуют беспорядочное смешение, взаимное проникновение контуров, переходы, а генетически все эти

ультраметаморфические породы пережили многократную и сложную контаминацию.

Категорически отрицается связь редкометальных пегматитов региона с олигоклазовыми гранитоидами и отмечается, что даже одно указание И. В. Гинзбург на наличие такой связи лишает поисковые работы важного генетического ориентира, так как эти граниты широко развиты в регионе и образуют многочисленные обширные массивы и поля. (В. А. Т. и Т. М. Д.). РЖ Геол., 1959, № 12, 25490.

274. Токарев В. А. О конгломератах свиты колмозеро-воронья. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 5, стр. 38—48. R-36-XXXVI, R-37-XXXI.

Выходы конгломератов в пределах полосы колмозеро—воронья, в северо-восточной части Кольского полуострова, установлены в 11 пунктах. Нижние конгломераты, залегающие в основании свиты колмозеро-воронья, сложены обломками и валунами олигоклазовых гранито-гнейсов, подстилающих свиту. Цемент — биотитовые гнейсы. Это доказывает, что свита колмозеро-воронья моложе олигоклазовых гранитоидов, подстилающих ее.

Второй тип конгломератов, выделяемый в пределах той же свиты, сложен обломками всех пород, слагающих эту свиту, а также обломками олигоклазовых гранито-гнейсов. Эти конгломераты являются самыми молодыми образованиями в пределах свиты. Их цемент — высокоглиноземистые сланцы и гнейсы, положение которых также определяется этими соотношениями.

Стратиграфический разрез свиты четко разделяется на три толщи (подсвиты): 1) нижнюю: биотитовых гнейсов, с прослоями амфиболитов в верхней части, с прослоями кварцитов, ставролито-биотитовых и кианито-ставролитовых гнейсов — в нижней части разреза; 2) среднюю: сланцеватых амфиболитов, переслаивающихся с порфироидами, и 3) верхнюю: «узловатых» высокоглиноземистых сланцев с кианитом, силлиманитом, ставролитом, кордиеритом.

Подстилаются и перекрываются эти образования указанными двумя типами конгломератов.

Приведено три химических анализа гранитов из гальки (валунов) нижних конгломератов и 3 анализа гранитоидов из разных пунктов Кольского полуострова. Для верхних конгломератов приведены химические анализы гнейс-цемента, гальки, порфироида, а также анализы сланцев верхней толщи (подсвиты) из района Вороньих тундр. Граф. — 1 схема. Библ. — 5 назв. (В. А. Т.). См. также РЖ Геол., 1960, № 4, 6218.

275—276. Фиженко В. В. Щелочные граниты Белых тундр. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 117—126. Q-36-VI.

Исследовался массив щелочных гранитов площадью около 100 км² и смежный с ним Панский массив основных пород. Щелочные граниты и основные породы (контакт тектонический) образуют 2 параллельных тела северо-западного простирания, залегают между комплексами олигоклазовых гнейсо-гранитов и мигматизированных гранитов архейского возраста и осадочно-вулканогенными образованиями свиты имандраварзуга. Щелочные граниты в контакте огнейсованы и милонитизированы (мощность полосы огнейсования 200—400 м.), состоят из микроклинпертитовых вкрапленников и мелкозернистого агрегата кварца, микроклина и альбита. Щелочная роговая обманка, эгирин и биотит составляют 5—7% от общей массы породы. Акцессорные — ортит, циртолит, титанониобаты, апатит. Хим. состав двух образцов щелочных гранитов (в вес. %): SiO₂ — 74.87 и 73.60; TiO₂ — 0.34 и 0.44; Al₂O₃ — 11.99 и 11.57; Fe₂O₃ — 2.07 и 2.71; FeO — 1.01 и 1.52; MnO — 1.01 и 1.01; MgO — 0.13 и 0.41; CaO — 0.80 и 1.27; Na₂O — 3.16 и 3.27; K₂O — 5.29 и 5.44; H₂O — 0.24 и 0.20;

п. п. п. — 0.06 и 0.06. Граниты химически и минералогически близки щелочным гранитам Западных Кейв. Массив Панских высот площадью 250 км² представляет собой анизотропную, дифференцированную, моноклинально падающую к юго-западу интрузию пород габбро-норитового ряда, внедрившуюся по зоне разлома. Габбро, габбро-нориты, нориты и плагиоклазиты образуют полосы (слои течения). Тектоническая зона, к которой приурочены интрузии основных и щелочных пород, представляла собой зону надвига. Многочисленные факты позволяют сделать вывод о более молодом возрасте массива основных пород, которые аналогичны габбро-норитам Ньюда (ранняя интрузивная фаза Мончегорского комплекса пород). Граф. — 1 карта. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26566.

277. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958. 244 стр. (МГ и ОН СССР. Тр. Всесоюз. научн.-исслед. ин-та геофизических методов разведки, вып. 4).

Геофизическая изученность Русской платформы довольно значительна, но не равномерна. Кроме региональных исследований, выполнено много детальных работ (магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка).

Гравитационное поле Русской платформы характеризуется мало интенсивными аномалиями силы тяжести. Северная граница Русской платформы не может считаться установленной, так как проходит под водами полярных морей. Балтийский щит характеризуется крупными отрицательными аномалиями силы тяжести. Мозаичные геомагнитные аномалии до 1000—1500 гамм связаны с мелкими интрузиями основных пород участками интенсивного титаномагнетитового оруденения (рис. 5).

В Мурманском блоке, на побережье Баренцева моря, выявляется обширная положительно аномальная магнитная зона (1000—2000 гамм), соответствующая микроклиновым гранитам II группы.

Восточная и южная части Кольского полуострова в районах развития характеризуется слабо отрицательной региональной магнитной аномалией. Центральная часть Кольского полуострова (Кейвы) характеризуется рядом полос интенсивных магнитных максимумов. Северо-Кейвская анома-

Рис. 5. Схема основных типов магнитовозмущающих объектов Кольского полуострова и Карельской АССР. (Составили Э. Э. Фотиади, Р. Г. Рулева и К. А. Романова по материалам СЗГУ и ЗГТ МГ и ОН СССР).

Условные обозначения

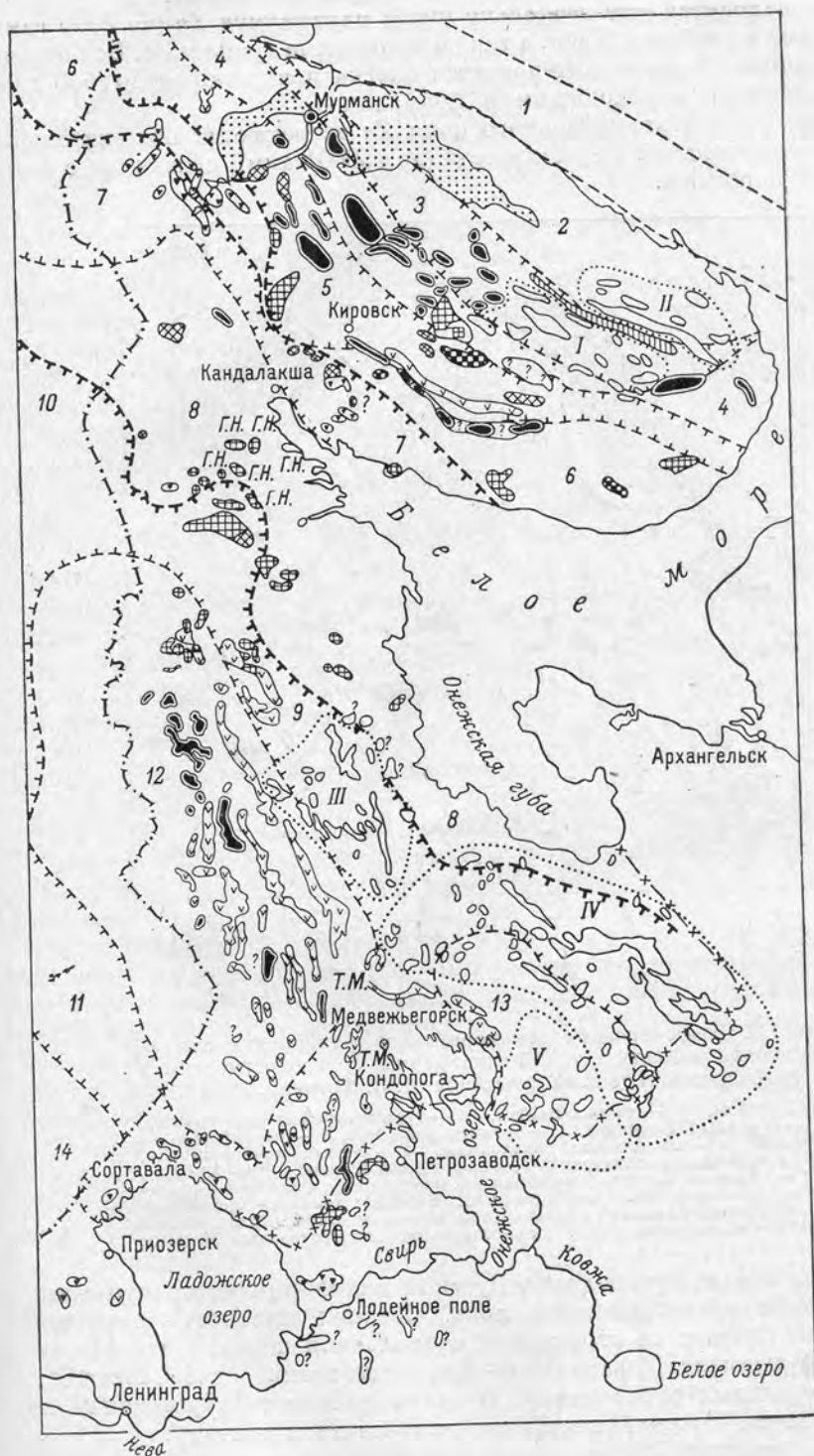
1' — аномалии, приуроченные к основным и ультраосновным породам без разделения (титаномагнетитовое оруденение, габбро-нориты); 2' — только ультраосновные породы; 3' — аномалии, приуроченные к ультраосновным и щелочным породам раннепалеозойского возраста, с которыми связано титано-магнетитовое оруденение (Африканда, Песочное и др.); 4' — аномалии, приуроченные к магнетитовым сланцам и кварцитам, а местами, возможно, гиперстеновым диоритам (группа железорудных месторождений Кольского фиорда, Чудозерская, Займандровская и другие на Кольском полуострове, Костомукша, Гимолы и другие в Карелии); 5' — аномалии, связанные с гиперстеновыми диоритами (гранулитовой формации Кольского полуострова); 6' — аномалии, связанные с дайками с силлами диабазов и габбро-диабазов среднего протерозоя (частично с титаномагнетитом); 7' — аномалии Мурманского блока, вероятно, отражающие ассимиляцию гранитами древних магнетитсодержащих толщ; 8' — аномалии, которые, возможно, указывают на присутствие тел подобных габбро-анортозитам Северных Кейв; 9' — аномалии, природа которых не установлена или не ясна.

Некоторые аномальные зоны, обусловленные воздействием смешанных причин. Кольский полуостров. I — аномалии, связанные с наличием в свите кейв основных даек силлообразных тел (амфиболитов). Пограничные аномалии, возможно, связаны с наличием магнетита в контакте щелочных гранитов со сланцами Кейв; II — в ряде случаев природа аномалий не установлена. Часть их, очевидно, связана с дайками диабазов, другие — с магнетитовыми сланцами нижнего протерозоя. Южная полосовая аномалия, возможно, указывает на присутствие тел, подобных габбро-анортозитам Северных Кейв.

Карелия и Ветреный пояс. III — аномалии в поле развития образований нижнего и среднего протерозоя, обусловленные частью силлами и дайками диабазов, частью магнетит- и пирротинсодержащими сланцами; IV — Ветреный пояс — дайки и силлы с основными (диабазы, оливиновые и базальтовые габбро и др.) и ультраосновными (перидотиты, пикриты и др.) породами; V — заонежская группа — дайки и силлы габбро-диабазов и других пород.

Тектоническое районирование восточной части Балтийского щита (по Л. Я. Харитонову, 1955 г.): а — беломорицы (6, 8); б — ранние карелиды (2, 4, 7, 12, 13, 14); в — поздние карелиды (3, 5, 9, 10, 11); г — каледониды (1).

А — граница распространения ютийско-синийских отложений.



лия Za (2000—5000 гамм) приурочена к контакту гнейсов архея с кейвскими сланцами, в котором залегают габбро-анортозиты.

Южнее находится еще несколько полос максимумов Za (до 2000 гамм) над сланцами и гнейсами Кейв, а также щелочными гранитами. Вся остальная территория Кейв характеризуется слегка повышенным до 500 гамм полем, к востоку переходящим в нормальное.

На фоне слабо положительного поля Za встречаются положительные аномалии значительной интенсивности (до 45000 гамм), связанные с железорудными породами.

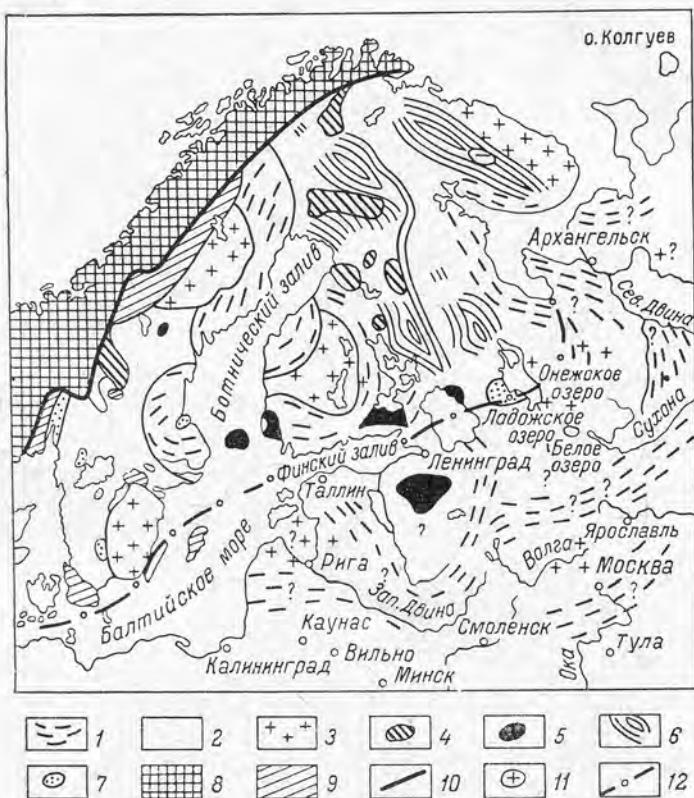


Рис. 6. Схема строения докембрийского фундамента северо-западных районов Русской платформы по геологическим и геофизическим данным (составил Э. Э. Фотиади, 1948 г.).

1 — гнейсы, 2 — гранито-гнейсы, 3 — гранито-гнейсы II группы, 4 — граниты III группы, 5 — граниты рапакиви, 6 — карелиды, 7 — иотний, 8 — норвежские каледониды, 9 — осадки кембро-силура, 10 — граница грампинской геосинклинальной зоны, 11 — Хибины, 12 — границы выходов докембрия на поверхность. Геология в пределах Балтийского щита, по данным С. Вубюва; геология докембрия в погруженной части фундамента — интерпретация гравитационной карты (обозначения всюду сопровождаются вопросительным знаком).

Структура осадочного покрова Русской платформы четко отражается в региональном гравитационном поле. Средняя плотность осадочного покрова тесно связана со структурой современной поверхности кристаллического фундамента, фациально-литологическими особенностями и мощностями рыхлых образований. В целом плотность образований осадочного чехла на Русской платформе возрастает к востоку.

Области архейских блоков, свекофенниды, а также готиды юго-восточной Швеции и Норвегии характеризуются преобладанием положительных аномалий, а карелиды (Лapplandia), массивы гранитов II и III групп —

пониженным значением аномалий. Понижение аномалий силы тяжести вызывают до отрицательных значений. Это особенно резко проявляется в связи с гранитами IV группы (рапакиви).

Беломорский блок характеризуется крупной зоной положительных аномалий. Массивы гранитоидов I группы (олигоклазовых) всегда проявляются в снижении напряжения силы тяжести. Районы развития основных и ультраосновных пород (диабазов, габбро, пироксенитов, перидотитов и амфиболитов) характеризуются положительными аномалиями. Зоны карелид отмечаются полосовыми аномалиями положительного и отрицательного характера (рис. 6).

Исключительно значение и особая роль придается глубинным разломам, с которыми связывается появление на платформах магмы, устремляющейся вверх по трещинам-расколам. Интрузивные тела платформы отличаются ничтожной глубиной залегания. Часть из них является субвулканами (Ловозерский массив), которые вначале питают наземные извержения, а в конечную стадию образуют массивы, погребенные под собственной эффузивно-туфовой толщей.

Балтийский и Канадский щиты являются примерами областей развития современных положительных вертикальных движений, с которыми связана и современная сейсмическая активность. Землетрясения на Балтийском щите приурочены к его периферии. Выделяются участки повышенной сейсмичности: 1 — Вестландет (юго-западное побережье Норвегии), 2 — Ослованер (южная часть Норвегии и Швеции), 3 — Норландет (побережье в средней части Норвегии), 4 — северная часть Ботнического залива и часть финской Лапландии. Землетрясения Кольского полуострова связываются с подвижками по разломам, ограничивающим полуостров, грабенами Кандалакшского залива, Белого моря, нередко пересекающими всю земную кору до ее основания. Библ. — 392 назв. (В. А. Т.).

278. Х о л м о в Г. В. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Тр. научн.-исслед. и проектного ин-та «Гипроникель», 1958, вып. 3, стр. 73—85. Q-36-III. R-36-XIX, XXV.

Дается обзор взглядов различных исследователей на происхождение сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова и приводятся выводы автора об их генезисе.

Для месторождений Мончи, по мнению автора, единственно правильной является ликвационно-магматическая гипотеза происхождения. Вкрапленное сульфидное оруденение донных залежей массивов Кумужья-Травяная и Сопчи, а также «висячих» горизонтов Сопчи и Ньюда сингенетично ликвационно-магматическому. Жильное и инъекционное (прожилково-вкрапленное) сульфидное оруденение имеет эпигенетический ликвационно-магматический генезис. Оба эти типа оруденения произошли путем замещения и главным образом путем инъекции сульфидной магмы в уже консолидированные породы. Под сульфидной магмой понимается высококонцентрированный раствор (не обязательно расплав), способный как к инъекции (интрузии), так и к замещению пород интрузируемой среды.

Печенгские месторождения образовались ликвационно-магматическим путем с позднейшим перераспределением сульфидов в теле интрузива при начавшемся метаморфизме его пород. Намечается следующая стадийность их образования:

1. Концентрация сингенетического вкрапленного оруденения в нижней части затвердевшей дифференцированной интрузии.

2 и 3. Метаморфизм пород интрузива гидротермальными растворами, поступавшими вдоль тектонических нарушений (по крайней мере 2 стадии). Это приводит к перераспределению рудного вещества, без заметного изменения его минерального состава.

4. Инъекция вдоль сбросовых зон концентрированного рудного вещества («рудной магмы»), в результате чего образуется цемент рудных брекчий, сплошные руды и тончайшие рудные прожилки во вкрапленных рудах.

5. Заключительная гидротермальная кварцево-карбонатно-пиритовая минерализация.

Во время метаморфических стадий образования месторождений для процессов метасоматического перераспределения характерна очень малая подвижность Ni, ничтожно малая миграционная способность Sr, значительная — Cu и еще большая — Fe.

Все остальные месторождения и рудопроявления Кольского полуострова имеют генезис, сходный с месторождениями Мончи и Печенги.

Необходимо дальнейшее расширение границ ликвидационно-магматической гипотезы для объяснения некоторых загадочных фактов, таких, например, как «висячие» горизонты сингенетических вкрапленных руд. Концентрация сульфидов в таких горизонтах происходит не в гравитационном поле, а скорее в иных силовых полях — электрических или электромагнитных, возникающих в определенных магматических средах и в определенной тектонической обстановке. Вносится предложение расширить понятие рудной магмы, включив в него также и понятия концентрированного раствора и твердого зернистого вещества, подвижного благодаря смачивающей межзерновой жидкости. Библиография — 20 назв. (Ю. И. А.).

279. Ц е т к о в Н. Природные богатства Мурманского экономического района и использование их в народном хозяйстве. Мурманск, 1958, стр. 3—10.

280. Ч у м а к о в А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 308—368. R-36-XXXVI, R-37-XXXII, Q-36-VI.

Образование щелочных гранитов Кольского полуострова связано с предшествующим формированием разнообразных комплексов гранитов и приурочено к структурам позднеорогенного периода, часто к поперечным складчатым сооружениям, пограничным с платформами. Особенностью щелочногранитных комплексов является наличие двух интрузивных фаз: ранней субщелочной — лейкократовой и более поздней собственно щелочногранитной — сиенитовой.

В Кейвском комплексе (протерозой—нижний палеозой) фаза I представлена щелочными и субщелочными гнейсо-гранитами (метасоматическими), фаза II — крупнозернистыми магматогенными щелочными гранитами. Фазы разделены — в период после I и до II произошло внедрение дайково-силовых жил габбро-диабазов и образование межформационных конгломератов. Значительная часть гнейсо-гранитов I фазы претерпела повторное метасоматическое перерождение под влиянием щелочногранитной магмы II фазы. Для них намечается общий порядок минералообразования, почти агпайтовый. Они характеризуются постоянством минералогического состава и однообразием структур.

Химические составы мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов I фазы позволяют выделить их в особую группу, промежуточную между типичными щелочными гранитами и нормальными щелочноземельными разновидностями. По числовым характеристикам в щелочноземельном комплексе Кейв выделяется 5 типов пород: типичные граниты эндоконтактные, субщелочные и щелочные гнейсо-граниты I фазы, экзоконтактные гнейсы-метасоматиты разных стадий, щелочные и щелочноземельные сиениты. Анализ парагенезисов позволяет выделить три главные парагенетические группы: субщелочные феррогастингситовые щелочные гнейсо-граниты, собственно щелочные граниты и пегматоидные шпиротрахитоид-

ные граниты с щелочным амфиболом. Типичные щелочные граниты не могут образоваться путем диффузионной гранитизации гнейсового или иного субстрата, минуя магматическую стадию. Граф. — 1. (В. Н. Д.). РЖ Геол., 1960, № 8, 17274.

281. Шариков А. Е. Геофизическая разведка медно-никелевых сульфидных руд Советского Союза. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 75—84. Q-36-III, R-36-XIX, XXV, R-35-XXXVI.

Описываются методика и результаты геофизических работ на месторождениях сульфидных медно-никелевых руд р. Печенги, Монче-тундры, оз. Ловозеро и Норильска. Для сравнения описана постановка геофизических работ на м-нии Седбери (Канада). Ввиду сложной геологической обстановки на указанных месторождениях делается вывод о необходимости комплексного применения нескольких методов.

В Печенге магниторазведкой обнаруживаются аномалии, характерные для наклонных пластовых тел ультраосновных пород. Установлено, что Печенгский ультраосновной массив состоит из отдельных тел различной длины и мощности. По характеру магнитного поля ультраосновные породы и магнитные диабазы различаются между собой.

Магниторазведка над рудным полем Ниттис-Кумужья дает гребенчатого типа кривые, которые наряду с рудными жилами отмечают и дайки диабазов. Комбинированным профилированием прослеживаются некоторые промышленные жилы, а также и различные нерудные проводящие зоны. При поисках рудных жил на массиве Ниттис-Кумужья применялись магнитометрия, метод естественного поля, комбинированное профилирование, гравиразведка, метод индукции. Последующая проверка аномальных зон буровыми работами подтвердила связь значительного количества аномалий с богатыми рудными жилами. Общим недочетом в работе производственных и научно-исследовательских организаций является недостаточная количественная интерпретация геофизических данных. Библ. — 11 назв. (Л. П.). См. также РЖ Геол., 1959, № 5, 10204.

282. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Перевод с нем. М., Изд. иностр. лит-ры, 1958, 502 стр. Q-36-IV, V.

В Хибинских горах расположен массив пород, богатых Na, в которых залегает крупное месторождение апатита и нефелина, относимое к группе магматически-пневматолитовых переходных месторождений. Массив имеет концентрическое строение: от периферии к его центру наблюдается переход ко все более молодым породам. Апатит-нефелиновые образования расположены между уртитами и нефелиновыми сиенитами с ийолитами.

Дается краткая характеристика формы и состава рудного тела по довоенным материалам (1928—1941 гг.). (М. Е. О.).

283. Шухман Л. Н. Сфеновая минерализация в породах верхней контактной зоны апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2, стр. 47—61. Q-36-IV, V.

Понятие «верхняя контактная зона» охватывает комплекс пород, располагающихся между апатито-нефелиновыми рудными телами и залегающими над ними рихторритами. Мощность зоны варьирует от сантиметров до 160 м. Слагающие ее породы представлены ийолит-уртитами, апатито-нефелиновыми породами, брекчией и более молодыми дайками щелочных пород. Все породы, за исключением последних, содержат сфен призматического, а иногда игольчатого габитуса.

В пределах верхней контактной зоны Кукисвумчорр-Юкспорского месторождения сфеновые и сфенсодержащие породы представлены серией разобщенных линз или гнезд с отчетливыми границами, мощностью от сантиметров до 40 м (в среднем 10—15 м). Призматический сфен содержится

в различных по возрасту породах, начиная от более древних рихторитов, ийолит-уртитов и кончая сравнительно более молодой брекчией; наибольшие его количества сосредоточены в брекчии и в апатито-нефелиновых породах, типичных для «бедной» зоны апатитовых месторождений. Постмагматическая сфеновая минерализация моложе брекчии. Сфен образовался путем замещения пород верхней контактной зоны в результате воздействия постмагматических титановых растворов.

Минерал кристаллизовался, как правило, по системе ориентированных микротрещин, обычно совпадающих с полосчатостью пород. Сфеновая минерализация имела место на последней стадии формирования апатитовых месторождений, но раньше луавритовых даек. Установлено, что при титановом метасоматозе в сетчатых и линзовиднополосчатых сфено-apatитовых породах сфен занимал место апатита, так как выносились в основном компоненты, входившие в состав апатита.

По-видимому, при разложении апатита Са, переходящий в раствор, способствовал осаждению из раствора Ti, вследствие чего возникали кристаллы сфена. Ионы Са, F и P, выносимые из данного участка породы, могли вновь образовывать апатит в других участках породы, но уже не магматический, а гидротермально-пневматолитический. Своим происхождением титановые растворы, по-видимому, обязаны дифференциации Хибинского массива в целом. Библ. — 20 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1959, № 10, 20954.

284. Щелочные граниты Кольского полуострова. (Сб. статей). М.—Л., Изд. АН СССР, 1958. 374 стр. (АН СССР. Кольский филиал им. С. М. Кирова). Библ. — 138 назв. См. №№ 154, 191, 193, 205, 214, 215, 239, 240—243, 250, 276, 280, 285, 287.

285. Юдин Б. А. Дайковый комплекс щелочных гранитов района р. Цаги. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 127—139. Q-36-VI.

Крутопадающие дайки щелочных гранитов различной мощности и протяженности приурочены к массиву габбро-лабрадоритов р. Цаги (Центральная часть Кольского полуострова), имеют резкие контакты с вмещающими породами и сложены эгирин-арфведсонитовыми, эгирин-авгитовыми и гастингситовыми гранитами. Эгирин-арфведсонитовые граниты, кроме щелочного амфибола и пироксена, содержат кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, флюорит, сфен, циркон, астрофиллит и рудные минералы. Цветные минералы в них образуют удлиненные скопления, обуславливающие плоскостные и линейные текстуры пород. Эгирин-авгитовые граниты одной из даек аплитовидны и имеют аплитовидные текстуры. Эти граниты наряду с эгирин-авгитом содержат кварц, плагиоклаз, микроклин (но в иных соотношениях), биотит, сфен и рудные минералы. Гастингситовые граниты слагают эндоконтакты (до 2.5 м мощности) даек эгирин-арфведсонитовых и эгирин-авгитовых гранитов, а также самостоятельные дайки. Они порфировидны за счет зерен микроклин-пертита при гнейсовом и линейном расположении скоплений кварца и кристаллов гастингсита. Количество гастингсита при приближении к контактам растет. Эти граниты содержат кварц, микроклин, плагиоклаз (№ 12 у контакта, № 8 вдали от него), биотит, сфен, циркон, апатит и рудные минералы. Наиболее распространенные биотитовые граниты гнейсовидны, содержат порфировидный микроклин-пертит, кварц, плагиоклаз, сфен, рудные минералы, редко мусковит и ортит.

Микроструктура отмеченных разновидностей щелочных гранитов постепенно меняется от гранитовой в эгирин-арфведсонитовых гранитах до катаклазированной гранобластовой с проявлением бластеза и одновременным уменьшением размера зерен в гастингситовых гранитах. Образование биотитовых и гастингситовых гранитов объясняется процес-

сами ассимиляции пород. Охарактеризованы изменения вмещающих пород под влиянием даек щелочных гранитов и приведены данные двух химических анализов последних, 12 количественно-минералогических подсчетов, а также оптические константы арфведсонита, эгирина, эгирин-авгита и гастингсита. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1959, № 11, 23242.

286. Ю д и н Б. А. О метаморфизме основных пород и контактовых явлениях в районе нижнего и среднего течения р. Иоканьги. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 95—110. Q-37-III, IV.

В районе нижнего и среднего течения р. Иоканьги автор выделил 3 разновозрастные группы основных пород: 1) постсвионийские авгитовые метагаббро, 2) постботнийские оливиновые габбро и габбро-диабазы и 3) протерозойские диабазы и габбро-диабазы. В северо-восточной части Кольского полуострова встречены гибридные породы, которые образовались путем ассимиляции древнейших основных пород олигоклазовыми гранитами. Это позволило автору наметить следующую схему относительной стратиграфической последовательности пород для северо-восточной части Кольского полуострова (сверху вниз): палеозой — кварцевые конгломераты и аркозовые песчаники (девон?) руч. Головного (район Иоканьгского озера), протерозой — диабазы и габбро-диабазы, постботний — микроклиновые граниты и их мигматиты, оливиновые габбро и габбро-диабазы (авгит-роговообманковые габбро и амфиболиты), постсвионий — олигоклазовые гнейсо-граниты и связанные с ними гибридные роговообманковые и кварцевые диориты, древнейшие основные породы (авгитовые габбро и амфиболиты), свионий — биотитовые гнейсы; основание неизвестно. Граф. — 6. Библ. — 2 назв. (В. П. Е.). РЖ Геол., 1959, № 3, 5371.

287. Ю д и н Б. А. Щелочные граниты района оз. Пурнач. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958, стр. 108—116. Q-37-IX.

Массив щелочных гранитов оз. Пурнач занимает площадь около 44 км² и в плане имеет правильную эллипсоидальную форму. Это наиболее молодые интрузивные породы района, прорывающие комплекс сланцеватых амфиболитов предположительно протерозойского возраста. Форма массива штокообразная. Щелочные граниты представлены (от периферии к центру) арфведсонитовыми, арфведсонит-эгириновыми и эгириновыми разновидностями. К зоне эндоконтакта приурочена астрофиллитовая разновидность. Главными минералами щелочных гранитов являются плагиоклаз № 5-12, микроклин, кварц, арфведсонит и эгирин, второстепенными — астрофиллит, сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит и ильменит. Хим. состав арфведсонитовых и эгириновых гранитов соответственно (в вес. %) следующий: SiO₂ — 76.06 и 75.14; TiO₂ — 0.21 и 0.46; Al₂O₃ — 10.85 и 10.81; Fe₂O₃ — 2.12 и 3.72; FeO — 1.33 и 0.39; MnO — 0.04 и 0.04; MgO — нет и 0.01; CaO — 0.61 и 0.39; Na₂O — 3.97 и 4.49; K₂O — 4.79 и 4.70; H₂O — 0.02 и 0.15; P₂O₅ — 0.01 и нет; п. п. п. — 0.13 и 0.15; сумма — 100.14 и 100.45. Граниты внедрялись по расколу северо-западного простирания, раздвигая вмещающие породы активными силами магмы. Гнейсовидные и линейные текстуры в щелочных гранитах образовались в магматическую стадию, в процессе движения жидкого магматического расплава. Для массива характерно наличие обратной зональности — к контакту с вмещающими породами приурочены не эгириновые, а арфведсонитовые щелочные граниты. Граниты оз. Пурнач аналогичны щелочным гранитам Западных Кейв и других районов Кольского полуострова. Граф. — 2. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1959, № 12, 25446.

288. Ю ш к о - З а х а р о в а О. Е. Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова. В сб.: Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы, посвященной 40-

летию Ленинского комсомола, вып. 4, Геологическая секция, М., 1958, стр. 53—54.

Se и Tl обнаружены во всех изученных типах руд: массивных, брекчиевых, вкрапленных, инъекционных. Содержание и особенности поведения Se и Tl во всех месторождениях аналогичны. Содержание Se достигает тысячных долей процента, Tl — десяти тысячных. По мере увеличения количества сульфидов в руде — от бедных руд к богатым — увеличивается содержание Se и Tl. Максимальное содержание (до сотых долей процента) установлено в Мончегорском районе (глубинное медное оруденение).

Наибольшее среднее содержание Se характерно для халькопирита, затем для пентландита и пирротина, а Tl — для пентландита, халькопирита и пирротина.

Соотношение между Tl и Se в медно-никелевых рудах и минералах изменяется в значительных пределах (от 1 : 1 до 1 : 50), что объясняется различным поведением этих элементов в определенных условиях: в многосернистой среде Tl может образовывать собственные минералы, а Se — нет.

Теллуриды Au, Ag, Ni и Pb наблюдались в виде мельчайших выделений. (Ю. В. Г.).

289. Polkanov A. A., Gerling E. K. K-Ar- and Rb-Sr-methods and age of Precambrian of USSR — American geophysical Union. Transaction, Ang. 1958, v. 39, № 4, pp. 713—715.

Установлено, что слюды для определений возраста являются наиболее подходящими объектами благодаря высокой энергии активации Ar. Выделение Ar осуществлялось нагреванием слюд при 1200° в течение 5 часов. Количество Ar после очистки газа измерялось на монотроне Мак Леода. Поправка на воздушный Ar проводилась по изотопу ^{36}Ar . Из фторсодержащих слюд вместе с Ar выделяются силаны с преобладанием SiH_4 . Ar адсорбируется при вымораживании жидким воздухом благодаря изоморфизму $\text{SiH}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Ar} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. При пропускании газов над CuO при 600° силаны окисляются, и образования их гидратов на ловушках не происходит. Определения K производились хлорплатиновым и перхлоратным методами. Определение Rb производилось с радиоактивным индикатором или методом изотопного разбавления. Для константы K-захвата принято значение $6.02 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$. Для β -распада K λ принята равной $4.9 \cdot 10^{-10}$.

Для пород Кольского полуострова получены значения возраста в пределах $1100\text{—}2880 \cdot 10^6$ лет. Установлено в ряде случаев противоречие геологических данных и результатов определений. Слюда из формации, относимой к нижнему протерозою по K-Ar методу, дает $2200 \cdot 10^6$ лет, по Rb-Sr — $2200\text{—}2600 \cdot 10^6$ лет. Аналогичное противоречие устанавливается для Коростеньского комплекса Украины, Слюдянского флогопитового месторождения Мамского района. Имеющиеся данные определений для этих объектов другими методами свидетельствуют о действительности полученных значений по K-Ar методу. Граф. — 1. Библ. — 9 назв. (К. К. Ж.).

290. Saugamo Matti. Quartäre Strandverschiebungen im NO- und SW-sektor des Fennoskandischen Vereisungsgebietes «Meyniana», 1958, 6, SS. 107—115 (нем.).

По новейшим работам русских геологов, прежде всего М. А. Лавровой (1947 г.), касающимся результатов геоморфологических, стратиграфических и малоктологических исследований на Кольском полуострове, имеется несколько более ранних, чем известные до сих пор, важных плейстоценовых перемещений береговой линии.

В низменности Кольского и Туломского фиордов была установлена пребореальная регрессия и последовавшая за ней бореальная трансгрессия. Высокие нефелин-сиенитовые горы, расположенные в средней части Кольского полуострова, были, наоборот, подняты в виде купола. Это под-

нятие едва ли может быть интерпретировано как нормальное изостатическое или эластатическое, если учесть особый характер нефелин-сиенитовых пород. Аномальными являются и плейстоценовые движения земной коры в юго-западном секторе североευропейского района оледенения. Внешний, сравнительно высоко расположенный, участок этого района (южная Дания и северо-западная часть ФРГ) обнаруживал в течение всего позднего плейстоцена ясно выраженную тенденцию к тектоническому опусканию, о чем свидетельствуют имеющиеся здесь многочисленные погребенные болота.

В результате этих позднеплейстоценовых движений древние шtrandовые поверхности впадины опущены на юго-запад ниже современного уровня моря в противоположность остальной краевой зоне плейстоценового оледенения. В Шлезвиг-Гольштейнском районе ФРГ в течение аллерада происходила большая морская трансгрессия, обусловленная тектоническим опусканием этого района. Такие же движения имели место и в северной прибрежной зоне Кольского полуострова. Библ. — 20 назв. (Н. К.). РЖ Геол., 1961, № 1, А 289.

291. Shatsky Nikola S. Les relations du Cambrien avec le Proterozoïque et les plissements baïkaliens-Relations entre Precambrien et Cambrien. Paris, CNRS, 1958, pp. 91—101.

Рассматривается строение рифея (верхний протерозой Русской платформы, Урала и Сибири). Соотношения протерозоя и палеозоя на Русской платформе определяются следующими признаками.

1. Рифейские отложения постепенно сменяются кембрийскими на огромных пространствах.

2. Лишь в отдельных грабенах (например, Веттерн, Волянь и др.) можно наблюдать докембрийские дислокации. В них отложения нижнего кембрия ложатся на отложения протерозоя со слабым несогласием и перерывом.

3. Местами в середине рифея наблюдаются следы вулканической деятельности (андезиты, туфы).

4. Нижний кембрий отделен от ордовика (тремадока) крупным региональным перерывом, охватывающим средний и верхний кембрий.

Рифей очень легко выделяется на платформах, где он представлен только верхними группами, т. е. одной из его систем. Рифей представляет собой группу систем. Его граница с кембрием является очень важным биостратиграфическим рубежом. Рифею свойственны специфические формации (доломитовая, магнезитовая, джеспилитовая). Зато формации, характерные для палеозоя, в отложениях рифейского возраста не встречаются (соленосная, угленосная).

Рифей — часть неогенкума Штилле. На рубеже рифея и кембрия развивались интенсивные орогенические движения (Байкальская складчатость). Этот термин, предложенный Шатским в 1932 и 1935 гг., обозначает складчатость конца протерозоя—начала нижнего кембрия, которая принципиально не отличается от каледонской и герцинской складчатостей.

В течение длительной Байкальской складчатости на Русской платформе сформировались тиманиды (Тиман—Канин—Рыбачий—Кильдин). По-видимому, в это же время образовалась Печенгская синеклиза. На платформах во время крупных складчатостей наблюдаются перерывы. На Русской платформе в это время из разреза выпала значительная часть отложений нижнего кембрия, среднего и всего верхнего.

Сильные движения Байкальской складчатости происходили в начале раннего до позднего кембрия. Они являются завершением рифейских, а не началом каледонских движений.

Несогласие между торридоном (иотнием) и кембрием может соответствовать огромному промежутку времени. Иотний чрезвычайно древний

и является молассой карелид. Штилле неправ, предполагая, что иотний и белт являются фациями. Эти отложения совершенно различного возраста. (Б. М. К. и В. А. Т.). РЖ Геол., 1960, № 8, 14402.

292. Welin Erik. Alderbestämningar av berarter i Östkarelen och på Kola-Nalvön-Geol. föreningen, Stockholm, Förhandlingar, May-Oct. 1958, bd. 80, № 494, p. 351, text in Swedish.

Приведена сводная таблица определений возраста докембрийских пород восточной Карелии и Кольского полуострова, а также для щелочных каледонских пород Африканды и Вуориярви и герцинских пород Хибин и оз. Ловозеро. Цифры принадлежат советским исследователям. Заимствованы из финских источников. Граф. — 1. (К. К. Ж.).

1959

293. Алесковский В. Б., Мохов А. А., Спиров В. Н. Использование биогеохимического метода поисков никеля на Кольском полуострове. Геохимия, 1959, № 3, стр. 266—272. Резюме англ.

Описывается опыт применения биогеохимического метода поисков Ni в условиях моренного ландшафта. Для анализов использовались пробы воды, растительных материалов и почвы.

Установлено, что содержание подвижного Ni как в гумусе, так и в подпочвенном слое зависит от его содержания в коренной породе, что выражается в максимумах по профилям через месторождение.

Из растений наилучшие концентрации Ni дают листья и корни березы. Делается вывод о возможности использования биогеохимического метода в условиях Кольского полуострова при поисках никелевых месторождений. Библ. — 6 назв. (С. М. Ч.). См. также РЖ Геол., 1960, № 3, 5284.

294. Антониюк Е. С. Гипс и опал — продукты современного химического выветривания амфиболитов в районе оз. Большой Лапоть. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 127—129. R-36-XVIII.

При современном химическом выветривании амфиболитов, содержащих вкрапленности пирита и халькопирита, образуются гипс (натёки, корочки, скопления кристаллов) и опал (почковидные агрегаты и ветвистые сталактиты). Они выделяются на поверхности обнажений в участках, защищенных от интенсивного промывания поверхностными водами.

Просачивающиеся по трещинам амфиболитов растворы вызывают разрушение роговых обманок и сульфидов. При выходе вод на поверхность в условиях медленного испарения происходит выпадение гипса и опала.

Аналогичный процесс отмечается по материалам Л. Л. Гарифулина в амфиболитах с левобережья р. Вороньей. Библ. — 4 назв. (Е. С. А.). См. также РЖ Геол., 1961, № 10, В 213.

295. Антропов П. Я. Богатства недр Российской Федерации. Краткий обзор. М., 1959, 32 стр.

296. Антропов П. Я. Перспективы освоения природных богатств СССР. 1959—1965. М., Госпланиздат, 1959, 158 стр.

297. Апухтин Н. И., Малясова Е. С. О стратиграфическом положении ледниковых и межледниковых отложений Терского побережья Кольского полуострова. Сб. по палеогеогр. и стратигр. четверт. отл., Л., 1956, стр. 6—28. Q-37-XIV, XV.

На основании опубликованных работ и материалов, собранных в последнее время, авторы уточняют возраст ледниковых и межледниковых отложений, встреченных в обнажениях по рекам Терского побережья Белого моря. Ледниковые отложения предпоследнего оледенения известны в 2 пунктах побережья — на правом берегу р. Стрельны и в районе р. Усть-Пялки. Межледниковые отложения по условиям залегания делятся

на две группы: 1) между двумя горизонтами морены — на рр. Чаванге, Варзуге и Стрельне, 2) не покрытые сверху мореной по р. Поною.

Дается подробная палеонтологическая характеристика (анализ фауны моллюсков, диатомовых водорослей, спор и пыльцы растений), чем и обосновывается возраст. Палеонтологическая характеристика межморенных толщ Терского побережья и отложений мгинской трансгрессии в Ленинградской области сходны, поэтому морские отложения между моренами и не перекрытые мореной синхронизируются с мгинским межледниковьем (эпохой 4-го новомежледниковья, по С. А. Яковлеву). Нижнюю морену они относят к предпоследнему оледенению, а верхнюю — к последнему — Карельскому, по С. А. Яковлеву. Библ. — 8 назв. (Р. М. Л.).

298. Арманд А. Д., Дорфман М. Д. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского щелочного массива. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 59—66. Q-36-IV, V.

Гидросеть Хибин имеет радиально-концентрическое строение. Это объясняется, очевидно, тем, что речные долины развились по направлениям тектонических трещин.

Связь гидросети с трещинной тектоникой щелочного плутона возникла постепенно в ходе эрозии и денудации. Тектонические подвижки привели к раздроблению пород и образованию ослабленных зон. Породы в этих зонах подверглись особенно сильным гипергенным изменениям, образовалась линейная кора выветривания. Геологическое положение зон разломов предопределило развитие двух типов коры выветривания — крутопадающей ($90-60^\circ$) и пологопадающей ($0-30^\circ$). Каждый тип коры выветривания характеризуется своим комплексом слюдисто-глинистых минералов. Эти минералы хорошо поддаются размыванию и выносу агентами денудации. Химическое выветривание опережало процессы денудации, результатом чего явилась большая глубина зон выветривания. Таким образом, размывание и вынос глинистых минералов текучими водами сформировали денудационные ложбины, которые затем с помощью лавин, ручьев и рек превращены в ущелья и речные долины. При благоприятных условиях врезание ущелий в склоны горного массива привело к образованию сквозных каньонов — ущелий Рамзая, Географов. Возможно влияние трещиноватости и тектонических зон, а также жильных образований на конфигурацию гидросети и без промежуточного звена — химического разрушения пород. Четвертичное оледенение превратило крупные долины в трюги с цирками в верховьях, но при этом рисунок гидросети существенно не изменился.

Возраст линейной коры выветривания и развившихся по ней V-образных речных долин определяется как доледниковый. Библ. — 11 назв. (А. Д. А.). См. также РЖ Геогр. 1960, № 5, 10714, РЖ Геол., 1960, № 8, 13995.

299. Арманд А. Д. Краткая геоморфологическая характеристика берегов Умбозера. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1953, № 3, стр. 48—59. Q-36-V.

При исследовании берегов оз. Умбозеро особое внимание уделялось признакам повышения и понижения береговой линии в связи с возможными тектоническими движениями. Берега, примыкающие к Хибинским и Ловозерским горам, по-видимому, слабо поднимаются или остаются нейтральными.

Низменные берега испытывают погружение, за исключением южной части озера, где характер движения неясен.

По-видимому, поднятие в южной части озера послужило причиной трансгрессии озерных вод на большей части побережья. Затопление не проявляется только на участках еще более интенсивных поднятий, свя-

занных с тектонической жизнью Хибинских и Ловозерских тундр. Рельеф береговой полосы несет признаки относительной молодости: ледниковые формы, определяющие детали очертаний берегов, переработаны очень слабо, галька на пляжах слабо окатана. Библиография — 3 назв. (Г. В. К.). РЖ Геол., 1960, № 11, 22160.

300. Афанасьев А. П. Некоторые данные по минералогии доледниковой коры выветривания в Ено-Ковдорском районе (Кольский полуостров). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, стр. 34—46. Q-36-I.

Кора выветривания на нижнеархейских гнейсах севернее Ковдорского массива, перекрытая четвертичными отложениями, относится к площадному типу. Она представлена мелкодресвянистым материалом, сохранившим текстуру гнейса и элементы его залегания. В понижениях рельефа сохранилась более развитая кора выветривания, имеющая верхний глинистый горизонт. Ее мощность от 5—10 до 25 м, по трещинам и контактам — до 100 м. Наибольшей мощности (до 50 м) кора выветривания достигает на оливинитах и пироксенитах. Наблюдается постепенный переход от свежих массивных пород к выветрелым до состояния мелкой дресвы. На карбонатитах мощность коры выветривания составляет десятки метров. Она представлена доломитовой мукой. Наименьшим гипергенным изменениям подвергались массивные турьяиты и жильные ийолиты.

На основании результатов минералогических исследований, по данным химического, термического, оптического, рентгеновского анализов, и результатам окрашивания метиленовым голубым сделаны следующие выводы: 1) во время формирования коры выветривания на Кольском полуострове условия для разложения минералов были более благоприятны, чем современные; 2) при формировании коры выветривания в Ено-Ковдорском районе протекали главным образом процессы гидратации, выщелачивания и окисления; 3) кора выветривания на гнейсах содержит монтмориллит, гидробиотит, гидроокислы Fe, а на оливинитах и пироксенитах Ковдорского массива — Mg-монтмориллонит, вермикулит; 4) глинистые минералы четвертичных отложений представлены гидрослюдами; 5) в образовании Ковдорского месторождения вермикулитов большую роль играли процессы выветривания слюдястых оливинитов и пироксенитов, в связи с чем оно приурочено к дресвянистой зоне коры выветривания. Эта зона может явиться поисковым признаком на вермикулит. Перспективной в этом отношении является кора выветривания на слюдо- и хлоритсодержащих породах. Библиография — 9 назв. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 260.

301. Афанасьев А. П. Некоторые результаты изучения глинистых фракций из доледниковой коры выветривания и морены на Кольском полуострове. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 36—46.

Изучался минералогический состав глинистой фракции из доледниковой коры выветривания альбито-хлоритовых сланцев, нефелиновых сиенитов и габбро. Глинистые продукты выветривания альбито-хлоритовых сланцев представлены каолинитом; нефелиновых сиенитов — гидрослюдой и галлузитом и габбро-гидрослюдой и нонтронитом. Таким образом, выявлена зависимость между петрографическим составом исходных пород и минералогическим составом продуктов выветривания.

Для выяснения возможности захвата ледником материала коры выветривания изучался минералогический состав глинистой фракции морены. Основным глинистым минералом в ней является гидрослюда. Минералы коры выветривания (каолинит, галлузит, нонтронит) в морене не обнаружены. Граф. — 2 табл. Библиография — 7 назв. (А. П. А.).

302. Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 9, стр. 12—22.

В работе дается характеристика главнейших методов определения абсолютного возраста горных пород: свинцового, аргонового и стронциевого, а также приведены некоторые итоговые данные по определению абсолютного возраста геологических формаций отдельных областей Советского Союза (Балтийский и Украинский кристаллические массивы, Урал, Кавказ, Средняя Азия, Центральный Казахстан, Забайкалье, Дальний Восток) и зарубежных стран (западные штаты США, ФРГ, Канада и др.).

Интересны результаты исследований по абсолютному возрасту кристаллических пород докембрия Балтийского и Украинского массивов. Изучению подвергались разные минералы и различными методами. Кристаллические породы докембрия Балтийского массива расчленены на несколько возрастных групп (в млн лет): граниты рапакиви 1620—1640, карелиды 1640—1870, беломориды 1710—2020, катархея (?) 18200—3250. Библ. — 11 назв. (М. Е. О.).

303. Багдасаров Э. А., Кухаренко А. А. Везувианы Африканды. В сб.: К минералогии постмагматических процессов, Л., Изд. ЛГУ, 1959, стр. 216—233. Q-36-III.

Везувианы Африканды (Кольский полуостров) связаны с массивами ультраосновных и щелочных пород, образуются как вторичный продукт разрушения мелилита, монтицеллита и диопсида; ассоциируют с хлоритами, цеболлитом, волластонитом и кальцитом. Массив Африканда сформировался в 3 фазы: 1) внедрение рудных оливинитов, 2) внедрение пироксенитов, 3) формирование тел жильных пород. С внедрением последних связано образование различных реакционно-метасоматических пород, среди которых нередко встречается везувиан. Выделены 3 типа его парагенетических ассоциаций и подробно разобрана ассоциация в метасоматических амфиболо-флогопитовых породах. Наиболее значительные выделения везувиана этого типа наблюдались близ мощной жилы шорломитопироксено-нефелинового пегматита, пересекающей крупнозернистый пироксенит. Приведено описание этих пород, отдельных минералов и химизм процессов метасоматоза. Граф. — 2 табл. Библ. — 4 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26554.

304. Багдасаров Э. А. Щелочные пегматиты массива Африканда. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 3, 1959, стр. 261—274. Q-36-III.

В истории формирования ультраосновных и щелочных пород массива Африканда (Кольский полуостров) выделяются 3 интрузивных этапа: 1) внедрение и кристаллизация оливинитов, 2) внедрение пироксенитов и дробление оливинитов с образованием эруптивной брекчии в центральной части массива и 3) внедрение щелочной магмы с образованием многочисленных жил пироксено-нефелиновых пород в периферической части массива и разнообразных по составу щелочных пегматитов. Пегматитовые тела наблюдаются исключительно в пределах массива и преимущественно в его центральной части — в зоне распространения пироксенитов. Дается общая характеристика щелочных пегматитов Африканды, выделены и описаны основные их типы, геологические взаимоотношения и взаимодействия с вмещающими породами, особенности минералогического состава, геохимии и процессов замещения. Выделены 2 формы инъекции пегматитового вещества — трещинная и мигматитового типа. Среди трещинных пегматитов выделены 4 типа, нередко взаимосвязанные: 1) кнопито-титаномagnetито-шорломито-нефелиновые (рудные), 2) пироксено-шорломито-нефелиновые, 3) пироксено-нефелиновые и 4) нефелиновые. Среди мигматит-пегматитов (гибридных) в возрастной последовательности выделяются: 1) нефелино-кнопито-титаномagnetито-пироксено-флого-

питовые (рудные), 2) роговообманково-шорломито-кнопито-титаномагнетито-пироксено-нефелиновые и 3) кнопито-титаномагнетито-нефелинофлогопитовые. Наиболее ранними образованиями являются рудные пегматиты. Геохимические особенности пегматитов Африканды — богатство их Fe и Ti, сильными основаниями (Na и особенно Ca) и резкая недосыщенность SiO_2 . Устанавливается тесная генетическая и пространственная связь щелочных пегматитов с породами первых двух интрузивных этапов массива Африканда. В процессе кристаллизации главных пород интрузии (пироксенитов) избыток сильных оснований при резкой недосыщенности магне SiO_2 обусловил перевод значительной части Fe, Ti, Na, K, Ca, Al из главной фазы кристаллизации в остаточную. Щелочные пегматиты обязаны своим происхождением именно этим остаточным рудным отщеплениям, возникающим в более глубоких частях пироксенитового интрузива. Образование серии разновозрастных щелочных пегматитов, отличающихся друг от друга пространственным положением, особенностями вещественного состава, текстуры и структуры пород, объясняется пульсационным характером поступления остаточных щелочных продуктов вследствие проявления тектонических напряжений, сопровождавшихся расколами вмещающих пород. Разнообразие пегматитов Африканды обусловлено изменением состава пегматитового материала во времени и различной формой его инъекции. Библ. — 6 назв. (М. Н. М.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12854.

305. Белов Н. В., Симонов В. И. Об изоморфных соотношениях между цирконием и титаном. ДАН СССР, вып. 125, 1959, № 4, стр. 888—889. Q-36-V, VI.

По А. Е. Ферсману, Ti отсутствует в «звезде» изоморфизма для Zr ввиду резкого различия их ионных радиусов: $\text{Ti}^{4+} 0.64$, $\text{Zr}^{4+} 0.87$ Å. В то же время в сейдозерите $\text{Na}_8(\text{Zr}_3\text{Ti})\text{Ti}_2 \cdot \text{Mn}_2\text{O}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_4 \cdot \text{F}_4$ часть Zr замещается Ti. Это объясняется тем, что здесь Ti трехвалентный и имеет ионный радиус 0.83 Å, значительно более близкий к ионному радиусу Zr.

В результате замещение Zr на Ti становится возможным. Установлено, что в сейдозерите не только четверть атомов Zr замещена на Ti, но и одновременно половина атомов Mg замещена на Mn. Широкий изоморфизм последних двух элементов возможен только в том случае, если Mn будет трехвалентным. Тогда его ионный радиус (0.71 Å) окажется достаточно близким к ионному радиусу Mg^{2+} (0.78 Å). Таким образом, склонный к высоким стадиям окисления Mn^{2+} переходит в Mn^{3+} (даже в Mn^{4+}), а соответственно Ti из Ti^{4+} в Ti^{3+} (довольно часто в пироксенах) по реакции $\text{Ti}^{4+} + \text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Ti}^{3+} + \text{Mn}^{3+} (\text{Mn}^{4+}?)$. Отмечаемая зависимость изоморфизма Ti и Zr от присутствия в минерале Mn хорошо иллюстрируется и на других минералах Ловозерского щелочного массива. Так, ловенит и куплетскит наряду с Ti обогащены и Mn, тогда как велерит и шортдалит одинаково бедны этими элементами. Библ. — 4 назв. (Н. А. С.). РЖ Геол., 1960, № 1, 673.

306. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, 1959, № 13, стр. 23—52.

Работа посвящена некоторым вопросам кристаллохимии силикатов. Два раздела отведены силикатам, распространенным в щелочных массивах Кольского полуострова.

В разделе 56 (стр. 29—33) рассмотрены две минералогические группы с островными радикалами Si_2O_7 : 1) группа велерита-ловенита и 2) группа ринкита-лампрофиллита. Первая группа обладает структурой куспидина $\text{Ca}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{F}_2$, у которой в октаэдрах, не связанных с группой Si_2O_7 , может замещаться Mn^{2+} , Zr и Ti. Вторая группа имеет ту же общую формулу, но отличается составом катионов и параметрами ячейки. Сейдозерит первоначально был отнесен Е. И. Семеновым к группе велерита—ловенита,

но рентгеноструктурный анализ поставил этот минерал во главе группы ринкита-лампрофиллита, а также выявил большое структурное сходство между минералами обеих групп. Эти положения иллюстрируются разбором структуры сейдозерита $\text{Na}_4\text{Zr}_2\text{TiMnO}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2$ в трех проекциях. Указывается, что рентгеноструктурный анализ минерала позволил правильно определить роль 8-го атома кислорода и отказаться от первоначальной ортосиликатной формы написания его состава.

Раздел 57 (стр. 33—35) посвящен вопросам изоморфизма между Zr и Ti в минералах Ловозерских тундр — астрофиллите—куплетските, ловените (Ti-ловените) и сейдозерите. Подробный рентгеноструктурный анализ сейдозерита позволил определить положение атомов Zr и Ti. Оказалось, что $\frac{1}{4}$ часть атомов Zr замещена на Ti, а $\frac{2}{3}$ атомов титана занимают собственное положение, без примеси Zr. Химические анализы всех трех минералов свидетельствуют о наличии в них значительных количеств Mn, причем с увеличением содержания Mn растет и количество Ti. В сейдозерите можно говорить и о замене Mg на Mn. Объяснение этого явления следует искать, как это было показано А. И. Цветковым для пироксенов, в наличии трехвалентных катионов, радиусы которых обеспечивают замену Zr на Ti и Mg на Mn ($\text{Ti}^{3+} = 0.83$, $\text{Mn}^{3+} = 0.74$). Граф. — 3 табл. Библ. — 39 назв. (А. В. Л.).

307. Б е л ь к о в И. В. Кианит из контактных зон кейвских кианитовых сланцев с метабазитами. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 135—142. Q-37-II, III.

Идиобластический кианит из пород контактных зон кианитовых сланцев с метабазитами отличается редким совершенством кристаллической формы и присутствием не только граней призматического пояса m (100), t (010), i (110), k (110), но и конечных граней v (011) и p (001). Кристаллы сильно деформированы и вдавлены друг в друга. Было изучено 212 кристаллов, 76.4% оказались сдвойникованными, из них 90.8% — по нормальному закону ((двойниковая ось $\perp$ (100), двойниковая плоскость и плоскость срастания (100)), 9.2% — по осевому ((двойниковая ось $\perp$ [001], двойниковая плоскость и плоскость срастания (100)). Наблюдались также параллельные срастания по (100). Кианит бесцветен, окрашивание кристаллов вызвано включениями графитоида и рутила; он загрязнен также кварцем и мусковитом. $Ng = 1.727$, $Nm = 1.723$, $Np = 1.716$, $cNg = 32^\circ$, $-2V = 82^\circ$. Уд. в. 3.557. Хим. состав (в вес.%): $\text{SiO}_2 = 41.25$; $\text{TiO}_2 = 0.61$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 57.18$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.18$; $\text{FeO} = 0.07$; $\text{MgO} = 0.00$; $\text{CaO} = 0.18$; $\text{MnO} = 0.00$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.11$; $\text{K}_2\text{O} = 0.10$; $\text{H}_2\text{O} = 0.04$; $\text{C} = 0.36$; сумма 100.08. Библ. — 5 назв. (Б. Б.). РЖ Геол., 1961, № 12, В 183.

308. Б е л ь к о в И. В. Чевкинит из щелочных гранитов района Западных Кейв. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 139—140. Q-37-I.

Чевкинит обнаружен в качестве акцессорного минерала в щелочных гранитах Западных Кейв на Кольском полуострове. В крупнозернистых гнейсо-гранитах чевкинит содержится в количестве не более 0.1%. Состав гнейсо-гранитов (в вес.%): кварц — 29, микроклин — 27, альбит — 30, арфведсонит — 9.5, эгирин-авгит — 3.9, акцессорные (циркон, иттриотитанит, астрофиллит, магнетит, ильменит, флюорит и апатит) — 0.6.

Чевкинит в гнейсо-гранитах образует удлиненные (0.01—1 мм) зерна, ассоциирующие с темноцветными минералами, цирконом, микроклином и кварцем. Чевкинит изотропен или частично двупреломляет, плеохроирует от темно-коричневого по Ng до красновато-желтого по Np . Окраска нередко зональная.

В мелкозернистых щелочных гранитах чевкинит распределен неравномерно, образует концентрации в участках интенсивного окварцевания. Наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки, в состав которых

входят (в вес.%): кварц — 43, микроклин — 25, альбит — 18, эгирин — 3—8, магнетит — 5—8, акцессорные — 2.5—3. Акцессорными являются: магнетит, редкоземельный циркон, чевкинит (до 0.3—0.4 вес.%), иттроитанит, флюорит, ильменит, апатит, молибденит, галенит, пирит, пироклор и фергусонит. Чевкинит в контактных щелочных гранитах образует ксеноморфные зерна или идиоморфные кристаллы до 1—3 мм, часто находится в сростании с цирконом, магнетитом и другими минералами. Цвет чевкинита смоляно-черный, излом неровный, блеск стеклянный, просвечивает коричневато-красным цветом. С поверхности изменен и покрыт красновато-бурой корочкой продуктов изменения, иногда окаймляется эпидотом. Частично или полностью изотропен. $N = 1.98—1.99$, уд. в. 4.390. Хим. состав чевкинита в мелкозернистых гранитах (в вес.%): SiO_2 — 20.99; TiO_2 — 13.13; ZrO_2 — 0.69; ThO_2 — 1.30; Al_2O_3 — 0.72; Fe_2O_3 — 5.60; Ce_2O_3 — 22.21; $\text{TR}(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3$ — 18.88; $\Sigma(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$ — 0.51; Nb_2O_5 — 1.54; Ta_2O_5 — 0.27; U_3O_8 — 0.12; FeO — 0.55; MnO — 0.41; MgO — 0.06; CaO — 2.76; SrO — 0.12; Na_2O — 0.16; K_2O — 0.08; H_2O^+ — 1.78; H_2O^- — 0.33; сумма — 100.21.

Кроме этого, спектральным анализом обнаружены незначительные примеси Be, Sn, Pb, Cu и Zn. Библ. — 4 назв. (В. В. М.). РЖ Геол., 1960, № 11, 23260.

309. Б е л ь к о в а Л. Н. Антигорит Лесной варак. В сб.: К минералогии постмагматических процессов. Л., Изд. ЛГУ, 1959, стр. 152—169, Q-36-IV.

На основе всестороннего изучения водного магнезиального силиката «кольскита» из ультраосновных интрузий на Лесной вараке сделан вывод, что он является антигоритом с необычными морфологическими особенностями. Антигоритовые жилы от 0.5 до 1.5 м мощности расположены в оливинитах, приурочены к щелочным пегматитовым и амфиболитовым жилам и являются низкотемпературными образованиями. Встречаются мономинеральные антигоритовые жилы, сложенные «мелко- и тонкочервячным» агрегатом, микрозернистые и «микрочервячные» жилы.

Уд. в. антигорита — 2.4197; оптически одноосный, отрицательный, с отрицательным характером удлинения «червяков»; $N_g = 1.540—1.546$; $N_p = 1.542—1.543$; $N_g - N_p = 0.003—0.005$. Хим. состав (в вес.%): SiO_2 — 42.29; TiO_2 — сл.; Al_2O_3 — 0.58; Fe_2O_3 — 0.84; FeO — нет; MgO — 40.87; CaO — 0.35; MnO — нет; H_2O^- — 2.21; п. п. п. — 13.20; сумма — 100.4.

На кривой нагревания дает эндотермический эффект при 680° , экзотермический — при 800° . На Лесной вараке в процессе воздействия гидротермальных растворов происходило замещение щелочного амфибола (арфведсонита) по следующей схеме: арфведсонит → флогопит → гидрофлогопит → гидрохлорит → хлорит → антигорит. Граф. — 8 табл. Библ. — 14 назв. (Л. Ц.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 177.

310. Б е л ь к о в а Л. Н. О вермикулите с Лесной варак. — В сб.: К минералогии постмагматических процессов, Л., Изд. ЛГУ, 1959, стр. 170—177. Q-36-IV.

Вермикулит широко распространен в щелочных амфиболовых жилах Лесной варак на Кольском полуострове. Он замещает арфведсонит; встречается в виде пластинчатых и чешуйчатых агрегатов. Уд. в. 2.393, $N_m = 1.550$, $N_g - N_p = 0.030$, $2V$ — малый. Хим. состав (в вес.%): SiO_2 — 31.96; TiO_2 — 1.17; Al_2O_3 — 14.19; Fe_2O_3 — 5.87; FeO — нет; MgO — 25.71; CaO — 0.13; MnO — 0.004; Na_2O — 0.31; K_2O — 0.02; H_2O — 9.70; п. п. п. — 11.02; сумма 100.11.

На кривой нагревания обнаружены 2 эндотермические реакции при 550 и 800° и экзотермический эффект при $800—820^\circ$. По химическому составу и характеру дифференциальной кривой минерал относится к гид-

рохлориту. Отмечается, что к вермикулиту относят обычно вспучивающийся слюдястый минерал, но следует различать среди вермикулита минералы, по химическому составу сходные с магнезиальными и магнезиально-железистыми слюдами — гидрослюды и минералы, отвечающие магнезиальным и магнезиально-железистым хлоритам (гидрохлориты). Общим для них является значительное содержание воды, выделяющейся при нагревании до 120°. Граф. — 3 табл. Библ. — 6 назв. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 174.

311. Беус А. А. Закономерности распределения Ве в изверженных горных породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Тр. геохимического симпозиума (декабрь, 1957 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 45—55. Q-36-IV—VI.

Среднее содержание Ве в Хибинском массиве (в г/т) — 6, в Ловозерском — 12 (по данным Л. С. Бородина и по материалам Е. М. Еськовой). Для Хибинского массива приводятся данные по содержанию Ве: в хибините — 7, рихсчоррите — 10 и минералах из этих пород — нефелине — 8 и 10, калиевом полевом шпате — 2.6 и 19, эгирине — 4.5 и 8.

Обогащение Ловозерского массива Ве и некоторыми другими редкими элементами, по мнению автора, связано с исключительно широким участием летучих компонентов, в частности F, в процессе формирования массива. (Е. С. А.).

312. Беус А. А. О зависимости между содержанием Li, Na и Cs в щелочных бериллах. Дискуссия. (По поводу замечаний Н. В. Белова на ст. А. А. Беуса «О положении щелочных металлов в структуре берилла»). Геохимия, 1959, № 8, стр. 731—733.

Разбирается дискуссионный вопрос о положении щелочных металлов в структуре берилла. Согласно А. А. Беусу, щелочные металлы, в частности Li и Na, могут занимать октаэдрические положения на месте Al, а также размещаться в полых гексагональных каналах.

Приводится таблица, отражающая соотношение атомов щелочных катионов в бериллах с преобладанием Na над Li (на Si_6). Для берилла с Кольского полуострова (аналитик Е. Н. Егорова) эти соотношения следующие: K — нет, Na — 0.22, Li — 0.11, Cs — 0.01, ΣR^+ — 0.34, Be — 2.79, Al — 1.94, H_2O^+ — 0.5. (В. А. Л.).

313. Бискэ Г. С., Горюнова Н. Н., Лак Г. Ц. Голоцен Карелии. В сб.: Материалы по геологии Карелии, Петрозаводск, Госиздат Карельской АССР, 1959, стр. 28—82. (Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 9).

Приводятся подробные данные по стратиграфическому расчленению голоценовых отложений Карелии, за нижнюю границу которых, согласно М. И. Нейштадту, принято начало отступления материковых льдов от валдайских конечных морен или (для окрестностей Ленинграда) начало образования 1-го Балтийского ледникового озера. Среди среднеголоценовых отложений Белого моря отмечены осадки трансгрессий Тапес II и Тривия, отвечающие Литориновому морю Балтики (Лаврова, 1947). Они представлены прибрежными фациями с богатой фауной. Абсолютная высота осадков трансгрессии Тапес II достигает в верховьях р. Туломы 42 м и в Кандалакше — 45 м. Библ. — 36 назв. (М. К. Г.).

314. Бискэ Г. С. К стратиграфии четвертичных отложений Северной Карелии. (По поводу ст. Н. И. Апухтина). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 148—153. Q-36-IX.

Рассматривается строение четвертичного покрова Северной Карелии и юга Мурманской области на основании данных, полученных при геологических исследованиях Ленгидэпа в связи с постройкой Княжегубской гЭС.

По материалам, полученным при бурении и электроразведке в районе Ковдозеро—Княжая Губа, в толще четвертичных отложений выделяются три горизонта. Нижний залегает непосредственно на коренных породах, представлен несортированными песками с большим количеством валунов. Мощность этой нижней морены местами превышает 25 м. Выше четко прослеживается горизонт межморенных отложений — сортированных супесчаных осадков без валунов, мощностью до 30 м. Они перекрываются горизонтом верхней морены — несортированными песками и супесями, с гравием, галькой и валунами, более уплотненными и глинистыми в верхнем горизонте. Межморенные отложения отнесены к межледниковым и по аналогии с другими разрезами Кольского полуострова и Карелии увязываются с отложениями бореальной трансгрессии Севера. Указывается развитие на территории Кольского полуострова и Карелии двух оледенений, разделенных межледниковьем. И использованные новые фактические материалы вскрывают необоснованность стратиграфической схемы Н. И. Апухтина,¹ предложенной для территории Кольского полуострова и Северной Карелии. Библ. — 11 назв. (Л. М. Г.).

315. Б и с к а Г. С. Основные вопросы геоморфологии восточной части Балтийского щита. М., 1959, 13 стр. АН СССР. (Отд. геол.-геогр. наук. Геоморфол. комисс. Матер. 2-го геоморфол. совещ.).

Специфические черты рельефа восточной части Балтийского щита обусловлены сочетанием преимущественно разрывной тектоники и воздействия материкового оледенения. Как крупные котловины (Белое море), так и более мелкие, занятые озерами, представляют собой грабены, а промежутки между ними — горсты, самым крупным из которых является Кольский полуостров. В пределах последнего Г. Д. Рихтером, А. А. Полкановым и другими отмечена густая сеть разломов, по которым происходили блоковые движения. Тундры Сальные, Туадаш, Чуна, Волчи, Кандалакские рассматриваются как горсты. Озерные котловины и долины рек предопределены тектоникой, которая обусловила и направление избирательной денудации. Четкая связь рельефа с геологическим строением видна на примере Хибинских и Ловозерских тундр, которые представляют собой отпрепарированные интрузивные тела.²

Наличие межледниковых осадков и коры выветривания указывает на то, что ледниковая экзарация территории Кольского полуострова была не столь значительной, как представлялось ранее. Она находилась в тесной зависимости от доледникового рельефа и состава коренных пород. Результатом экзарации является общая сглаженность скальных выходов, развитие бараньих лбов, шхер и фиордов. Ледниковые отложения — морены — имеют наибольшую мощность в понижениях поверхности докембрийских пород и в краевых ледниковых образованиях, например на северо-западе полуострова (Кольский фиорд, Печенгский район). К конечным моренам относят и Терские Кейвы (М. А. Лаврова). Сравнительно редки на Кольском полуострове друмлины, описанные М. А. Лавровой, к югу и юго-западу от Хибин. Водно-ледниковые аккумулятивные формы (озы, камы) развиты преимущественно в понижениях коренного рельефа и генетически связаны с мертвым льдом. Типичные их формы образовались под действием подледниковых водных потоков и озер. Доледниковая поверхность восточной части Балтийского щита была очень неровной, поэтому условий для широкого образования зандров здесь не было.

¹ А п у х т и н Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной части Карелии по новейшим исследованиям». В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, Л., 1957.

² По мнению других исследователей (А. Д. Арманд, М. К. Граве, М. А. Лаврова и др.), эти возвышенности образованы в результате вертикальных движений по разломам.

Значительную роль в нивелировке территории играли процессы морской и озерной аккумуляции. Исследованиями М. А. Лавровой на Кольском полуострове установлена сложная смена поздне-последнедевонских трансгрессий и регрессий, начавшихся трансгрессией Портландия. В этот период Белое море было занято льдом, и Беломорско-Балтийского соединения не было.

Максимальная скорость современного (последнедевонского) куполообразного поднятия суши в Финляндии наблюдается в центральных районах (северная часть Ботнического залива). Наличие поднятия подтверждается, в частности, сейсмоактивностью на западе Кольского полуострова и на побережье Баренцева моря. Возможно, результатом дифференцированного поднятия является аномально высокое положение древних береговых линий на Кольском полуострове. (М. К. Г.).

316. Богачев А. И. Некоторые особенности дифференциации рудных титаносодержащих магм основного состава. В сб.: Материалы по геологии Карелии, Петрозаводск, Госиздат Карельской АССР, 1959, стр. 269—276. (Гр. Карельского фил. АН СССР, вып. 11). Q-36-VI, XV; R-36-XXXIII.

Освещаются некоторые особенности дифференциации рудных титаносодержащих магм основного состава. Рассматриваются массивы, в строении которых существенную роль играют анортозиты и лабрадориты (Адирондак — в Северной Америке, Волынский — на Украине, Гремяч-Вырмес и Цагинский — на Кольском полуострове, Елетьозерский — в Карелии). Указывается ряд общих признаков, присущих всем этим массивам.

1. Значительная глубина образования.

2. Наличие в составе и строении двух крупных циклов магматических пород: а) более ранних — сиенитового и щелочного состава (центральные части массивов); б) более молодых — гранитоидного состава (периферические части массивов).

3. Породы первого цикла имеют последовательность образования, обратную по сравнению с безрудными породами основного состава.

Для рассматриваемых массивов устанавливается направленность хода дифференциации от анортозитов и плагиоклазитов через габброидные к рудным ультраосновным породам и сплошным ильменитовым и ильменито-титаномagnetитовым рудам. Для серии основных пород Цагинского массива габбро-лабрадоритов устанавливается последовательность: лабрадориты, габбро, оливинное рудное габбро, рудные оливиниты, сплошные титаномagnetитовые руды. Для Елетьозерского массива наблюдается сходная последовательность эволюции. Приводятся петрографические особенности пород раннего цикла этих массивов.

4. Одновременно и несколько позже рудных ультраосновных пород возникают породы сиенитового и монцонитового типа.

Обратный порядок дифференциации для рудных магм основного состава объясняется возрастающей в ходе кристаллизации ролью летучих компонентов и дифференцированным их воздействием на понижение температуры кристаллизации отдельных минеральных компонентов. Одновременно идет дифференциация полевошпатовых компонентов, которая приводит к образованию пород сиенито-монцонитового типа. Рудно-гипербазитовая и сиенито-монцонитовая тенденции эволюции внутренне присущи основным рудным магмам. Гранитная ветвь эволюции является приобретенной за счет глубинных процессов взаимодействия. Библиография — 5 назв. (Г. В. В.).

317. Богачев А. И., Зак С. И. Новые данные по геологии Елетьозерского рудоносного массива в Северной Карелии. В сб.: Материалы по геологии Карелии, Петрозаводск, Госиздат Карельской АССР,

1959, стр. 241—268. (Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 9). Q-36-XV.

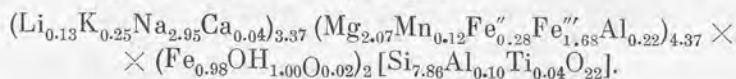
В Елетьозерском массиве выделяются 5 интрузивных фаз: 1) мелкозернистые габбро-диориты, крупнозернистые габбро, оливковые габбро, плагиоклазиты, рудные перидотиты и пироксениты, монцититы и эссекситы; 2) дайки диабазов, спессартитов, вогезитов; 3) щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты; 4) гранодиориты, плагиомикроклиновые, микроклиновые граниты и их пегматиты; 5) дайки энстатитовых порфиритов. Приводится описание каждой фазы и петрология массива в целом. Кроме известного ранее ильменито-титаномagnetитового оруденения, связанного с основными породами первой интрузивной фазы, выявлена ниобиевая минерализация, связанная с пироксеном в щелочных и нефелиновых сиенитах массива.

По данным абсолютного возраста интрузия отнесена к протерозою. По геологическим особенностям она относится к кольцевым посторогенным интрузиям. Общность геологических, петрологических и металлогенических особенностей Елетьозерского массива с Цагинским и Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове позволяет предположить также протерозойский возраст последних.

Группу массивов Кольского полуострова и Карелии, содержащих в своем составе щелочные нефелиновые породы, относимые ранее целиком к палеозою, предполагается разделить по возрасту на две группы: палеозойскую и протерозойскую. К протерозойской группе следует отнести массивы, для которых характерно сочетание ранних габброидных и более поздних щелочных и гранитных пород (Елетьозерский массив в Карелии, Цагинский и Гремяха-Вырмес — на Кольском полуострове). Граф. — 11. Библ. — 5 назв. (Г. В. В.).

318. Бондарева А. М., Рогачев Д. Л., Сахаров А. С. Литийсодержащий щелочной амфибол из контактной зоны Ловозерского массива. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 6, 1959, стр. 710—712. Q-36-V, VI.

Разносторонне исследовался голубовато-зеленый щелочной амфибол, образующийся в альбититах контактной зоны Ловозерского щелочного массива у подножия горы Флоры (восточная часть плато Пьялкимпорр). Оптические свойства: $+2V=88-82^\circ$ (внешняя зона), $cNr=13^\circ$ (ядро), $Ng=1.674$, $Nm=1.661$, $Np=1.648$, $Ng-Np=0.026$, резкий плеохроизм: Ng — светлый зеленовато-желтый, Nm — серовато-голубой, Np — темно-голубой, уд. в. 3.196. Сферические координаты граней близки к данным, приводимым В. Гольдшмидтом для щелочного амфибола. Хим. анализ показал присутствие Li и значительное превышение содержания Fe_2O_3 над FeO . Его пересчет привел к формуле:



Сопоставление всех полученных данных приводит к выводу, что изученный амфибол близок магнезиальному рибекиту, отличаясь от него более высоким содержанием щелочей, прежде всего Li. Библ. — 5 назв. (И. В. Б.). См. также РЖ Геол., 1960, № 11, 23273.

319. Бонштедт-Кулетская Э. М. Новые минералы. VIII. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 3, 1959, стр. 309—322.

По данным Е. И. Семенова и других авторов, описаны новые минералы, найденные в Ловозерских тундрах: сейдозерит, ниобанатаз, гелланатаз, гельрутил, герасимовскит, манган-белянкинит. Введение пяти последних названий, по мнению автора, является недостаточно обоснованным и преждевременным.

320. Б о р и с е н о к Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. Геохимия, 1959, № 1, стр. 46—59.

Приводятся результаты 1500 анализов различных горных пород и важнейших породообразующих минералов, среди которых имеются данные по содержанию Ga в породах Кольского полуострова.

Содержание Ga в породах Кольского полуострова

Название породы	Количество образцов	Ga, ‰	Al, ‰	Ga/Al · 10 ⁻⁴ вес. ‰	Ga/Al, атом. ‰
Оливинит	5	0.0001	0.75	1.2	1:20000
Перидотит	10	0.0003	2.8	1.1	1:25000
Перидотит серпентинизированный . .	5	0.0003	2.9	1.0	1:26000
Пироксенит полевошпатовый	10	0.0005	4.2	1.1	1:25000
Габбро меланократовое	10	0.0011	6.9	1.6	1:16000
Сиенит пироксеновый	5	0.0017	8.2	2.1	1:12000
Гранит	8	0.0014	6.9	2.1	1:11000
Нефелиновый сиенит (Кейвы)	5	0.0062	11.3	5.6	1:4500
Хибинит (Хибинь)	4	0.0032	10.3	3.1	1:8000
Фойит (там же)	4	0.0024	—	—	—

Содержание Ga в породах возрастает от ультраосновных к кислым. Максимальные количества Ga устанавливаются в щелочных породах. В территориальном распределении его наблюдается большое однообразие. Кольский полуостров относится к району, обогащенному Ga за счет широкого распространения щелочных пород и пегматитов. Библ. — 29 назв. (Ю. И. И.). См. также РЖ Геол., 1959, № 9, 18517.

321. Б о р и с о в П. А. Кейвские ресурсы слюдяной чешуйки. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 3—8. Q-37-1—IV, IX, X.

Основным источником получения слюдяного кристалла являются пегматитовые жильные месторождения. Получаемая из мусковита щипаная листовая слюда является исходным материалом для производства слюдяных изделий в электротехнике, радиотехнике, электронике и пр. Выход кристаллической и щипаной слюды весьма невелик. Огромные отходы мелкопластинчатой слюды после расщепления (так называемый руднич-ный и фабричный скрап) используются для приготовления слюдяных пластин (миканита), лент, слюдяной бумаги. Остатки от этого производства превращаются в слюдяной порошок, широко применяемый как посыпка и наполнитель в кровельной и резиновой промышленности, для уплотнения цемента, в буровой технике и производстве антикоррозионных красок. Более грубый скрап является высококачественным термо-звуко-изоляционным материалом.

Ограниченные запасы слюды в жильных месторождениях вызывают необходимость поисков заменителей: природной слюдяной чешуйки из слюдяных сланцев и синтетической листовой слюды, получаемой электроплавкой. Оба заменителя широко используются за рубежом.

Проблема дешевого отечественного слюдяного порошка или слюдяной чешуйки может быть разрешена за счет достаточно рыхлых (слабо сцементированных) слюдяных сланцев, богатых слюдяной чешуйкой. В СССР такие сланцы, по данным автора, пока известны только на Кольском полуострове, на Кейвском плато. Здесь, в комплексе осадочно-метаморфических кианитовых и силлиманитовых кристаллических нижнепротерозойских сланцев, на всем протяжении (150 км) кейвской сланцевой формации, широко развиты слабо сцементированные, богатые слюдой, мусковитовые, двуслюдястые и мусковит-кварцитовые сланцы. Сланцы

эти не разведаны и технологически не изучены. Наибольший промышленный интерес представляет верхняя часть комплекса (7-й горизонт), где содержание чешуйчатой слюды достигает 50%, а горизонты рыхлого строения имеют большую мощность (200—500 м). Наиболее благоприятно слюдяные сланцы расположены в районе Песцовых тундр, Серповидного хребта и Зимнего Семиостровского погоста. Запасы слюдяной чешуйки в Кейвах неограниченны. Представляют некоторый промышленный интерес также и многочисленные, иногда крупные, слюдоносные пегматитовые жилы среди сланцевой формации. В результате гидротермальных процессов в них развиты мощные зальбандовые зоны, несущие вторичный чешуйчатый мусковит.

Рекомендуется при выборе перспективного района на слюдяную чешуйку учитывать наличие гидротермальных жил мономинерального кварца, отличающегося высокой природной химической чистотой. Кварц без обогащения годен для изготовления ответственных фарфоровых изделий, оптического стекла и кремниевых полупроводников. Следует произвести промышленную разведку слюды и кварца с оценкой запасов и технологическими испытаниями по наиболее благоприятным участкам для экономического освоения района. (В. П. Е. и В. Н. Б.). См. также РЖ Геол., 1960, № 7, 13258.

322. Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И. Д. Химические формулы минералов. II. О формуле иринита.¹ Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 2, стр. 207—212. Q-36-IV, V.

Доказывается необходимость при выводе формул, характеризующих минеральный вид, брать за основу достоверно определенные количества элементов, не допуская, без особых оснований, исключения каких бы то ни было компонентов. Одновременно указывается на недопустимость приписывать метамиктным минералам тип формулы, выделенный на основе рентгенограмм прокаленного материала.

В качестве примера ошибочного расчета химического анализа приводится минерал иринит, изученный Л. С. Бородиным и М. Е. Казаковой и отнесенный ими к группе перовскита «с дефектной структурой».

1) Приравнивая $(O + OH)$ трем, авторы выводят для иринита формулу: $(Na_{0.34}Ce_{0.24}Th_{0.08}Ca_{0.05}O_{0.71} \cdot (Ti_{0.95}Nb_{0.08}Fe_{0.02})_{1.05}[O_{2.78}(OH)_{0.22}])$.

Условно они принимают, что при $B=1$ A должно быть равно $1-x$ и $(OH) \doteq x$; тогда $A_{0.68}B[O_{2.65}(OH)_{0.21}]_{2.86}$, т. е. в формуле имеет место нехватка 0.8% H_2O .

2. Иринит рентгеноаморфен, но после прокаливания до 650° из него удалась вся вода, и структура стала близкой к перовскиту. Не исключена возможность появления при этом рутила и ториянита. Сравняются дебаграммы иринита, лопарита и перовскита.

3. «Дефектной структуры», как известно, метамиктный минерал вообще иметь не может. При расчете, без предвзятого мнения, получается общая формула $A_4B_6(OH)_{17}$, из которой можно вывести и частную формулу проанализированного образца. Дополнив результаты анализа соответствующими количествами неопределенных компонентов (Sr, Ta, K), получим формулу:

$[Th_{0.46}Ce_{1.37}Ca_{0.18}Sr_{0.07}Na_{1.89}K_{0.03}]_{4.0} \cdot [Ti_{5.46}Nb_{0.43}Ta_{0.1}Fe_{3.10}]_{6.0}[O_{15.71}(OH)_{1.29}]_{17}$, т. е. $A_4B_6(O, OH)_{17}$. Граф. — 3 табл. Библи. — 3 назв. (И. В. Б.).

323. Б о р н е м а н — С т а р ы н к е в и ч И. Д. Химические формулы минералов. III. О формулах гельбертрандита и бериллита. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 3, стр. 349—356.

¹ Иринит найден в Хибинах, Кольский полуостров. См.: Л. С. Бородин и М. Е. Казакова. ДАН СССР, 1958, т. 97, № 4.

На примерах вывода химических формул гельбертрандита и сферобертрандита автор показывает, что нельзя пренебрегать компонентами, которые по данным химического анализа находятся в нем в относительно малых количествах. При условии полноценного анализа, если данный элемент не является посторонней примесью, он должен найти свое место в химической формуле изучаемого минерала. Если считать, что он не может входить в состав, то он должен войти в состав минерала примеси, который при выводе химической формулы изучаемого минерала целиком исключается из рассмотрения. Автор доказывает, что выведенные Е. И. Семеновым формулы (РЖ Геол., 1958, 19178) гельбертрандита и сферобертрандита не соответствуют их химическому составу. Библ. — 9 назв. (З. В. Ш.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12775.

324. Б о р о в и к - Р о м а н о в а Т. Ф. О редких элементах из пегматитовых жил Кольского полуострова. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса, Тр. геохимического симпозиума (декабрь, 1957 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 59—60.

325. Б о р о в и к о в П. П. О мусковитовой минерализации в пегматитах Кольской серии. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 20, стр. 11—28. R-36-XIX—XXII, XXV—XXVIII.

В статье приводятся материалы, характеризующие мусковитовые пегматиты северо-западной части Кольского полуострова. Район сложен докембрийскими породами, образующими полосу шириной 30—100 км и длиной 220—250 км, вытянутую в северо-западном направлении. В геологическом строении района участвуют три группы пород: кольская серия, железорудная свита, верхнепротерозойские граниты и гранодиориты III группы. Основное место среди них (до 75%) занимают нижнепротерозойские гнейсы и мигматиты кольской серии. Тектоника района сложная.

Пегматиты района по условиям залегания, составу и структуре разделяются на 2 группы: 1) более древние, залегающие в гнейсах согласно, крутопадающие и 2) более молодые, северо-восточного простирания и пологого падения, часто совпадающие с зонами катаклаза и милонитизации.

Для обеих групп пегматитов типичны линзо- и жилкообразные формы. Минералогический состав пегматитов первой группы определяется присутствием кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, чешуйчатого биотита и мусковита. Структура их массивная, мелкозернистая. Пегматиты второй группы обладают более сложным минералогическим составом, где наряду с перечисленными выше минералами встречаются альбит (сахаровидный и пластинчатый), мусковит, биотит, черный турмалин, апатит, гранат, берилл, жильбертит, серицит, магнетит, гематит, сульфиды, колумбит, танталит, ортит и вторичные — хлорит, каолинит, водные окислы железа. Структуры их пятнистые, блоковые, гнездовые, пегматоидные. В пегматитах второй группы широко развиты процессы альбитизации и образование кварц-мусковитового комплекса.

Мусковит в пегматитах встречается в трех генерациях. Первая генерация связана с сегрегацией кварца в пегматитах второй группы, образует мелкие листочки (3×5 см), высококачественная, в толстых пачках рубиновая, зеленоватая, бесцветная. Мусковит второй генерации приурочен к трещинам в блоковых участках и в висячих зальбандах жил, зеленый, от чешуек до размеров 12×15 см, сильно деформирован, ельчатый, разбит на параллельные полосы. При рудоразборке почти целиком уходит в скрап. Мусковит третьей генерации входит в состав блоков кварц-мусковитового пегматита. Некрупный (III группа промышленного сырца), светло-зеленый, бурый, рубиновый, иногда деформирован. Дает выход колотой слюды до 20—30%.

Зоны мусковитовой минерализации в пегматитовых жилах достигают размеров 25×2 м. Отмечается четыре стадии образования минералов и формирования текстур: 1) формирование пегматитов первой группы, массивных, графических в толще сильно дислоцированных гнейсов; 2) сегрегация кварца и полевого шпата под действием растворов, проникающих по тектоническим трещинам (развитие блоковой структуры, образование мусковита первой генерации, турмалина, апатита, граната); 3) развитие трещиноватости по границам блоков и процессов метасоматоза, образование акцессорных минералов, мусковита второй генерации; 4) широкое развитие альбитизации и кварцевого метасоматоза, хлоритизации и серицитизации, образование главной массы мусковита третьей генерации.

Трещинная тектоника захватывает все месторождения пегматитов. Интенсивно проявляются все формы разрывных нарушений. Главным фактором, контролирующим размещение поздних минеральных ассоциаций в пегматитовых телах, является внутриминерализационная тектоника, что свидетельствует о высокой активности эндогенного процесса. Она приводит также к значительной деформации мусковита, что резко снижает его качество. При значительном содержании мусковита во многих пегматитовых телах выход деловой слюды близок к нулю. Перспективы района оцениваются отрицательно. Библ. — 10 назв. (В. Н. Б.).

326. Б о р о д и н Л. С. О перовскитовом оруденении в массиве Вуориярви. Геология рудных месторождений, 1959, № 5, стр. 21—30. Q-36-VII.

Массив Вуориярви сложен в основном пироксенитами и ийолитами. Пироксениты, примыкающие к ийолитам, представлены мелкозернистыми и среднезернистыми разностями и отличаются постоянным содержанием апатита (до 10—20%), которому сопутствуют роговая обманка и перовскит, иногда гранат и нефелин. В удалении от контакта с ийолитами пироксениты приобретают крупнокристаллическую структуру, флогопитизированы и содержат титано-магнетит и перовскит. Рудные минералы образуют неправильные зоны вкрапленности в ослоденелых пироксенитах, шпировидные обособления или маломощные жилки. Получены данные, свидетельствующие о метасоматическом генезисе перовскита и связи перовскитового оруденения с процессом флогопитизации пироксенитов. Частая локализация перовскита в пределах титаномagnetитовых участков пироксенитов объясняется не одновременной кристаллизацией этих минералов из остаточной рудной магмы, а преимущественным замещением перовскитом титано-магнетита в процессе метасоматического изменения рудных пироксенитов. Наряду с этим титано-магнетит мог выделяться с перовскитом в зонах катаклаза и перекристаллизации пироксенитов с образованием рудных линз, жил или зон вкрапленности.

Установленная связь перовскитового оруденения с процессами щелочного метасоматоза (флогопитизацией) подтверждает общую закономерность — приуроченность перовскитовых и карбонатитовых месторождений к массивам комплексных ультраосновных—щелочных пород и их отсутствие в обычных массивах ультрабазитов или нефелиновых сиенитов. Библ. — 5 назв. (К. Л. В.). РЖ Геол., 1960, № 9, 17810.

327. Б о р о д и н Л. С., Н а з а р е н к о И. И. О пирохлоре из жильных образований Ловозерского и Хибинского щелочных массивов. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 138—143. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-IV—VI.

Пирохлор обнаружен в одной из апатитово-эгириновых жил Восточного цирка долины Коклухтиуай (Ловозерский массив), приуроченной к контакту фойяитов и луювритов и секущей обе эти породы. Жила сло-

жена эгирином (50%), микроклином (25—30%) и апатитом (до 20%), а также пироксеном, ильменитом, цирконом, нефелином и арфведсонитом. В жиле выделяются 3 зоны: центральная (апатитовая) и приконтактовые (эгирин-полевошпатовые). Пироксен встречается в виде отдельных мелких зерен (до 0.5—1.0 мм) или небольших скоплений. По цвету различаются красновато-бурая и темно-бурая разновидности. Уд. в. 3.75. Хим. состав минерала (2 анализа, в вес. %): Nb_2O_5 — 52.61 и 52.08; Ta_2O_5 — 1.40 и 1.60; TiO_2 — 7.29 и 7.30; ZrO_2 — 0.44 и 0.53; Fe_2O_3 — 0.84 и 0.84; Al_2O_3 — 0.55 и 0.50; MgO — 0.37 и 0.55; CaO — 14.36 и 13.80; Na_2O — 2.55 и 2.56; MnO — 0.83 и 1.16; Ce_2O_3 — 4.63 и 4.75; U_3O_8 — 0.34 и 0.20; SiO_2 — 5.52 и 5.46; H_2O^+ — 5.30 и 5.34; H_2O^- — 1.06 и 1.77; F — 2.70 и 2.63; сумма 99.63 и 99.97 (с поправкой на F). В Хибинском массиве пироксен встречается как в пегматитах, так и в эпигенетических жилах. Пироксен в пегматитах бывает первичный и вторичный. Первичный выделяется в конечную стадию кристаллизации пегматитов и наиболее характерен для пегматитов ильменит-микроклинового типа, вторичный встречается в альбитизированных участках пегматитов и образуется в результате метасоматического замещения первичных минералов пегматита. В эпигенетических жилах пироксен представлен микроскопически мелкими кристалликами. Граф. — 1 табл. Библ. — 6 назв. (О. В. Б.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12749.

328. Буланова З. Ф. Опробование Кукисвумчоррского апатитового месторождения по типам руд. Зап. ЛГИ, т. 36, вып. 2, 1959, стр. 84—94. Q-36-IV, V.

Метод опробования по типам руд был впервые предложен (Сов. Геология, 1941, № 4) для медно-колчеданных месторождений Урала. На Кукисвумчоррском апатитовом месторождении особенности строения рудного тела и характер оруденения позволяют с успехом применить этот метод. При этом обеспечивается необходимая точность определения среднего содержания в блоке. Будучи равнозначным с применяемым способом опробования (бороздовым), метод опробования по типам руд обладает рядом преимуществ: экономической эффективностью, простотой и высокой производительностью. Для Кукисвумчоррского апатитового месторождения метод опробования по типам руд является наиболее рациональным. Библ. — 6 назв. (А. П. П.). РЖ Геол., 1960, № 5, 9440.

329. Булах А. Г. Валунные дайки Турьего мыса. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7, стр. 61—65. Q-36-XVII.

Приводится описание валунных даек, обнаруженных автором на Турьем мысе. Дайки залегают среди гранодиоритов и песчаников терской свиты. Они имеют отчетливо секущее залегание по отношению к вмещающим породам и в свою очередь рассекаются жилами ийолитов, турьитов и дайками молодых лампрофиров. Валунные дайки относятся к первой группе лампрофиров. Простирание даек субмеридиональное при вертикальном падении. Форма их неправильная, с раздувами и пережимами. Мощность колеблется от 0.4 до 1 м, видимая протяженность 10—30 м. Валунные дайки сложены измененным мончикитом, заключающим обломки гранат-пироксеновых амфиболитов, лабрадоритов, лейкократовых габбро, тонкополосчатых габбро (?), ийолитов, милонитизированных гранитов и некоторых других, сильно измененных пород. В небольшом количестве наблюдаются включения вмещающих гранодиоритов и песчаников. Обломки в дайках обычно округлены, контуры их сглажены, имеют шаровидную, эллипсоидальную форму, не отличимую от формы галек и валунов. Размеры этих «галек» от 1—2 до 5 см. Количество обломков не превышает 7—10% объема даек; распределены они беспорядочно. Ближайшим районом распространения различных амфиболитов и габброидных пород, аналогичных заключенным в валунных дайках, является массив

габбро-норитов в районе Порьей губы, расположенный в 60 км к западу от Турьего мыса. Перенос обломков упомянутых пород из этого района кажется невозможным, и поэтому предполагается, что они вынесены с большой глубины из толщи пород, подстилающих гранодиориты и песчаники и еще не вскрытых эрозией на Турьем мысе. Сглаженная, округлая форма является результатом оплавления. Никаких признаков изменений под действием «магматического цемента» в обломках не наблюдается. Таким образом, вопрос о происхождении их формы остается неясным. Валунные дайки Турьего полуострова относятся к палеозойскому комплексу щелочных пород. Библ. — 5 назв. (В. Н. Г.).

330. Булах А. Г., Курбатова Г. С. Циркон из карбонатов Себляврского массива (Кольский полуостров). В сб.: Материалы к минералогии месторождений полезных ископаемых, I, Л., Гостоптехиздат, 1959, стр. 3—9. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 26). R-36-XXVII.

Для постмагматических образований Себляврского массива на Кольском полуострове, представленных карбонатами, апатито-карбонато-амфиболовыми породами и продуктами изменения гипербазитов и ийолитов, характерно присутствие разнообразных минералов редких и рассеянных элементов, в частности циркона, особенно обычного в кальцито-доломитовых карбонатах. Последние залегают среди пироксенитов и оливинитов в виде крутопадающих жил мощностью от нескольких сантиметров до 5 м и более. Циркон встречается в ассоциации с кальцитом, доломитом, флогопитом, титано-магнетитом, апатитом, баритом, ильменитом и сульфидами, сопровождается акцессорными минералами — циркелитом, бадделитом, пироксеном. Он образуется почти одновременно с пироксеном и является одним из поздних минералов карбонатов. Кристаллы Zr дипирамидального облика, наблюдавшиеся формы: (111), 110, (101), (131), (331), (011), (221). Преобладают (111) и (221). Кристаллы очень сходны с кристаллами Zr из Ковдорского массива и из Лесной и Озерной варак на Кольском полуострове. По-видимому, дипирамидальный облик с развитием форм (111) и (221) и слабым развитием призматического пояса характерен для кристаллов циркона карбонатов. Хим. состав Zr (в вес. %): SiO_2 — 31.34; ZrO_2 — 68.09 (в том числе HfO_2 — 1.52); TiO_2 — сл.; Fe_2O_3 — 0.27; $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ — 0.17; CaO — не обнаружена; MgO — не обнаружена; H_2O — 0.13; п. п. п. — 0.20; сумма — 100.20. Граф. — 2 табл. Библ. — 6 назв. (Е. Е. К.). РЖ Геол., 1962, № 2, В 146.

331. Буссен И. В. Интрузия мурманитовых порфировидных луявритов в Ловозерском щелочном массиве. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 28—37. Q-36-V, VI.

Мурманитовые порфировидные луявриты составляют в теле Ловозерского массива сложную серию пород меланократового ряда нефелиновых сиенитов и различаются по присутствию одного из характерных для серии в целом минералов — мурманита, ломоносита, рамзаита, лампрофиллита, ловозерита и энигматита. Все они связаны тесными переходами и слагают сложнопостроенные жилообразные и пластовые тела и штоки, приуроченные к комплекс-плутону эвдиалитовых луявритов. В глубинах комплекс-плутона можно предположить слияние всех обособленных тел мурманитовых луявритов. Внедрение последних, по-видимому, не составляет самостоятельного этапа эруптивной деятельности, но может рассматриваться как поздняя субфаза интрузии эвдиалитовых луявритов. Первичная горизонтальная расслоенность, характерная для всех пород массива, распространяется и на мурманитовые луявриты, а также является результатом магматической дифференциации на глубине. Библ. — 8 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26588.

332. Буссен И. В. К тектонике ловозерской осадочно-вулканогенной свиты Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского

филиалов АН СССР, 1959, № 4, стр. 15—19. Q-36-V, VI. Работа Кольского фил. АН СССР, 1957 г.

В пределах Ловозерского щелочного массива известно большое число ксенолитов (и остатков кровли массива), сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными верхнедевонскими (или нижнекарбовыми) породами, объединенными в ловозерскую свиту. Крутое залегание слоев в фойяйте было известно давно. Описываются складки, впервые обнаруженные в ряде ксенолитов в 1957 г. Складки изоклиналиные, обычно опрокинутые на восток или юго-восток, сложенные туфогенными сланцами, подобными тем, в которых ранее, в 1936—1937 гг., были обнаружены остатки растений.

Таким образом, впервые доказано проявление пликативных верхнедевонских дислокаций в центре Кольского полуострова, предшествующих внедрению щелочной магмы. Граф. — 1 карта. Библ. — 10 назв. (И. В. Б.)

333. Буссен И. В., Смирнова С. И. Натечные образования из штолен горы Карнасурт в Ловозерских тундрах. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 116—120. Q-36-V, VI.

В работе даны результаты изучения своеобразных сталактитов, встречаемых в штольне, пройденной по фойяитам и ювитам. Сталактиты, сопровождающиеся корочками и натеками, достигают 10—18 см длины, имеют белый или розовый и светло-серый цвет, полупрозрачны. Вещество сталактитов изучено оптически, химически, термически. Состав его смешанный — преобладает опал, в меньших количествах присутствуют водные карбонаты натрия. Это гипергенные образования. Появление их связано с разложением алюмосиликатов в присутствии виллиомита. Граф. — 1 табл. Библ. — 3 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 10, В 212.

334. Буссен И. В., Сахаров А. С. О применении структурного анализа к Ловозерскому щелочному массиву. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 25—28. Q-36-V, VI.

Рассматривается применимость положений структурного анализа Н. А. Елисеева к Ловозерскому щелочному массиву. По мнению Н. А. Елисеева, этот массив представляет собой пластообразное тело, почти целиком сложенное двумя расслоенными комплекс-плутонами, располагающимися друг на друге почти согласно. Выходы щелочных пород у боковых контактов массива принимаются за выходы его нижней границы, а видимая часть разреза — за мощность всего плутона. Массив подобен силлу, полого наклоненному к востоку.

Однако геологическая карта и разрезы массива, составленные ловозерскими геологами еще в 1935—1937 гг. и приведенные в работах Н. А. Елисеева, не соответствуют этим утверждениям. Массив круто уходит вглубь, а нижние слои постепенно скрываются под вмещающими толщами. На разрезах показано, что породы более позднего щелочного комплекс-плутона прорывают и несогласно перекрывают более ранний комплекс-плутон. Показаны и гигантские ксенолиты эруптивной брекчии получившейся при этом прорыве. Буровые скважины 1946—1958 гг. вскрыли новые слои, не выходящие на поверхность, что недопустимо по данным структурного анализа Н. А. Елисеева. При бурении признаков дна не обнаружено.

Критикуются также генетические суждения Н. А. Елисеева, согласно которым расслоенность в массиве явилась следствием горизонтального движения магмы в широтном направлении и гравитации. Действие гравитации в пределах массива — постоянно; степень же расслоенности комплексов щелочных пород и порядок чередования в них слоев, как указывает и сам Н. А. Елисеев, одинакова и у предполагаемых выводных

каналов, и у противоположного края массива. Мощность и состав слоев уртитов не связаны с мощностью и характером слоев ниже лежащих пород. Это противоречит суждению Н. А. Елисеева о становлении таких слоев путем отделения (всплывания) кристаллов нефелина из ниже лежащих промежутков между слоями. Независимость внутреннего строения первично расслоенных интрузивных массивов (положение в них слоев) от внешних контактов характерна не только для Ловозерского, но и для ряда других массивов. Авторы полагают, что нельзя говорить о суждениях и принципах структурного анализа в изложении Н. А. Елисеева как об основе для учебного руководства. Библ. — 10 назв. (А. С. С.).

335. Б у с с е н И. В. Элатолит с горы Малый Пункаруайв в Луяврурте. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 141—142. Q-36-V, VI.

В большой округлой глыбе полевого шпата, частично замещенного уссингитом, в уссингитовой жиле горы Малый Пункаруайв (юго-восточная часть Луяврурта) наблюдались элатолиты. В центральных частях глыбы они сложены свежим галенитом, закономерно ориентированным: одна плоскость спайности лежит в плоскости «веточки» элатолита, 2 другие перпендикулярны к ней. По направлению к периферии глыбы галенит сменяется англезито-церусситовой тонкокristаллической массой, затем — охристым рыхлым веществом. Спектральные анализы установили присутствие в галените Zn, Ag, Bi и As. В охристой массе по мере удаления от галенита эти элементы постепенно исчезают и возрастает количество Fe. Предполагается, что в Луяврурте элатолиты являются результатом разложения галенита. Галенит в пегматитах этого массива имеет своеобразные формы развития, напоминающие скелетные образования. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1960, № 11, 23187.

336. В е к с л е р В. И. Индукционный метод исследования окрестностей буровых скважин. Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 34, стр. 21—41. Q-36-III.

Приводятся краткие сведения о теории метода, аппаратуре и результатах экспериментального опробования метода. Основной объем работ был выполнен в 1957 г. на медно-никелевом Мончегорском месторождении с целью опробования метода при разведке сравнительно маломощных рудных жил. Индукционный метод исследования окрестностей скважин успешно обнаруживает хорошо проводящие рудные тела и определяет их приблизительные размеры и элементы залегания. Он должен проводиться в комплексе с другими геофизическими методами, например с межскважинным радиоволновым просвечиванием, методом заряженного тела и т. д. В результате сократятся расходы на производство буровых разведочных работ и повысится их эффективность. Библ. — 2 назв. (В. С. С.).

337. В е р ж б и ц к и й Л. П., Л е м е ц В. И. Опыт определения мощности рыхлых отложений с помощью ВЭЗ на участках центральной части Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, стр. 47—49.

Электроразведочные работы методом ВЭЗ были предприняты для определения мощности рыхлых отложений в связи с предстоящими гидротехническими работами. Построены разрезы по двум профилям ВЭЗ общей протяженностью 6.5 км. Выделены 3 геоэлектрических слоя: 1) слой мощностью 2—3 м с удельным электрическим сопротивлением от 100 до 5000 ом представляет собой болотные отложения; 2) рыхлые отложения с удельным электрическим сопротивлением, изменяющимся от десятков ом на заболоченных участках до сотен и тысяч ом на увлажненных участках и до десятков тысяч ом на сухих местах; мощность слоя изменяется от 8 до 25 м; 3) удельное электрическое сопротивление слоя (коренные

породы) лежит в пределах от 5000 ом до бесконечности. Кровля коренных пород в основном следует за поверхностным рельефом, образует несколько погребенных депрессий, которые, возможно, являлись руслами стока доледникового бассейна, располагавшегося на месте современного оз. Умбозеро. Библ. — 5 назв. (Т. А. Ф.). РЖ Геол., 1961, № 3, Г 644.

338. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, 1959, № 7, стр. 571—607. Резюме англ.

Определен изотопный состав Pb из галенитов и Pb-примеси из руд различного возраста по всей территории Балтийского щита. Всего исследовано около 100 образцов. По изотопному составу Pb выделяются 2 эволюционные кривые свекофенского и карельского типов. Свекофенский более однороден и характеризуется более высокими значениями отношений ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb по сравнению с карельским. Кроме Pb, изотопный возраст которого соответствует времени образования минералов, обнаружен ряд изотопов Pb, возраст которых значительно выше, чем возраст вмещающих руд и пород. Предложен график расчета возраста Pb по изотопному составу, основанный на представлении о дифференциации земного вещества и на эмпирических закономерностях изотопного состава разновозрастных изотопов. Выделено несколько групп, типичных для всей территории. На основе данных по изотопному составу Pb высказан ряд соображений относительно геологической истории щита. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26215.

339. Виноградова П. С. Некоторые особенности осадкообразования в губах восточного Мурмана. Тр. Полярного научн.-исслед. ин-та морского рыбного х-ва и океанографии, вып. 11, 1959, стр. 26—34. R-37-XXXIV.

Своеобразие рельефа дна отдельных губ восточного Мурмана нашло отражение в характере и распределении их осадков. Преобладает аккумуляция песчаных и илистых отложений. Происходят также процессы абразии, размыва и пересортировки материала. Осадки образуются за счет размыва главным образом кристаллических пород ближайшего берега (гранитоиднейсов с жилами основных пород) и четвертичных отложений (песчаных и глинистых). Реки обогащают осадки растительным детритом, органическим веществом, гуминовыми кислотами и окислами железа, образуя своеобразные осадки: торфоподобные (Иоканьга) и типа сапропелевых илов (Ивановская). Губы восточного Мурмана представляют собой водоемы, довольно мелководные и в разной степени отчлененные от моря. Дальнейшее поднятие побережья Кольского полуострова может привести к полной изоляции от моря и отмиранию водоемов как морских бассейнов. Фация песчанистого ила при этом сменится фацией ила, и затем озерного ила. (Т. А. Г.) РЖ Геол., 1961, № 6, А 274.

340. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив (породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). М., Изд. АН СССР, 1959, 623 стр. (ИМГРЭ). Q-36, V, VI.

Ловозерский массив нефелиновых сиенитов — сложное тело, образовавшееся в несколько фаз интрузивной деятельности. Абсолютный его возраст, по данным Э. К. Герлинга (1941), 266 млн лет (верхний девон—нижний мел). В строении массива принимают участие четыре комплекса пород: 1) эвдиалитовых луявритов; 2) дифференцированный комплекс; 3) пойкилитовых сиенитов и 4) жильных пород. Щелочная интрузия прорывает архейские образования и содержит ксенолиты кровли осадочно-эффузивных пород девонского возраста. На контакте с археем наблюдаются контактово-метасоматические изменения.

Комплекс эвдиалитовых луявритов составляет верхнюю часть массива, его мощность 150—500 м, он сложен эвдиалитовыми луявритами (основ-

ная масса), порфировидными луявритами, порфировидными ювитами, эвдиалитами.

С породами этого комплекса связано большое количество пегматитовых тел. Большинство из них приурочено к нижней части комплекса. Наблюдаются фазовые и фациальные пегматиты. Для пород комплекса характерны минералы Zr. Пегматиты наряду с эвдиалитом-эвколитом в больших количествах содержат нептунит, рамзаит, лампрофиллит, мурманит. В пегматитах в значительной степени проявлены процессы замещения — натролитизация, альбитизация, содалитизация, уссингитизация.

Дифференцированный комплекс мощностью свыше 1000 м составляет нижнюю часть массива. Он сложен фойяитами, луявритами, урритами, ийолит-урритами, малиньитами. Характерно его четко выраженное слоистое строение, обусловленное закономерным чередованием пород, большое количество пегматитов. Среди последних наблюдаются фациально фазовые и фазовые разновидности. Характерной чертой пегматитов этого комплекса является наличие фациальных пегматитовых горизонтов. В пегматитах комплекса меньше минералов Zr (по сравнению с пегматитами предыдущего комплекса), больше минералов Nb и Ti (мурманита, ломоносавита, рамзаита, энigmatита и др.). Зональность в пегматитах выражена слабо. Наиболее развитыми процессами замещения в пегматитах являются альбитизация и натролитизация.

Пойкилитовые сиениты слагают интрузивные тела площадью до 1,5 км² среди пород описанных выше комплексов. Этот комплекс слагают нефелиновые, содалитовые и гидросодалитовые сиениты.

Среди пегматитов встречаются как фациальные, так и фазовые. Первые преобладают. Пегматиты этого комплекса имеют наиболее сложный минералогический состав, в них обнаружено более 120 минеральных видов. Характерны большие мощности, хорошо выраженная зональность, повышенное содержание Th, редких земель, Be, Li, Mn, Ga, большое разнообразие минералов (микроклин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит, гакманит, натролит, уссингит и альбит).

В массиве встречаются пегматиты контаминированные и линии скрепления. В них в значительных количествах присутствуют сфен, манганойльменит, циркон и биотит, в то время как минералы, характерные для щелочных пород и пегматитов чистой линии, представлены в незначительных количествах.

В составе Ловозерского массива в настоящее время насчитывается свыше 130 минеральных видов, из которых 60 содержат редкие элементы. Более 50 минералов не встречены в других массивах или присутствуют в них в незначительных количествах. К главным минералам относятся нефелин, микроклин, эгирин, арфведсонит, ортоклаз, альбит, содалит, гакманит, гидросодалит, уссингит, натролит и анальцит.

Среди редкометалльных минералов — 27 минералов Nb и Ti (лопарит, пироклор, ломоносавит, мурманит, лампрофиллит, энigmatит, лабунцовит, манганойльменит, белянкинит, герасимовскит и др.), 11 минералов редких земель и Th (беловит, ринколит, нордит, стенструпит, карнасуртит и др.), 10 минералов Zr (эвдиалит—эвколит, ловозерит, катапелит, цирфесит, циркон и др.), 8 минералов Be (чкаловит, эпидидимит, бериллит, карпинскиит и др.), 5 минералов Li (тайниолит, полилитионит и др.). К второстепенным и аксессуарным относятся минералы, не содержащие в своем составе редких элементов в качестве основных компонентов (пектолит, шизолит, биотит, натроопал, виллиомит, сфалерит, пирит, пирротин и др.). В составе массива установлено 67 химических элементов, в том числе 14 элементов группы редких земель. Средний химический состав Ловозерского массива отличается от среднего состава нефелино-

вых сиенитов (по Р. О. Дэли, 1936 г.) несколько пониженным содержанием Si, Al, K, Ca, P и повышенным содержанием Fe, Na, Fi, Mg. В отличие от интрузий кислых, средних и ультраосновных пород, Ловозерский массив обогащен Na, K, Fe³⁺, Ti, Mn и обеднен Ca, Mg, Te²⁺. По содержанию Si и Al он занимает промежуточное положение между гранитами и основными породами.

Внедрение щелочной магмы, из которой образовался Ловозерский массив, было явлением одноактным. Все разнообразие пород дифференцированного комплекса, слагающего большую часть объема массива, является главным образом результатом кристаллизационной дифференциации щелочной магмы чистой линии, происходящей под покровом вмещающих пород и эвдиалитовых луавритов. Пойкилитовые сиениты представляют собой более позднюю фазу. Они образовались в результате внедрения в породы дифференцированного и эвдиалитового комплексов расплавов, возникших в теле самого массива вследствие обогащения обычной щелочной магмы летучими. Граф. — 201 табл. Библ. — 217 назв. (А. В. А.).

341. Волков В. П., Савинова Е. Н. О распределении рубидия и K/Rb-отношении в породах Ловозерского щелочного массива. Геохимия, 1959, № 6, стр. 524—529. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Изучалось распределение Rb в Ловозерской щелочной интрузии. Щелочные породы, слагающие интрузию, образуют 4 комплекса, отвечающие четырем фазам ее формирования. Среднее содержание Rb в породах приведено в таблице.

Фаза интрузии	Породы	Rb · 10 ⁻⁴ %	K/Rb
I	Пойкилитовые и другие нефелиновые сиениты	140	280
II	Луавриты, фойяиты, уртиты . .	205	200
III	Эвдиалитовые и порфириовидные луавриты	230	170
III A	Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты	145	170

Среднее содержание Rb составляет 210 г/т. Содержание Rb в нефелиновых сиенитах массива закономерно увеличивается от 140 г/т в породах I интрузивной фазы до 230 г/т в III. Отношение K/Rb в нефелиновых сиенитах массива закономерно уменьшается к концу магматического процесса от 280 для I фазы интрузии до 170 в III. Среднее отношение K/Rb для массива равно 195. Низкое отношение K/Rb (170) для пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов подтверждает их связь с III фазой интрузии. В комплексе луавритов-фойяитов-уртитов наиболее богаты Rb полевошпатовые разности нефелиновых сиенитов (фойяиты), а наиболее бедны существенно нефелиновые (уртиты). Наиболее молодые породы массива — пойкилитовые нефелиновые сиениты и тавиты, а также жильная серия мончикитов бедны Rb. Библ. — 11 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 8, 14661.

342. Вологовская Н. А., Кухаренко А. А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных—щелочных пород. (По поводу ст. Л. С. Бородина). Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 3, стр. 110—112.

Концепцию Л. С. Бородина о метасоматическом происхождении щелочных пород, связанных с ультраосновными массивами Кольского полу-

острова, авторы считают несостоятельной, так как ийолиты и мельтейгиты характеризуются структурами и текстурами, типичными для магматических пород. На контакте с гипербазитами они образуют зоны артеритовых мигматитов, сопровождаемых интенсивным изменением минералов гипербазитов. Местами они образуют самостоятельные мельтейгит-ийолитовые интрузии. Перовскит, являющийся обычным породообразующим минералом гипербазитов, концентрирующим Nb, Ta, Zr, Hf и др., в щелочных породах отсутствует. (Т. М. Д.). РЖ Геол., 1959, № 12, 25455.

343. В я у р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Перевод с финск. Под ред. Л. Я. Харитоновой. М., Изд. Иностран. лит-ры, 1959, 295 стр. Библ. — 162 назв.

См. вып. I. Период VII (1951—1955 гг.), реф. № 81.

344. Г а л а х о в А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., Изд. АН СССР, 1959, 170 стр. (АН СССР, Кольский фил. им. С. М. Кирова). Q-36-IV, V.

Дается детальное геолого-петрографическое описание одного из наиболее интересных и своеобразных комплексов нефелиновых сиенитов Хибинского щелочного массива — рисчорритов, возникших в две тесно связанные, следовавшие друг за другом субфазы, образовавшие кольцевую и неполнокольцевую интрузии. Каждая из них характеризуется определенным геологическим положением, особенностями структуры, минералогического и химического состава слагающих их разновидностей рисчорритов.

Впервые охарактеризованы химические составы главнейших породообразующих минералов — полевого шпата и нефелина. Установлено, что полевой шпат и нефелин ранних генераций — более калиевые. Химический состав разновидностей рисчорритов изменяется в пространстве и времени: от ранней интрузивной субфазы к поздней. Ранняя кольцевая интрузия более недосыщена кремнеземом и характеризуется большей ролью Na_2O и Al_2O_3 . В поздней неполнокольцевой интрузии параллельно с возрастанием кремнезема и уменьшением Al_2O_3 усиливается роль К. Однако К играет ведущую роль на первом этапе кристаллизации этих рисчорритов.

Характерная для рисчорритов пойкилитовая структура и микропегматитовые сростания нефелина и полевого шпата возникли в породах кольцевой и неполнокольцевой субинтрузий на разных этапах кристаллизации магматического расплава. Рассмотрены возможные пути образования пойкилитовой и микропегматитовой структур. Анализ геологопетрографического материала подтверждает магматическое происхождение рисчорритов.

Противоречивость наблюдавшихся возрастных взаимоотношений между рисчорритами и фойяитами не позволила твердо установить положение рисчорритов в схеме образования Хибинского массива.¹

Наиболее перспективными для поисков и разведки полезных ископаемых и в первую очередь апатита представляются южная и западная части Хибинского массива. Граф. — структурно-геологическая карта интрузии рисчорритов. Библ. — 112 назв. (А. В. Г.).

345. Г е р а с и м о в И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд. АН СССР, 1959, 99 стр.

¹ Более поздними работами А. В. Галахова, С. И. Зака, Т. Н. Ивановой, М. М. Калининской подтверждено, что рисчорриты древнее фойяитов. (А. В. Г.).

Утверждается отсутствие отражения структур в основных чертах рельефа. В виде примера монаднок, связанных с выходами более плотных пород, названы массивы Ловчорр и Часначорр в Хибинах. Упоминается связь прямоугольных очертаний Кольского полуострова с трещинной тектоникой двух основных направлений: северо-западного и северо-восточного. Отмечена трудность установления возраста и истории рельефа, предположительно сказано о палеозойских циклах денудации, упомянуто мозаично-блоковое строение Балтийского щита, развившееся в кайнозое. С таким строением, сглаженным денудационным рельефом, обработанным оледенением, связан юный, не установившийся характер речной сети и ее прямолинейный, сетчатый или однообразно ориентированный рисунок. Высказано мнение о влиянии морфоструктуры основания на ледниковую морфоскульптуру. Линейная ориентировка озовых гряд в Северной Финляндии связывается с подвижками ледникового времени по трещинам. (А. А. Н.).

346. Герасимовский В. И., Тузова А. М., Борисенко Л. А., Рассказова В. С. Галлий в породах Ловозерского щелочного массива. Геохимия, 1959, № 5, стр. 449—454. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Ловозерский щелочной массив сформировался в 4 интрузивные фазы. К первой фазе относятся равномернозернистые порфировидные, пойкилитовые и другие нефелиновые сиениты. Породами второй интрузивной фазы являются уртиты, фойяиты, луавриты. Третья включает эвдиалитовые и порфировидные луавриты, а также генетически связанные с ними пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты. Четвертая фаза состоит из жильного комплекса пород (тингваитов, мончикитов и др.). Среднее содержание Ga в породах первой интрузивной фазы $4.1 \cdot 10^{-3}\%$, второй и третьей — $6 \cdot 10^{-3}\%$. Величина отношения Ga : Al $\cdot 10^{-4}$ для пород массива варьирует от 3.5 до 12.4: для пород первой интрузивной фазы — от 3.5 до 4.5, для пород второй фазы — от 5.5 до 7.91 и третьей фазы — от 5.4 до 12.4. Ga в Ловозерском массиве в основном связан с алюмосиликатами, изоморфно замещая Al. Концентрация Ga в породах не является пропорциональной содержанию Al в них. Ga в минералах массива изоморфно замещает не только Al^{3+} , но и Fe^{3+} в эгирине и арфведсоните. Содержание Ga в нефелиновых сиенитах массива выше, чем в тех же породах других массивов. Наибольшее значение величин отношения Ga : Al установлено в породах третьей интрузивной фазы, что указывает на накопление Ga относительно Al к концу магматического процесса. Библ. — 6 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6485.

347. Герасимовский В. И., Знаменский Е. Б. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных горных породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса, Тр. геохимического симпозиума (декабрь, 1957 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 36—44. Q-36-V, VI.

Nb и Ta мало распространены в магматических горных породах, где их среднее содержание составляет 24 и 2.1 г/т соответственно. Они не образуют собственных минералов в изверженных породах, а распространены в них в виде изоморфных замещений с Ti и Zr.

В агапитовых нефелиновых сиенитах Луаврурта соотношение Nb и Ta колеблется от 9 до 15, что соответствует их отношению в главных типах магматических пород — 5—5.7 для кислых и 20 для основных. Отсюда прежние представления о резком преобладании Nb над Ta в нефелиновых сиенитах ошибочны.

Причина такого разделения — в разнице ионных весов. Щелочные породы древних платформ обогащаются элементами с меньшим ионным весом. (В. А. Т.).

348. Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М., Венкина В. А. К геохимии ниобия и тантала в Ловозерском щелочном массиве. Геохимия, 1959, № 7, стр. 646—655. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Рассматриваются новые данные о распределении Nb и Ta в породах Ловозерского массива, который представляет собой сложное тело, сформировавшееся в 4 интрузивные фазы.

Наиболее высокая концентрация Nb и Ta наблюдается в минералах Ti. В большинстве случаев установлена зависимость, выражающаяся в том, что чем больше в породе Ti или Zr, тем больше в ней Nb и Ta. Содержание Nb и Ta в нефелиновых сиенитах массива выше, чем в тех же породах из других районов, или в иных типах магматических пород (кислых и основных). К концу магматического процесса происходит накопление Nb и Ta. В процессе формирования пород не происходило разделения Nb от Ta, поскольку отношение Nb : Ta для пород различных интрузивных фаз одно и то же. В породах с высоким и низким содержанием Zr величины отношения Nb : Ta близки между собой. Не происходит увеличения Ta относительно Nb и в породах, значительно обогащенных Zr. Библ. — 10 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12665.

349. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О распространении рублия и лития в породах Ловозерского массива. Геохимия, 1959, № 1, стр. 60—63. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Приведены данные по распределению Rb и Li в нефелиновых сиенитах. Ловозерский массив сложен следующими породами. I. Равномернозернистые, порфировидные, пойкилитовые и другие разновидности нефелиновых сиенитов (1-я фаза). II. Луавриты, фоййиты, уртиты (2-я фаза). III. Эвдиалитовые луавриты и связанные с ними порфировидные луавриты, тавиты, пойкилитовые содалитовые сиениты (3-я фаза). IV. Комплекс молодых жильных пород (4-я фаза). Содержание Rb и Li в породах массива варьирует в широких пределах: 0.0014—0.045% Rb_2O и 0.0004—0.047% Li_2O . Прямой зависимости между содержанием Rb и K нет. K : Rb колеблется от 97.7 до 647.6, в среднем для массива около 220. Среднее содержание Rb в породах массива комплекса 0.013, второго 0.026 и третьего 0.039% Rb_2O . В процессе развития магматического очага происходит накопление Rb. Породы 3-й фазы богаче Rb, чем породы 2-й и 1-й фаз. Исключение составляют содалитосодержащие породы, генетически связанные с 3-й фазой интрузии. Распределение Li неравномерно, особенно в породах 2-й интрузивной фазы (0.0004—0.0260% Li_2O). Максимальное количество Li установлено в амфиболитовом луаврите (0.026% Li_2O). Среднее содержание Li в породах 1-й фазы 0.0068, 2-й 0.0052 и 3-й 0.0167% Li_2O . В породах 3-й фазы Li значительно больше, чем в породах 1-й и 2-й, что указывает на накопление Li к концу магматического процесса формирования массива. Соотношение между Rb и Li для массива в целом 7.0. В породах массива нет прямой зависимости между содержанием Rb и K, а также между содержанием Li и Mg. Накопление Rb и Li происходит в конце магматического процесса. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1959, № 10, 20752.

350. Гераскина А. С., Уфлянд Ц. И. Геологическое и гидрогеологическое изучение хибинских апатитов и разработка направления дальнейших работ. Сб. аннотаций научно-исследов. работ ГИГХСа за 1953—1956 гг., вып. 1, М., Госхимиздат, 1959, стр. 24—26. Q-36-IV, V.

Указаны общие гидрогеологические условия района апатитовых месторождений Хибин. Даны краткие рекомендации по бурению ряда гидрогеологических опытных и наблюдательных скважин с целью изучения динамики трещинных вод и обводненности горных выработок глубоких горизонтов подземными водами и водами оз. Б. Вудъявр. (А. А. А.).

351. Г и н з б у р г И. В. К развитию наших представлений о понятии «щелочной гранит». БМОИП, отд. геол., т. 64, 1959, № 4, стр. 154—155.

На основании изучения главным образом щелочных гранитов Кольского полуострова с частичным привлечением данных по щелочным гранитам Алдана и Казахстана отмечается сходство количественного минерального и химического состава щелочных гранитов с щелочноземельными. На петрохимической и количественно-минералогических диаграммах щелочные граниты охватывают разновидности от аляскитов до гранодиорит-сиенитов. Название «щелочной гранит» дается по минералогическому составу для гранитов, содержащих наряду с альбитом темноцветные щелочные минералы — эгирин и арфведсонит; «субщелочной гранит» — для эгирин-авгит-гастингсит-биотитовых разновидностей гранитов.

Автор отмечает, что в ходе эволюции магматизма гранитоидных пород Кольского полуострова намечается повышение общей щелочности, а также направленные изменения в составе отдельных минералов. (И. Д. Бат.).

352. Г и н з б у р г И. В. О признаках магматического происхождения пород амфиболитового комплекса свиты воронья-поросозеро (Кольский полуостров). Сов. геол., 1959, № 6, стр. 38—54. Резюме англ. R-37-XXXI.

Свита воронья-поросозеро образует полосу северо-западного простира-ния, залегающую среди мигматитовых гранитных пород, условно относимых к архею. Вулканогенно-осадочные породы свиты делятся на два комплекса: гнейсово-сланцевый и амфиболитовый.

Первичноосадочные породы представлены однообразными биотитовыми гнейсами, слюдяными и разнообразными ставролит-кианитовыми сланцами.

Первичномагматические породы представлены плагиоамфиболитами, метаанортозитами и метаперидотитами.

Породы амфиболитового комплекса слагают согласные тела различных размеров и располагаются между гнейсами и сланцами. Отмечается пестрота состава плагиоамфиболитов. Наличие согласных тел амфиболитов и габбро-анортозитов, залегание их между определенными пачками гнейсов и сланцев, местами тонкое переслаивание тех и других, одинаковое участие их в складчатости — все это не препятствует отнесению пород амфиболитового комплекса к образованиям магматического генезиса. На магматическую природу пород амфиболитового комплекса¹ указывают: 1) текстурно-структурные особенности, 2) вещественный состав, 3) взаимодействие с вмещающими породами, 4) форма сложенных ими тел и их геологическое положение. Приведено 5 химических анализов пород, их количественно-минералогические составы. Библ. — 13 назв. (Л. Л. Г.). См. также РЖ Геол., 1960, № 6, 10866.

353. Г о р б у н о в Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе. Геология рудных месторождений, 1959, № 1, стр. 56—69. R-36-XIX, XXV. Работа Кольского фил. АН СССР.

Печенгская свита залегает непосредственно на архейском гранито-гнейсовом фундаменте и состоит из четырех покровов — диабазов, метадиабазов, порфиритов и туфов, разделенных между собой толщами квар-

¹ В состав «амфиболитового комплекса» И. В. Гинзбург включает самые различные амфиболиты (плагиоамфиболиты, метагаббро-анортозиты, амфиболиты, метаанортозиты, метаперидотиты и т. д.), в то время как они разновозрастны, занимают различное геологическое положение, имеют различный состав и генезис. Последующими работами было доказано присутствие в свите как параметаморфических, так и ортометаморфических амфиболитов. (Л. Л. Г.).

цитов, доломитов, песчаников, туффов и глинистых сланцев. Наиболее мощной (до 600—800 м) и выдержанной по простиранию является туфогенно-осадочная складчатая толща между третьим и четвертым покровами, прорванная на всем протяжении пластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород, с которыми генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Все месторождения и рудопроявления Ni расположены в пределах этой толщи. В рудном поле отчетливо выделяются 3 фазы интрузивно-магматической деятельности. К первой, более ранней фазе относится внедрение габбро-диабазов, не несущих оруденения, ко второй — никеленосных основных и ультраосновных пород и к третьей — формирование пород дайкового комплекса. Интрузии габбро-диабазов и никеленосных пород залегают в виде вытянутых по простиранию пластообразных тел мощностью от нескольких до 300—600 м и длиной от 200 до 7000 м.

По внутреннему строению никеленосные интрузивы разделяются на дифференцированные и недифференцированные. Основную часть дифференцированных интрузивов (до 70%) составляют серпентиниты, на втором месте стоят габбро, на границе между ними в виде узких полос находятся пироксениты. Недифференцированные интрузии состоят преимущественно из серпентинитов, иногда присутствуют габбро. Большую роль в образовании и пространственном размещении медно-никелевых месторождений сыграли трещинные зоны, а также крупные дизъюнктивные нарушения: поперечные меридиональные взбросы, широтные сдвиги и мощные зоны межпластового скольжения и брекчирования.

Весьма перспективными для нахождения новых рудных тел являются участки пересечения межпластовых зон с поперечными взбросами. Оруденение локализуется как путем выполнения полостей самой тектонической зоны с образованием брекчиевидных руд, так и метасоматическим путем в боковых породах, в особенности в благоприятных для рудного метасоматоза серпентинитах. Значительная концентрация сульфидов Ni и Cu как в самой зоне, так и в боковых породах наблюдается только в том случае, если интрузивные породы представлены измененными перидотитами — серпентинитами или их разновидностями. Выделяются: 1) месторождения, приуроченные к крупным широтным тектоническим зонам вдоль контактов массивов ультраосновных пород с другими породами или к местам пересечения массивов этими зонами; 2) горизонты убогого вкрапленного оруденения в серпентинитах дифференцированных интрузивов. Сульфидно-никелевые руды представлены четырьмя основными типами: брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами, оруденелыми серпентинитами и филлитами. Главным промышленным типом являются оруденелые серпентиниты, подавляющая масса которых отложилась метасоматическим путем. Библ. — 11 назв. (И. Д. Г.). РЖ Геол., 1960, № 5, 9121.

354. Гордиенко В. В. Особый тип перекристаллизации в пегматитах. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 20—24. Работа Кольского фил. АН СССР.

Своеобразные процессы перекристаллизации, наблюдаемые в крупных ксеноморфных выделениях микроклина и в некоторых других силикатных минералах пегматитов, состоят в формировании цепочечных агрегатов идиоморфных кристаллов, всегда более мелких по сравнению с материнским зерном. При дальнейшем разрастании процесса создаются типичные параморфозы новообразованного минерала, представленные в случае микроклина панидиоморфными (полиэдрическими) скоплениями, никогда не выходящими за пределы исходного зерна. Оптическая ориентировка новообразований является произвольной и совершенно не зависит от ориентировки материнского кристалла. Этот процесс, ранее описанный

для металлов, может быть назван идиобластической рекристаллизацией в отличие от бластической перекристаллизации, предполагающей обязательное укрупнение зернистости. Термодинамическая сущность рекристаллизации состоит, вероятно, в снятии внутренних напряжений в ранних индивидах путем возникновения новых центров кристаллизации при определенных температурных условиях. Возникающие новообразования становятся равновесными для новой термодинамической среды и растут за счет ранних кристаллов без существенного привноса вещества извне. Библиография. — 10 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1964, № 11, В 344.

355. Денисова М. В. Описание измененных околорудных пород Монче-тундры и Печенги. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 14, стр. 102. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

В процессе формирования эпигенетического оруденения представляется возможным выделить три стадии рудной минерализации: магнетитовую, пирротино-пентландитовую и халькопиритовую. Эпигенетическое оруденение сопровождается околорудными изменениями, которые наиболее развиты на Печенге, а на Монче — слабее.

Близкими по времени к магнетитовой стадии минерализации являются амфиболизация и серпентинизация, к сульфидной — хлоритизация, оталькование и карбонатизация.

Состав измененных околорудных пород ограничивается небольшим числом породообразующих минералов: амфибола, талька, хлорита и карбоната. Для зон измененных пород полевошпатового состава (Монча) характерными являются альбит и кварц. Вторичные минералы образуют пластинчатые, волокнистые и чешуйчатые агрегаты, нередко тесно сростаются с магнетитом и сульфидами. При околорудных изменениях породы обычно светлеют.

Как поисковый признак в Монче-тундре околорудные изменения пород использоваться не могут ввиду их слабого развития.

В нижней части массива (Монче-тундра), где известны эпигенетические рудопоявления халькопиритового состава, околорудные изменения проявлены более сильно. В Печенгском районе они служат поисковым признаком. Однако для центрального участка этого района околорудные изменения развиты очень слабо, что неблагоприятно характеризует перспективы обнаружения здесь богатых руд. (В. С. Д.).

356. Денисова М. В. Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис-Кумужья-Травяная. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 9, стр. 23—30. Q-36-III.

Месторождение приурочено к оливиновым пироксенитам в осевой части массива и простирается приблизительно параллельно его длинной оси. Рудное поле состоит из нескольких десятков жил, размеры которых колеблются по простиранию и падению в широких пределах. Падение жил крутое, направленное к осевой части массива.

На продолжении жил по падению, в нижней части массива, выявлена зона существенно халькопиритового оруденения, представленная отдельными мелкими телами жильоподобной и гнездовой формы, залегающими в плагиоклазовых перидотитах. Халькопиритовые рудопоявления можно разделить на две группы. Первая группа приурочена к зонам смятия и расщепления плагиоклазовых перидотитов, вторая — к дайкам габбро-пегматитов. В процессе изучения жильных руд Ниттис-Кумужья-Травяная было установлено следующее.

1. Разнообразие текстур руд и сложность минеральных ассоциаций в рудных жилах являются следствием стадийного развития рудного процесса при сложном соотношении тектонических движений, пульсационного поступления металлоносных растворов и изменяющихся концентраций S, Fe и других компонентов в ходе этого процесса.

2. Выделяются три стадии рудной минерализации: магнетитовая, пирротино-пентландитовая и халькопиритовая, последовательно сменяющие одна другую и разделенные между собой внутриминерализационными подвижками.

3. В зависимости от проявления той или другой стадии минерализации жилы можно разделить на жилы простого и жилы смешанного состава, имеющие более сложное внутреннее строение. Это обусловлено неоднократным раскрытием рудовмещающих трещин и многократными процессами оруденения.

4. В жилах широко распространены явления замещения габбро-пегматитов, выполняющих ту же систему трещин, а также руд, образовавшихся в предшествующую стадию.

5. Стадийное развитие рудного процесса свидетельствует о прерывности рудообразования и пульсирующем поступлении рудных растворов. Библ. — 4 назв. (В. С. Д.). См. также РЖ Геол., 1960, № 11, 24058.

357. Д о м а р е в В. С. Основные черты металлогении меди. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 86—96.

Описываются общие металлогенические особенности медных месторождений. Металлогеническое развитие территории Карелии и Кольского полуострова в ходе эволюции ниже- и верхнепротерозойских подвижных зон характеризуется тесной связью медного оруденения с основными магмами или их дифференциатами, являющимися первичным источником Cu. Библ. — 20 назв. (Ю. А. А.).

358. Д о р ф м а н М. Д. Выпадение опала из водных растворов в одной из горных выработок Кукисвумчоррского апатито-нефелинового месторождения в Хибинских тундрах. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1959, стр. 142—143. Q-36-IV, V.

В пологих трещинах рихсчорритов был встречен опал, плавающий на поверхности текущей в трещинах воды в виде тонкой пленки. Образование его связано с понижением щелочности растворов, имеющем место в трещинах. В этих условиях растворимость Na_2SiO_3 падает и образуется опал. Библ. — 2 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 1, В 199.

359. Д о р ф м а н М. Д., Р о г а ч е в Д. Л., Г о р о щ е н к о З. И., У с п е н с к а я Е. И. Канасит — новый минерал. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 9, 1959, стр. 158—166. Q-36-IV, V.

Канасит (назван по составу Ca, Na, Si) обнаружен в центральной блоковой зоне крупного пегматитового тела в Хибинских тундрах. Внешняя мелко- и среднезернистая зона пегматита, сложенная нефелином, эгирин-авгитом и микроклином, постепенно переходит в крупнозернистую того же минералогического состава. Центральная блоковая зона сложена нефелином, эгирин-авгитом и адуляром. Канасит всегда ассоциируется с фенакситом, образуя ксеноморфные зерна зеленовато-желтого цвета до 3 см в поперечнике. Черта белая, блеск стеклянный, прозрачен или полупрозрачен, спайность весьма совершенная по одной плоскости и совершенная — по другой, оптически двуосный, отрицательный, $Ng = 1.543$, $Nm = 1.538$, $Np = 1.534$, $2V = 58^\circ$ (Na), $Nm = b$. На (010) Ng образует 2° со следом совершенной спайности. Уд. в. 2.707. Очень легко сплавляется в прозрачное стекло. В кислотах растворяется с выделением SiO_2 . Хим. состав по анализам двух образцов (в вес. %): SiO_2 — 56.08 и 55.71; TiO_2 — 0.10 и 0.06; Al_2O_3 — 0.55 и 0.20; Fe_2O_3 — 1.41 и 0.72; FeO — 0.71 и 0.36; MgO — 0.05 и 0.26; CaO — 20.95 и 20.39; MnO — 0.38 и 0.41; Na_2O — 8.01 (?) и 7.08; K_2O — 8.47 и 10.63; H_2O^+ — 1.11 и 1.25; H_2O — 0.49 и 0.60; F — 2.21 и 2.17; Cl — 0.22 и нет; CO_2 — 0.20 и нет; P_2O_5 — 0.04 и 0.08; сумма — 100.98 — 0.96 = 100.02 и 99.92 — 0.91 = 99.01. Формула: $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_5(\text{Ca}, \text{Mn})_4 \cdot (\text{Si}_2\text{O}_5)_5 \cdot (\text{F}, \text{OH})_3$. Минерал моноклинный;

$a_0 = 18.87$, $b_0 = 7.24$, $c_0 = 12.60$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 2.606 : 1 : 1.740$; $\beta = 112^\circ$. Характерные линии дебаеграммы 3.074 (10, широкая), 1.814 (9), 2.901 и 1.638 (8), 4.68 (7), 4.80 и 2.354 (6). (Э. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 8, 14787.

360—361. Д о р ф м а н М. Д., Б у с с е н И. В., Д у д к и н О. Б. Некоторые данные по избирательному растворению минералов. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 9, 1959, стр. 167—171. Работа Кольского фил. АН СССР.

В количественном минералогическом анализе пород содержание некоторых минералов приходится определять путем их избирательного растворения. Исследовалось растворение в уксусной, соляной и азотной кислотах различной концентрации и при разных температурах кальцита, нефелина, цеолитов, апатита, оливина, пренита, мелилита, перовскита и титано-магнетита. Установлены оптимальные условия растворения кальцита при минимальном одновременном растворении нефелина, апатита, цеолитов. Подобраны условия для избирательного растворения апатита и оливина в присутствии пироксенов, амфибола и перовскита. (О. Б. Д.).

362. Д о р ф м а н М. Д., Р о г а ч е в Д. Л., Г о р о щ е н к о З. И., М о к р е ц о в а А. В. Фенаксит — новый минерал. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 9, 1959, стр. 125—157. Q-36-IV, V.

В Хибинских гундрах, в крупноблоковой зоне крупного пегматитового тела, связанного с интрузией ийолит-уртитов, в промежутках между выделениями адуляра, нефелина, эгирин-авгита и эвдиалита наблюдались ксеноморфные зерна эвдиалита до 2—4 см в поперечнике, светло-розового минерала, названного по составу фенакситом (Fe—Na—K—Si).

Минерал прозрачный или полупрозрачный, тв. 5—5.5, спайность совершенная по двум плоскостям, блеск на спайных плоскостях перламутровый, излом занозистый, при растирании минерал превращается в спутанно-волоконистый асбестовидный агрегат. Легко сплавляется в зеленое стекло. В кислотах растворяется с выпадением SiO_2 . Уд. в. 2.744. Хим. состав двух образцов (в вес. %): $\text{SiO}_2 = 60.14$ и 60.54 ; $\text{TiO}_2 = 0.06$ и 0.04 ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.10$ и 0.66 ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.32$ и 1.54 ; $\text{FeO} = 12.45$ и 12.49 ; $\text{MgO} = 0.46$ и 0.70 ; $\text{CaO} = 0.64$ и 0.74 ; $\text{MnO} = 2.34$ и 2.49 ; $\text{Na}_2\text{O} = 6.77$ и 7.51 ; $\text{K}_2\text{O} = 11.48$ и 11.71 ; $\text{H}_2\text{O}^+ = 2.46$ и 0.67 ; $\text{H}_2\text{O}^- = 0.76$ и 0.78 ; $\text{F} = 0.23$ и 0.47 ; сумма — $100.15 - 0.09 = 100.06$ и $100.34 - 0.20 = 100.14$. Формула: $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_4 \cdot (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Mn})_8 \cdot (\text{Si}_4\text{O}_{10})_2 \cdot (\text{OH}, \text{F})$. Двуосен, $2V = +84^\circ$, $Ng = 1.567$, $Nm = 1.560$, $Np = 1.541$ (Na). Моноклинный; $a_0 = 14.85$, $b_0 = 6.98$, $c_0 = 9.79$, $\beta = 112^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2.142 : 1 : 1.402$, $z = 2$ (описывается примененная методика рентгеновского анализа). Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 3.03 (10), двойная 3.55 и 3.44 (7), 2.46 (7), 2.88 (6), 2.71 (6), широкая 1.875—1.835 (6), 1.752 (6). Библ. — 5 назв. (Э. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 2, 2660.

363. Д у д к и н О. Б. Новые данные о некоторых минералах, редких для Хибинского щелочного массива. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 29—35. Q-36-IV, V. Работа Кольского фил. АН СССР.

Уссингит встречен на Юкспорском апатито-нефелиновом месторождении в гакманитовой жилке из ийолит-уртитов вблизи нижнего контакта апатито-нефелинового тела, а также в апатито-нефелиновой руде из центральной части рудного тела. В обоих случаях он развивался по гакманиту. $Ng = 1.532$, $Nm = 1.507$ (?), $Np = 1.501$, $Ng - Np = 0.031$, $2V = +3^\circ$. $Ng : (010) = 3^\circ$. Двойники — по (010). В отличие от ловозерского хибинский уссингит обогащен Sr, Ba, не содержит K и следов Mo (данные спектрального анализа).

Халькопирит обнаружен в Юкспорской части Кукисвумчоррского апатито-нефелинового тела, встречается часто, но в незначительном количестве, приурочен обычно к зернам нефелина. Спектроскопически в халькопирите установлены примеси Mn, V, Ti, Zn, Ni, Co, Ag, Cr. До этого следов Ag и Cr не было обнаружено ни в одном из минералов месторождения.

Виллиомит найден в крупном пегматитовом теле, залегающем в уртиках горы Юкспор. Выделены две разновидности его — красная и оранжевая. Крупные выделения (до 2 см в поперечнике), а чаще мелкая вкрапленность красного виллиомита приурочены к спутанно волокнистым агрегатам зеленого эгирина или к скоплениям призматических кристаллов черного. Обнаружено тонкое срастание виллиомита и пектолита. Нередко красный виллиомит сопровождается чинглузитом и мангангизингеритом. На крупных выделениях красного виллиомита наблюдались формы (001) и отдельные, слабо развитые грани (111). Оранжевый виллиомит встречается реже в участках с повышенным содержанием амазонитового микроклина, сопровождается всегда гакманитом и ортоклазом. Кроме мелкой вкрапленности, в пегматите обнаружена мономинеральная жилка оранжевого виллиомита мощностью 0.3—0.5 см, которая представляется как неполное выполнение виллиомитом полой трещины. При 400° карминово-красный виллиомит в течение 1—2 мин. приобретает оранжевую окраску и внешне не отличается от природного оранжевого. Красный виллиомит имеет аномальную интерференционную окраску, оранжевый — изотропен. $N=1.327-1.330$. Небольшая разница в свойствах красного и оранжевого виллиомита вызвана, очевидно, составом среды, в которой шел процесс образования минерала. Приводятся данные спектральных анализов уссингита и виллиомита и данные дебаграмм виллиомита. Граф. — 3 табл. Библ. — 6 назв. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12800.

364. Дудкин О. Б. О бариевом лампрофиллите. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 6. 1959, стр. 713—715. Q-36-IV, V.

В Хибинах, в районе развития апатито-нефелиновых пород встречается существенно-бариевая разновидность лампрофиллита, свидетельствующая о возможности широкого изоморфизма между Sr и Ba в минерале. Цвет бариевого лампрофиллита светлее обычного. Уд. в. 3.540 (у обычного 3.483—3.520). $Ng = 1.773$, $Nm = 1.750$, $Np = 1.747$, $cNg = 5^\circ 30'$; $2V = 39^\circ 40'$. Хим. состав (соответственно, в вес. %, месторождения Расвумчорр и Юкспор): SiO_2 — 30.95 и 29.75; TiO_2 — 28.15 и 29.07; Al_2O_3 — 0.22 и 0.42; Fe_2O_3 — 0.89 и 1.82; FeO — 4.15 и 30.0; MnO — 1.05 и 1.51; MgO — 0.86 и 0.42; CaO — 1.64 и 1.44; SrO — 7.99 и 7.22; BaO — 10.51 и 9.23; Na_2O — 9.80 и 9.94; K_2O — 1.82 и 2.26; F — 1.45 и 1.80; Cl — 0.04 и 0.59; H_2O^+ — 0.99 и 1.19; H_2O^- — 0.32 и 0.54; O = F_2Cl_2 — 0.62 и 0.88; сумма — 100.17 и 99.82; уд. в. — 3.543 и 3.545. В качестве примесей присутствуют: Li, Zr, La, Ce, Y, Yt, Nb, Ta. Условное содержание рамзаитовой молекулы в бариевом лампрофиллите составляет 71.00 и 73.80 мол. %. Кристаллохимическая формула: $2Na_2Ti_2Si_2O_9(Sr, Ba)_2Fe_2Si_2O_7(OH, F)_2$. Бариевый лампрофиллит является аксессуарным минералом жильных лужавритов и их пегматитов, секущих апатито-нефелиновое тело. Находится в особом парагенезисе первичных минералов Ti с энigmatитом и кноцитом; характерно почти полное отсутствие сфена и титано-магнетита. Граф. — 1 табл. Библ. — 3 назв. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26422.

365. Дудкин О. Б. О стронциевом апатите Хибинских тундр. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 107—111. Q-36-IV, V Работа Кольского фил. АН СССР.

Апатит с высоким содержанием SrO (5.3—11.0%) при относительно небольшом количестве TR_2O_3 (0.9—1.5%) впервые отмечается в Хибинах. Он встречается в поздних жилах с лепидомеланом, амфиболом, альбитом, молибденитом и цеолитами в парагенезисе со светло-бурым призматическим или игольчатым сфеном и редок в пегматитах. Приводятся два полных химических анализа этого апатита и для сравнения с ними анализ обычного и редкоземельно-стронциевого апатита из Хибин. Состав TR в стронциевом апатите по сравнению с редкоземельно-стронциевым изменяется в сторону увеличения содержания La и Nd и уменьшения содержания Ce . Показатели преломления изученного апатита аналогичны таковым обычного. Стронциевый апатит рассматривается как промежуточный член между фтор-apatитом и «стронцио-apatитом» $\text{Sr}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$, а редкоземельно-стронциевый апатит, для которого предлагается сохранить название «саамит», — как промежуточный член между фтор-apatитом и беловитом $(\text{Na}_2\text{Ce}_3\text{Sr}_6)\text{P}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$. Граф. — 4 табл. Библ. — 4 назв. (Б. Е. Б.). РЖ Геол., 1961, № 9, В 147.

366. Д у д к и н О. Б. Особенности строения гигантского пегматитового тела в ийолит-уртитях г. Юкспор (Хибинь). В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 14—19. Q-36-IV, V. Работа Кольского фил. АН СССР.

Крупное пегматитовое тело горы Юкспор, прослеженное горными выработками на расстоянии 400 м, залегает в уртитях, сменяющихся в контакте с пегматитом полевошпатовыми ийолитами. В строении пегматитового тела отмечается зональность. Краевые зоны связаны постепенными переходами с вмещающими их ийолитами и сложены переменным количеством нефелина, эгирин-авгита, сфена и полевых шпатов — бесцветного апортотклаза и зеленого микроклина. Мощность краевой зоны достигает 10 м. За краевой зоной следует внутренняя, сложенная крупнокристаллическим микроклин-эгирин-авгит-нефелиновым агрегатом. В этой зоне встречается подчиненное количество включений и жилообразных тел уртитового, микроклин-эгирин-нефелинового и адуляр-эгирин-нефелинового состава.

Как в главной зоне, так и во всех перечисленных включениях и жилообразных телах в качестве постоянных акцессорных минералов присутствуют эвдиалит, лампрофиллит, энigmatит, ломоносовит (мурманит), апатит и ряд других. В адуляр-эгирин-нефелиновых образованиях, кроме того, обнаружены новые минералы — фенаксит и канасит.

Во всех зонах и участках пегматитового тела встречаются реликты вмещающих пород со следами замещения минералами пегматитовых жил. В процессе формирования пегматитовых тел значительная роль отводится явлениям перекристаллизации. Предполагается, что отдельные участки тела возникли целиком за счет перекристаллизации уррита и ийолита. Подтверждением этого является отсутствие четких границ между участками и зонами пегматитов, форма реликтов в пегматитах и их взаимоотношения с окружающими минеральными агрегатами, непостоянство размеров кристаллов большинства минералов пегматита, а также близость состава и сходство структур некоторых участков пегматита с таковыми уррита и ийолита. Наличие F и воды могло обусловить высокую подвижность щелочей и кремния и создать необходимые условия для перекристаллизации минералов. Библ. — 4 назв. (Г. М.). РЖ Геол., 1961, № 12, В 327.

367. Д у д к и н а А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса. В сб.: Вопросы геохимии, I, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 90—110. (Тт. ИГЕМ, вып. 28).

Каждому генетическому типу гранатов свойственны характерные природные ассоциации малых элементов.

Среднее содержание и распространенность элементов в гранатах из пегматитов докембрия Кольского полуострова (в %):

Число месторождений	Число образцов	Ti	Y	Ge	Ga	Sc	Be	Sn	V	Ni	Zr	Cr	Co	As	Pb
5	10	$\frac{0.126}{100}$	$\frac{0.14}{60}$	$\frac{0.001}{60}$	$\frac{0.0005}{10}$	—	—	—	$\frac{0.0008}{30}$	$\frac{0.002}{20}$	$\frac{0.001}{20}$	$\frac{0.007}{20}$	$\frac{0.0005}{10}$	$\frac{0.003}{10}$	—

Примечание. В числителе — среднее содержание элемента в гранате, в знаменателе — распространение элемента в гранате.

Для гранатов из слюдистых сланцев Кольского полуострова характерно высокое содержание Са, Fe, Al и низкое содержание Mn и Mg. Акцессорные элементы представлены V, Cu, Cr, Ti, Co, Zr. Библ. — 13 назв. (Ю. И. И.).

368. Д у х а н и н а В. И. Карта грунтовых вод Европейской части СССР в масштабе 1 : 1 500 000 и новая схема зональности грунтовых вод на Русской равнине. В сб.: Труды III Всесоюзн. гидрогеологического съезда, т. 9, Л., Гидрометеиздат, 1959, стр. 240—248.

Коллектив сотрудников института ВСЕГИНГЕО в 1950—1955 гг. под общим руководством А. Н. Семихатова составил три карты: 1) распространения грунтовых вод; 2) глубин залегания грунтовых вод; 3) минерализации грунтовых вод по плотному остатку.

Выделяется 8 зон грунтовых вод. В ледниковой части выделены 4 зоны.

Первая зона — надмерзлотных сезонных вод тундры Севера и неглубоких вод тундры Кольского полуострова. Выделена в виде неширокой полосы вдоль побережья Баренцева моря и северной части Кольского полуострова.

В области тундры Кольского полуострова зона характеризуется мало-мощной верховодкой в морене и в верхней части кристаллических пород с сильной трещиноватостью. Воды ультрапресные (40—60 мг/л), обогащенные органикой и кремневой кислотой. Только в прибрежной полосе грунтовые воды имеют значительно большую минерализацию хлоридно-натриевого состава (за счет приноса ветром с морской поверхности солей и капелек морской воды).

В климатическом отношении эта зона характерна превышением осадков над испарением.

Остальные зоны располагаются за пределами Кольского полуострова. (М. Д. М.).

369. Е л и с е е в Н. А. Метаморфизм. Л., Изд. ЛГУ, 1959, 415 стр. R-36-XX, Q-36-III. Материалы по Кольскому полуострову приведены на следующих страницах.

Стр. 132. В Печенге установлена последовательность аутометаморфического замещения титан-авгита: сначала он замещается керсутитом, керсутит — зеленой роговой обманкой, роговая обманка — светло-зеленой, актинолитовой роговой обманкой и наконец хлоритом. Амфиболизация в начальной стадии идет при высоких температурах, вероятно в пневматолитовую стадию аутометаморфизма. Дальнейшие замещения совершаются в гидротермальных условиях.

Стр. 141. Адинолы и спилзиты Печенгского района, развитые на контакте сланцев с основными и ультраосновными породами, соответ-

ствуют по хим. составу неизмененным филлитам. Кроме кварца и альбита, внутри узлов они содержат также сульфиды.

Стр. 142. Щелочной метасоматоз интенсивно развивается как при метаморфизме силикатных пород, так и на последних этапах эволюции магматических образований. Он чаще проявляется на каких-либо одних минералах и реже приводит к преобразованию всей породы в метасоматиты. Частичный метасоматоз выражается в образовании мирмекитов, замещении калиевого полевого шпата шахматным альбитом. Щелочной метасоматоз местами очень сильно проявляется в контакте с нефелиновыми сиенитами (Хибинская и Ловозерская интрузии), что приводит к образованию фенитов и твейтозитов из гнейсов и гнейсо-гранитов. Кроме них, существуют кварцевые и нефелиновые фениты. Первые занимают промежуточное положение между фенитами и гнейсами. Встречаются также симплектиты, имеющие вид мирмекитов, состоящих из альбита, проросшего червеобразным флюоритом. Нефелиновые фениты соответствуют по составу нефелиновым и нефелиносодержащим сиенитам и ювитам. Фениты широко развиты в экзоконтактных зонах Хибинского массива. Здесь они получили специальное название лестиваритов.

Стр. 158. Рудный метасоматоз широко развит в сульфидных медно-никелевых месторождениях Мончи и Печенги. Так называемые серые руды Печенги — результат интенсивного замещения перидотитов сульфидами. В сульфидных, медно-никелевых рудах широко развиты метасоматические рудные жилы, особенности строения которых свидетельствуют об образовании жил вдоль тонких трещин, по которым циркулировали рудные растворы.

Стр. 375. Анатексис и палингенез могут происходить в соответствующих условиях, и в осадочных и в интрузивных породах, в составе которых содержатся компоненты, могущие образовать эвтектику: кварц + полевой шпат. Например, в Печенге на контакте всяческого бока пластовой интрузии с аркозовыми песчаниками последние превращены в гранофировые кварцевые сиениты. Переплавление наблюдается не только на контакте вмещающих пород с интрузией, но и на некотором удалении от него. Сказанное позволяет заключить, что на больших глубинах, при благоприятных условиях, процессы гранитизации могут происходить в больших масштабах. Анатексис и палингенез невозможен для пород основного и ультраосновного составов. (Л. А. В.).

370. Е л и с е е в Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. В сб.: Проблемы геохимии, вып. 1, Львов, Изд. Львовского ун-та, 1959, стр. 6—183. Резюме англ. R-36-XIX, XXV, XXXI.

Приведены краткие исторические сведения изучения главнейших медно-никелевых сульфидных месторождений СССР и особенности их геологического строения. Руды делятся на три генетические группы: а) первичное вкрапленное, бедное сингенетическое оруденение, приуроченное к определенным горизонтам стратифицированных никеленосных интрузивов; б) эпигенетическое, регенерированное сульфидное оруденение, приуроченное к наложенным тектоническим структурам; в) оруденение в перекристаллизованных никеленосных интрузиях. Перекристаллизация породообразующих минералов привела к мобилизации сульфидов и образованию богатых медно-никелевых руд типа Ловнозера.

Распределение Ni, Co, Cu в рудах довольно равномерное. В сингенетических вкрапленных рудах максимум содержания Cu и Ni не совпадает в разрезе с максимальным содержанием оливина, на основании чего автор считает, что распределение этих элементов и оруденение вообще не связано с оливинсодержащими породами.

В никеленосных интрузиях установлено 53 химических элемента, из которых 14 могут использоваться практически при современном уровне техники. Дан геохимический обзор поведения элементов: H, Be, B, C, O, F, K, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, Ca, Se, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Ga, As, Se, Te, Cu, Sr, V, Zr, Nb, Mo, Ag, Zn, Sn, Sb, Ba, Pt, Pd, Au, Pb, Bi.

Дифференциация магмы никеленосных массивов происходила в направлении обогащения конечных дифференциатов Fe и обеднения Mg. Повышенные содержания Ti в Норильских и Печенгских интрузиях связаны с контаминацией. Mn накапливается вместе с Fe. Характерно обогащение приконтактных разностей кальцием — образование существенно полевошпатовых пород.

Околорудные гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в образовании талька, антофиллита, хлорита, карбонатов. При этом выносятся значительные количества MgO , SiO_2 и привносятся H_2O , CO_2 .

Главной формой нахождения Ni в ультраосновных и основных породах является сульфидная. Роль силикатного Ni в минералах первичной магматической кристаллизации ничтожна. В больших количествах Ni силикатной формы находится в постериорных минералах — актинолите, тремолите, тальке и в еще больших количествах — в гарниеритах, непунитах, редвинскитах и никелевом вермикулите, в котором содержание NiO_2 достигает 16%. Среди сульфидных минералов основным носителем Ni и Co является пентландит, а также образующиеся по нему миллерит, виоларит, полидимит, бравоит, вазсит. В коре выветривания Ni концентрируется сульфатами: мелантеритом, железисто-магнистым ретгерситом, пизанитом, а также силикатными минералами.

Нахождение металлического Ni, никеленосного Fe, кислородных соединений Ni является гипотетичным. Изоморфное замещение Mg в оливинах и других силикатах считается невозможным, так как Ni обладает большим сродством к S и стремится давать соединения с ковалентной формой химических связей. Вхождение Ni в силикаты, образующиеся при низких температурах, объясняется способностью воды к ионизации элементов. Ni не изоморфен и с Fe, что иллюстрируется отсутствием полной смесимости Fe и Ni в сульфидах.

Сульфиды Cu и Ni ассоциируют с постериорными силикатными минералами, образуя с ними взаимные прорастания, что свидетельствует об одновременности образования сульфидов и гидротермального изменения вмещающих пород.

Сульфиды в рудах кристаллизовались в следующем порядке: пирротин—пентландит—халькопирит. Порядок кристаллизации и структуры руд лучше объясняются образованием сульфидов из гидротермальных растворов, чем из магматического расплава. Характер выделяющихся минералов зависит от концентрации S и кислорода. Сернистость пирротин-ов уменьшается к поздним генерациям. Ранние выделения сульфидов содержат больше вростков постериорных минералов, чем поздние, что говорит о большей концентрации в растворе литофильных элементов. Температура растворов, из которых кристаллизовались сульфиды, менялась от 400 до 250°.

В рудах широко проявлены процессы метасоматоза. Сульфиды замещают пироксен, оливин, образуя рудные метасоматиты. Халькопирит избирательно замещает пирротин, не затрагивая пентландита, что связано с его меньшей растворимостью. На поздних этапах гидротермальной деятельности первичная парагенетическая ассоциация (пентландит+пирротин+халькопирит+магнетит) сменяется поздней ассоциацией: виоларит+миллерит+борнит+пирит.

Образование руд происходило в условиях кристаллизационной дифференциации раствора при понижении температуры. Это определяло последовательность выпадения минералов и замещения одних минералов другими. Граф. — 47 табл. Библ. — 180 назв. (Ж. А. Ф.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, В 41.

371. Е л и с е е в Э. Н. Задачи минералогического исследования сульфидных медно-никелевых месторождений. Информац. бюлл. Ин-та геологии Арктики, вып. 14, 1959, стр. 25—28. Q-36-III, R-36-XIX, XXV.

В последнее время на месторождениях Мончи и Печенги проведен значительный объем минералогических исследований. Такие исследования играют большую роль в выявлении физико-химических условий формирования руд, повышении технологических показателей при переработке руд и в выявлении поисковых критериев на богатые сульфидные медно-никелевые руды.

Дальнейшие работы следует вести в двух направлениях: а) выявления закономерностей распределения полезных компонентов в рудных телах и условий образования парагенетических ассоциаций в повышенных концентрациях рудных минералов, б) дальнейшего выяснения особенностей состава и кристаллического строения минералов, с целью расширения поисковых критериев и выявления тех свойств, которые могут быть использованы для извлечения полезных компонентов из сульфидных руд. Библ. — 2 назв. (И. В. Р.).

372. Е л и с е е в Э. Н., С м и р н о в а С. И. О растворимости пентландита. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 176—179.

Проведено исследование растворимости двух мономинеральных проб пентландита в 5%-м растворе HCl при различных температурах.

При 20° пентландит практически не растворяется (за 108 час. в раствор перешло лишь 0.3% исходной навески). При 60° растворяется заметно (за 108 час. в раствор перешло около 2% навески), а при 100° — полностью. Анализы мономинеральных фракций и фильтрата показывают, что в последний переходят все металлы, входящие в состав пентландита, а также S. В процессе растворения несколько изменяется удельный вес минерала и, возможно, структура.¹

Делается вывод о невозможности выделения мономинеральных фракций пентландита из руды путем избирательного растворения ее в 5%-м растворе HCl. (Ю. Н. Я.). См. также РЖ Геол., 1962, № 1, В 109.

373. Е с ъ к о в а Е. М. О минералах группы ломоносовита—мурманита. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 110—123. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-V, VI.

Рассматриваются минералы группы ломоносовита—мурманита, их физические, оптические и химические свойства, закономерности распределения в породах Ловозерского щелочного массива и генезис. Ломоносвит, неизвестный ранее для большинства пород массива, присутствует почти во всех разностях нефелиновых сиенитов; наиболее широким распространением пользуются промежуточные разновидности ряда и мурманит. Минералы образуют тонкопластинчатые, нередко чешуйчатые выделения темно-коричневого, бурого, желтого, соломенно-желтого, фиолетово-розового и серебристого цвета размером до 2.5×1.5×0.2 см. Спайность весьма совершенная по (100) и несовершенная по другим направлениям. Двойники простые и полисинтетические. От ломоносовита (см.

¹ Вывод о том, что при растворении пентландита металлы извлекаются легче, чем S, и при этом происходит уменьшение удельного веса и параметра ячейки, представляется неубедительным. (Ю. Н. Я.).

ниже, анализ № 1) к промежуточным разновидностям минералов группы ломоносовита—мурманита и мурманиту (желтая разновидность, анализы №№ 2 и 4, фиолетово-розовая, №№ 3 и 5) происходит уменьшение относительных количеств фосфата натрия и увеличение содержания воды.

Пересчеты результата химических анализов показали, что при переходе ломоносовита в мурманит в нем, так же как и в пегматитах, силикатная часть $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ остается неизменной и происходит лишь вынос Na_3PO_4 и обогащение водой. Некоторые свойства (сингония, осьность, $2V$, ориентировка спайности и полюсов двойников) постоянны для всех минералов данной группы, другие свойства (твердость, удельный вес, цвет, показатели преломления) закономерно изменяются от ломоносовита к мурманиту. По мере уменьшения удельного веса и твердости от первого ко второму увеличиваются показатели преломления; причиной изменения этих свойств является изменение содержания фосфора, щелочей и воды. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12776.

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5
SiO_2	24.48	32.46	30.62	29.71	31.89
Al_2O_3	0.38	0.14	0.25	He опр.	He опр.
$(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$	6.34	5.50	7.59	6.82	8.47
TiO_2	19.73	25.40	25.63	He опр.	24.30
ZrO_2	2.55	1.40	2.88	1.20	1.08
Fe_2O_3	1.59	2.24	3.26	2.87	4.31
FeO	1.43	—	—	He опр.	He опр.
MgO	0.13	0.93	0.31	0.40	0.28
MnO	1.68	1.97	1.97	He опр.	1.23
CaO	1.25	3.61	3.03	3.44	5.08
BaO	0.09	—	0.15	He опр.	He опр.
Na_2O	24.72	10.18	11.18	13.34	9.93
K_2O	0.98	1.68	1.03	1.54	1.88
H_2O^+	0.58	4.46	5.43	4.00	5.48
H_2O^-	0.10	5.60	3.83	5.33	4.48
P_2O_5	14.62	4.57	2.70	3.11	1.47
Уд. в.	3.15	2.89	2.81	He опр.	He опр.
Сумма	100.65	100.15	99.86	—	99.88

374. Е с ъ к о в а Е. М. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозерского массива. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 69—73 (Тр. ИМГРЭ, вып. 3). Q-36-V, V1.

Редкоземельный апатит, широко распространенный в породах Ловозерского щелочного массива, наблюдается в виде мелких призматических кристаллов (длинной до 0.3 см) в промежутках между зернами нефелина, микроклина и лопарита, иногда включен в периферические участки этих минералов. Содержится также в виде включений в более поздних минералах уртитов и ийолит-уртитов. Минерал бесцветный, реже светло-зеленый. Уд. в. колеблется от 3.281 до 3.430. $N_o=1.635-1.645$, $N_e=1.631-1.639$, $N_o-N_e=0.004-0.006$. Показатели преломления и удельного веса закономерно увеличиваются с возрастанием содержания TR в апатите. По химическому составу (приводится 6 химических анализов) все апатиты щелочных пород Ловозерского массива являются фтор-apatитами, богатыми TR (7.71%—2% TR_2O_3) и Sr (6.14—2.31% SrO). Максимальное количество TR_2O_3 содержится в апатите из лежащего бока

пород дифференцированного комплекса фойяит-уртит-луавритов. Хим. состав TR апатита из малиньита (в вес. %): La — 22.0; Ce — 51.0; Pr — 6.0; NCl — 17.0; Sm — 1.8; Eu — 0.2; Ga — 1.6; Tb — 0.1; Dy — 0.3. Библ. — 4 назв. (З. В. В.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26400.

375. Ж а б и н А. Г., М у х и т д и н о в Г. Н. О гипогенном ореоле выноса редких земель вокруг Вишневогорско-Ильменогорской интрузии миаскитов (Южный Урал). ДАН СССР, т. 126, 1959, № 5, стр. 1055—1057. Q-36-III, IV.

Для щелочного—ультраосновного комплекса Хабозерской группы (Кольский полуостров) указывается сильное обогащение фенитизированных пород Ti, Nb, редкими землями, U. Библ. — 6 назв. (Н. И. П.).

376. Ж д а н о в В. В. Две генерации кианита в гнейсах Беломорского комплекса. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 5, 1959, стр. 599—602. Q-36-IX. Работа ВСЕГЕИ.

В Северной Карелии и юго-западной части Кольского полуострова широко распространен Беломорский гнейсовый комплекс, в составе которого 10—12% площади сложено кианито-гранато-биотитовыми гнейсами. Кианит в этих гнейсах присутствует либо в виде удлинённых таблитчатых кристаллов, корродируемых кварцем, либо в виде тонких игольчатых агрегатов.

Образование первой разновидности кианита автор связывает с процессом регионального метаморфизма высокоглинозёмистых осадочных пород. Мелкая игольчатая разность образуется путем растворения и перекристаллизации гидротермальными растворами кианита первой генерации. В результате переноса в растворах кианит может отлагаться в гнейсах, не содержащих ранее кианита. (И. Д. Бат.). См. также РЖ Геол., 1960, № 8, 17163.

377. Ж д а н о в В. В. О минеральных превращениях при гранитизации пород Беломорского комплекса. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7, стр. 89—95. Q-36-IX. Работа ВСЕГЕИ.

Гнейсы Беломорского комплекса образовались из осадочных и эффузивных толщ в результате регионального метаморфизма в условиях кианит-ставролитовой и реже кордиерит-антофиллитовой субфации амфиболитовой фации. Среди беломорских гнейсов наиболее распространенными являются биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы. Кианитсодержащие гнейсы имеют меньшее распространение. Наиболее вероятными исходными породами для биотитовых гнейсов были кислые эффузивы, частично песчаники; для амфиболсодержащих пород — мергелистая порода, частично основные эффузивы; исходными породами для кианитсодержащих гнейсов были, по-видимому, глинистые сланцы.

Регионально метаморфизованные породы беломорского комплекса в дальнейшем преобразовались в процессе метасоматической гранитизации.

Автор на основании сравнения серии химических анализов выделяет 7 этапов преобразования пород беломорского комплекса. Во время 1-го этапа беломорские гнейсы претерпели интенсивный щелочной метасоматоз, начавшийся со слабого калиевого метасоматоза, который сопровождался выносом Fe, Mg, Ca. Затем наступает натровый метасоматоз с продолжающимся выносом Fe, Mg и в меньшей степени K (2—3-й этапы). Заканчивается щелочной метасоматоз интенсивным калиевым метасоматозом (4—5-й этапы) с выносом Ca и Na. Кремнекислый метасоматоз начинается раньше и кончается позже щелочного этапа. В 7-м этапе происходит замещение всех минералов кварцем.

Автор приводит предполагаемую химическую характеристику растворов, производивших метасоматические преобразования. Библ. — 3 назв. (И. Д. Бат.).

378. Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В сб: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 5—24.

При краткой характеристике металлогении областей развития докембрийских образований Кольский полуостров включен в Фенно-Скандинавскую металлогеническую провинцию. Для нее характерен парагенезис рудных формаций, который обычно наблюдается на щитах и древних платформах. Библ. — 50 назв. (Ю. В. Г.).

379. Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса горы Рудной (Норильский район). Геология рудных месторождений, 1959, № 5, стр. 3—20. Q-36-III.

Имеется указание, что жильное медно-никелевое месторождение Северного мыса горы Рудной отличается от аналогичного месторождения Мончегорска тем, что в последнем установлен последайковый возраст рудных жил. Библ. — 11 назв. (А. Ю. О.).

380. Иванов В. В. Об особенностях поведения таллия в месторождениях различного возраста. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 44—50. (Тр. ИМГРЭ, вып. 3).

Приведены данные по распределению Tl в месторождениях, связанных с различными металлогеническими эпохами (допалеозойской, каледонской, герцинской и мезокайнозойской).

Таллийсодержащие руды слюдяных и редкометальных гранитных пегматитов Кольского полуострова связывают с протерозойским циклом складчатости. В этих месторождениях Tl почти постоянно встречается в слюдах (лепидолит, мусковит) и полевых шпатах. Содержание его в этих минералах составляет 0.001—0.005% и лишь в поллците оно увеличивается до 0.01—0.02%.

Тесная связь с калиевыми минералами и постоянный парагенезис Tl с Rb и Cs является его характерной геохимической чертой. Библ. — 25 назв. (И. И. К.).

381. Иванов И. Б. Распространенность редкоземельных элементов. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 3, М., 1959, стр. 28—30. Q-36-IV—VI.

Дается ссылка на работу А. С. Дудыкиной и Е. И. Семенова (1957), в которой отмечается значительное содержание La_2O_3 и V_2O_5 (от 0.07 до 0.17%) в золах черники (*Vaccinium myrtiles*), мятлика (*Poa trivialis*) и березы (*Betula nana*), растущих на пегматитах гор Куйвчорр и Юкспор (Центральные Хибинны).

Приводится ссылка на работу В. И. Герасимовского и Н. В. Туранской (1957 г.), изучавших минерал нордит из Ловозерского массива и установивших в составе нордита содержание La в большем количестве (La_2O_3 8.55%), чем Ce (CeO 8.1%). (Н. И. П.).

382. Илюхин В. В., Семенов Е. И. Новые данные об уссингите. ДАН СССР, т. 129, 1959, № 6, стр. 1386—1388. Q-36-V, VI.

Уссингит встречен в ряде новых пунктов центральной части Ловозерского массива (горы Непха и Сенгисчорр, долина р. Мотчисуай) в виде кристаллов, на которых обнаруживаются 2—3 грани моноэдров. Пинакоидальных граней ни на одном из кристаллов не встречено. Чаще всего встречаются грани (010), (001), (111), обнаружены также (202), (100), (214), (123), (212). Получены рентгенограммы вращения и развертки нулевых и слоевых линий по осям (100), (010), (001), позволившие отнести уссингит к пространственной группе $P_1(C_1)$ триклинной сингонии. Вычислено в установке с кратчайшими некомпланарными трансляциями: $a'_0=8.72$; $b'_0=7.67$; $c'_0=7.15\pm 0.03$ Å; $\alpha=121^\circ 30'$, $\beta=102^\circ 35'$; $\gamma=88^\circ 30'$.

При стандартном выборе ячейки (со всеми тупыми углами): $a_0=8.72$, $b_0=7.67$, $c_0=10.01 \pm 0.03$ Å; $\alpha=110^\circ 30'$, $\beta=135^\circ 45'$, $\gamma=91^\circ 30'$. Отношение осей $a_0 : b_0 : c_0 = 1.13 : 1 : 1.31$ (по гониометрическим данным $a : b : c = 1.12 : 1 : 1.31$). Приводятся данные дебаеграммы минерала. Уд. в. 2.46. $2V=+32^\circ$, $Ng=1.543$, $Np=1.503$. На кривой нагревания отмечается небольшая эндотермическая остановка в интервале от 570 до 590°. Как показывает тензиметрическая кривая обезвоживания, при 500—650° из уссингита полностью удаляется вода. Хим. состав минерала с горы Непха (в вес. %): SiO_2 — 57.94; Al_2O_3 — 18.62; Fe_2O_3 — 0.26; MgO — 0.27; CaO — 0.96; Na_2O — 15.82; K_2O — 0.46; H_2O — 5.18; сумма — 99.51, число формульных единиц в ячейке $z=2$. Библ. — 5 назв. (Б. Е. Б.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26464.

383. К а в а р д и н Г. И. Керсутит из ультраосновных пород некоторых массивов Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1, Кировск, 1959, стр. 55—61. R-36-XXXIII.

Керсутит (богатая Ti и Fe разновидность базальтической роговой обманки) широко распространен в перидотитах и пироксенитах Печенги. Он постоянно встречается в оливиновых пироксенитах и пироксенитах, близких по составу якушир-ангитам Ингозерского массива. Присутствует в ультраосновных дифференциатах габбро-сиенитового массива Гремяха-Вырмес. Реже керсутит отмечается в породах габбрового состава и сплошных ильменит-титаномagnetитовых рудах, а также в мельтейгитах и якуширангитах.

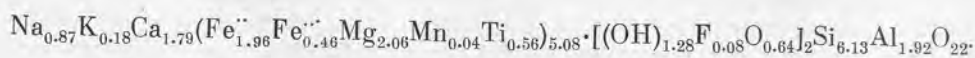
В габбро-сиенитах массива Гремяха-Вырмес керсутит встречается внутри и по краям зерен титан-авгита, в гомоосевом срастании с пироксеном, образует тонкие реакционные каемки на границе руды с плагиоклазом, оливином, реже пироксеном. Наблюдается зональное распределение окраски керсутита в реакционных каемках от густо-красновато-коричневого (по Ng) через бурую до буро-зеленой, с одновременным увеличением cNg от 8 до 15—17°. Керсутит был встречен в виде зерен и кристаллов до 2—5 см в поперечнике, приуроченных к отдельным прослоям рудных перидотитов в северо-восточной и юго-западной частях массива габбро-сиенитов.

Цвет минерала темно-красно-коричневый. Кристаллы имеют уплощенную форму (при толщине не более 1—1.5 см), с отдельными неравномерно развитыми гранями призмы.

Во всех отмеченных массивах керсутит обладает близкими оптическими свойствами. Наблюдается плеохроизм по схеме $Ng \geq Nm > Np$. Ng — от желтовато-коричневого до красно-бурого, Nm — красновато- или желтовато-бурый, Np — буровато-желтый до светло-желтого. $2V$ отрицательный, большой, cNg от 0 до 15°. $Ng-Np$ — высокое, и отчетливая дисперсия осей эллипсоида ($\rho > V$). Приводится таблица оптических свойств керсутита из разных массивов.

Результаты химического анализа представлены в таблице, где для сравнения приведены химические составы эталонных образцов керсутита по Дрешеру, базальтической и обыкновенной роговых обманок. Спектральным анализом дополнительно определены: Sr — средние линии, Ba — слабые, незначительные следы Li, Se, Zr, Ga, Co, Cu.

Пересчет химического анализа на 24 атома кислорода дал кристаллохимическую формулу керсутита:



По химическому составу и оптическим свойствам амфибол близок керсутиту по Дрешеру.

Рентгенометрическое исследование показало, что он по набору линий и интенсивности аналогичен обыкновенной роговой обманке и отличается лишь абсолютной величиной межплоскостных расстояний.

Образование керсутита связывается с позднемагматическими процессами изменения породообразующих минералов при участии легко подвижной пневматолитической фазы. Библиография — 8 назв. (М. Г. Ф.).

384. Кавардин Г. И. О некоторых особенностях химизма породообразующих минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 16—24.

Сопоставление химических анализов и оптических констант оливинов, пироксенов, амфиболов и хлоритов титаноносных и никеленосных основных и ультраосновных массивов Кольского полуострова показывает обогащенность перечисленных минералов Fe, Ti и Mn. Титаноносные интрузии более бедны ультраосновными дифференциатами, чем никеленосные. По степени возрастания железистости породообразующих минералов намечается следующий ряд интрузий: Монча, Печенга, Цага, Гремяха-Вырмес. Состав цветных минералов основных и ультраосновных интрузий может явиться признаком возможного присутствия в них медно-никелевого или железисто-титанового оруденения магматогенного типа. Приведено 15 химических анализов минералов и пределы колебания светопреломления, $2V$ и cNg . Библиография — 12 назв. (И. В. Г.). РЖ Геол., 1960, № 6, 10852.

385. Кавардин Г. И. Структуры распада твердого раствора в рудных минералах Цагинского массива. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 62—68. Q-36-VI.

Изучены структуры распада в титано-магнетите и ильмените Цагинского массива. Наиболее характерна для титано-магнетита решетчатая структура, реже наблюдается микрорешетчатая. Описаны грубопластинчатая, игольчатая, ориентированно-эмульсионная структуры распада. Последняя весьма сходная с пертитовой структурой распада для титано-магнетита из Африканды.

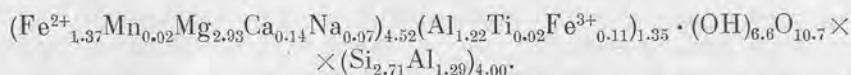
Для определения количественных соотношений ильменита и шпинели в титано-магнетите были произведены количественно-минералогические подсчеты. В титано-магнетите в тесном срастании содержится 10—18 вес.% ильменита и 2—3 вес.% шпинели. Пересчет химического анализа титано-магнетита Цагинского месторождения дал магнетита около 71, ильменита около 24 и шпинели более 5 вес.%. Количественно-минералогические подсчеты дали меньшее содержание ильменита и шпинели. Это объясняется тем, что TiO_2 , Al_2O_3 и MgO не успевают при охлаждении обособиться в виде отдельных минералов, а присутствуют в виде изоморфной примеси в титано-магнетите. Последовательность образования структур распада: от крупных к более тонким. Содержание ильменита в титано-магнетитовых рудах не превышает 8—10 об.%. Размер зерен колеблется в пределах 0.1—2 мм в диаметре. В ильмените встречены гематит, шпинель и магнетит. Описываются структуры распада в ильмените. Результаты пересчета показали, что в ильмените в качестве продукта распада содержится магнетита порядка 9.3, шпинели 0.9 и гематита 0.3 вес.%, остальное — чистый ильменит состава $(Fe_{0.89}Mg_{0.09}Mn_{0.02})TiO_3$.

В результате изучения рудных минералов Цагинского титано-магнетитового месторождения в них установлены следующие срастания минералов в результате распада твердого раствора: 1) ильменит в титано-магнетите, 2) шпинель в титано-магнетите, 3) магнетит в ильмените, 4) шпинель в ильмените, 5) гематит в ильмените, 6) совместное выделение магнетита и шпинели в ильмените.

Проведенные опыты по гомогенизации титано-магнетита показали, что она происходит в интервале температур 700—1200°. Библ. — 7 назв. (М. Г. Ф.).

386. К а в а р д и н Г. И. Хлориты из Цагинского титано-магнетитового месторождения. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 49—54. Q-36-VI.

На месторождении, генетически связанном с дифференцированной интрузией габбро-лабрадоритов, выделяется несколько разновидностей хлорита. I — мелкочешуйчатый хлорит в измененных рудах и породах, возникших при динамометаморфизме в тектонических зонах. Этот тип имеет наиболее широкое развитие. II — крупночешуйчатый хлорит, развивающийся в приконтактных частях титано-магнетитовых руд и по границе рудных и нерудных минералов, а также в виде узкой оторочки вокруг рудных тел. Его следует связывать с высокотемпературной автометаморфической стадией. III — хлорит, ассоциирующий с карбонатами, возникает в результате низкотемпературных процессов гидротермального минералообразования. Он образует выделения округлой формы радиально-лучистого строения. Хлорит всех разновидностей имеет сходный состав и свойства. $Ng=1.6170-1.6200$, $Np=1.6094-1.6145$. Оптически положительный. Удлинение отрицательное. $2V$ — небольшой. Хим. состав хлорита из сильно измененного хлоритизированного габбро (в вес. %): $SiO_2=27.44$; $TiO_2=0.27$; $Al_2O_3=22.16$; $Fe_2O_3=1.37$; $FeO=16.55$; $MnO=0.12$; $MgO=19.92$; $CaO=1.37$; $Na_2O+K_2O=0.46$; $H_2O^+=9.97$; $H_2O^-=0.37$; сумма — 100.00. Формула:



Спектральным анализом обнаруживаются следы Ni, Co, Cu, V, Cr, Zn, Ga, Ba, Mo. Главнейшие линии порошкограммы анализированного хлорита: 6.98; 4.68; 3.53; 2.823; 2.009; 1.882; 1.564; 1.542; 1.414; 1.392. На термограмме отмечаются эндотермические эффекты при температурах 550—650 и 730—760° и экзотермические — при 300—500 и 810°. Описанный хлорит относится к магнезиально-железистому пирохлориту (рипидолиту). Библ. — 3 назв. (А. Г.), РЖ Геол., 1961, №12, В 212.

387. К а л е н о в А. Д. О составе минералов гельвиновой группы. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 154—161. (Тр. ИМГРЭ, вып. 3). Q-36-V, VI.

В работе приводятся данные хим. анализа гентгельвина из щелочных пегматитов горы Флоры (Ловозеро) по Е. М. Еськовой (в вес. %): $SiO_2=27.35$; $BeO=12.00$; $MnO=10.21$; $ZnO=40.00$; $S=5.74$; прочие (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 и др.) — 6.70; всего 102.00; $S=0-2.87$, сумма 99.13. Гентгельвин встречается в ассоциации с цирконом, полевым шпатом. Библ. — 10 назв.

388. К а л и т а А. П. Новые данные о некоторых минералах жилы Алакюртти № 1. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 164—179. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-VII.

В пегматитовом теле Алакюртти № 1 обручевит и бетафит приурочены к альбитовой и мусковитовой зонам замещения и образуются на поздних стадиях пегматитового процесса за счет замещения ранних минералов Nb и Ta. Обручевит черного цвета, встречающийся довольно редко, приурочен к альбиту (№ 8) и образует в нем выделения неправильной формы

в ассоциации с колумбитом, гранатом, цирконом, ксенотимом и мусковитом. Блеск минерала стеклянный до алмазного, $N > 2$, уд. в. 4.617—4.801, изотропен. Обручевит коричневого цвета, распространен более широко, встречается всегда в виде неправильных выделений. Тв. 4.5—5.0, уд. в. 3.697—3.800, изотропен, $N=1.830-1.835$. Обладает заметной радиоактивностью. Обе разновидности обручевита замещают колумбит, а черный обручевит замещает коричневый.

Изученный бетафит представляет собой разновидность бетафита, сильно обогащенную TR и обедненную U. Минерал обнаруживает тесную генетическую связь с коричневым обручевитом (уд. в. 3.65) и развивается по нему совместно с желтым Та-Nb минералом.

В работе приведены данные химического состава, термического и рентгеноструктурного исследований описываемых минералов. Библ. — 5 назв. (Э. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12801.

389. К а л и т а А. П. Особенности парагенезиса акцессорных и редкометалльных минералов в пегматитовой жиле Алакуртти № 1. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 255—264. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-VII.

Пегматитовая жила Алакуртти № 1 в Кандалакшском районе Мурманской области отличается разнообразием акцессорных редкометалльных минералов. Она характеризуется четкой зональностью и широким развитием явлений замещения. Пегматитовая жила залегает на контакте биотитовых плагиогнейсов с небольшим массивом амфиболитизированного габбро. Характерной особенностью редкометальной минерализации является одновременное присутствие акцессорных редкометалльных метамиктных тантало-ниобатов, цезиево-литиевого берилла, сподумена и литиевых слюд. В пределах пегматитового тела наблюдается пространственное разобщение редкоземельных минералов от берилла, литиевых слюд и сподумена. Намечаются 3 группы акцессорных редкометалльных минералов, соответствующие различным стадиям замещения. Первая группа — колумбит, монацит, ортит — связана с грубозернистым альбитовым и мусковитовым замещающими комплексами. По времени образования они близки или одновременны с грубозернистым альбитом и крупнопластинчатым мусковитом. Вторая группа минералов — обручевит, циркон, ксенотим — связана с деятельностью остаточных поздних растворов. Минералы отлагались в трещинах, секущих грубозернистый альбит, реже блоковый кварц. Особое место занимают сподумен и берилл. Сподумен обнаружен только в виде реликтов. Берилл образовался позже микроклина, но раньше крупнопластинчатого мусковита, вероятно в начальные этапы стадии замещения по блоковому микроклину. Особенности парагенезиса акцессорных редкометалльных минералов подтверждают генетическую связь явлений концентрации редких элементов с процессами замещения, завершающими формирование пегматитов. Библ. — 5 назв. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1960, № 5, 8742.

390. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959, 366 стр.

Определены границы Балтийского гидрогеологического массива, (стр. 172—174), приведены очень краткие сведения по геоморфологии, гидрографии, геологическому строению и тектонике массива, определяющим его гидрогеологические условия. Выделены и описаны основные типы подземных вод, распространенных в пределах массива: 1) поровые грунтовые воды четвертичных отложений, имеющие наиболее широкое развитие; 2) трещинные грунтовые воды зоны выветривания кристаллических пород; 3) трещинно-жильные напорные воды тектонических трещин.

Мощность верхней обводненной части зоны трещиноватости составляет (по разным литературным источникам) 10—25 м. Трещинно-жилые воды залегают под трещинными грунтовыми и прослеживаются на глубину 200 м и более; предельная глубина проникновения трещинно-жилых вод не установлена.

Водоносность пород массива, как правило, невелика: дебит скважин, вскрывших трещинные воды, обычно составляет 0.01—0.1 л/сек. Наибольший дебит, 12 л/сек., имела скважина, вскрывшая трещинно-жилые воды нефелиновых сиенитов. Дебиты источников обычно также малы и составляют сотые и десятые доли литра в секунду, редко повышаясь до 0.5—1 л/сек.

Источники с дебитом 12—14 л/сек., известные в пределах Хибинского массива нефелиновых сиенитов, представляют исключение. Наиболее водоносны карбонатные породы и нефелиновые сиениты, менее водоносны граниты и гнейсы.

Минерализация подземных вод обычно составляет сотые доли граммов на 1 л, иногда повышаясь до 0.2 г/л; преобладают гидрокарбонатные кальциевые и реже — натриевые воды.

Отмечаются характерные черты подземных вод Балтийского гидрогеологического массива: низкая температура вод, небольшая их минерализация, широкое распространение и большая мощность гидрохимической зоны пресных вод. Подчеркивается большое практическое значение вод озоз, камов, конечно-моренных гряд и морских террас и трещинно-жилых вод.

Приведенные сведения о Балтийском гидрогеологическом массиве в целом почти полностью относятся к территории Кольского полуострова, составляющего северо-восточную часть этого массива. Библиография — 138 назв. (В. В. Ч.).

391. Карпов Н. Н. О связи ландшафтов с геологическим строением в Хибинских тундрах. Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 3, стр. 205—208. Q-36-IV, V.

В Хибинских тундрах на общем фоне поясного распределения ландшафтов наблюдается четкая связь последних с залежами апатита. Эта связь обусловлена увеличением содержания Р в почвенном покрове, приводящем к повышенному плодородию почв. Участки, приуроченные к выходу на поверхность апатитовых залежей, отличаются большим богатством видового состава растительности и аномально повышенным приростом ели (1.6 мм в год). На основе более детального изучения связи ландшафтов с геологическим строением можно выработать ландшафтные критерии для поисков залежей апатита в Хибинах. Библиография — 3 назв. (Н. Н. А.).

392. Карпов Р. В. Пегматиты основных пород Монче-тундры и связанное с ними сульфидное оруденение. Геология рудных месторождений, 1959, № 5, стр. 74—90. Q-36-III.

Мончегорский никеленосный дифференцированный плутон (хонолит) относится к среднепротерозойскому комплексу, интрузивы которого развиты на территории Кольского полуострова и в Северной Карелии. В западной части плутона преобладают ультраосновные породы псевдослоистой текстуры, на востоке — нориты и габбро-нориты. Фундаментом интрузива являются магматизированные архейские парагнейсы кольской серии с прослоями железистых кварцитов. В пределах массива прослеживаются многочисленные пегматитовые тела.

1. Пологие прослои и шпильки, подчиненные «стратификации» массива, залегающие в верхней бронзитовой зоне, вне видимой связи с сульфидными жилами, и сложенные зернами пироксена с лабрадором и оливином в интрузивах.

2. Жильные габбро-норитовые и диоритовые пегматиты (диоритовые в сульфидных жилах, габбро-норитовые — в гарцбургитах и плагиогранитовые — в кварцбиотитовом габбро-норите). В ряде мест наблюдается переход жил сплошных сульфидов, без изменения мощности рудовмещающей трещины, в жилы диорит-пегматитов, которые сложены андезитом (70—80%) и амфиболом (20—25%). Габбро-норитовые пегматиты наиболее широко развиты в 150 м ниже выклинивания рудных жил. Около 10—15% из общего их числа, встреченных скважинами, сопровождается борнит-халькопиритовым оруденением.

Плагиогранитовые пегматиты наблюдаются в виде линзовидных тел в 30—50 м ниже донной залежки вкрапленных руд и сложены в основном микроклином, олигоклазом, кварцем и биотитом. В ассоциации с этими пегматитами прослеживаются рудные тела, состоящие из пентландита, пирротина с подчиненным количеством пирита и халькопирита. Содержание благородных металлов и здесь ничтожно по сравнению с борнит-халькопиритовыми рудами, но установлен Se (до 0.005—0.01%).

3. Зональные гигантозернистые плагиоклаз-пироксеновые пегматитовые штоки среди оливиновых бронзитов. Центральная зона пегматитов сложена пирротинном с прожилками халькопирита. В этой сульфидной массе распределены кристаллы лабрадора и пироксена. По направлению к периферии в следующей зоне сульфиды образуют ксеноморфные вкрапления между кристаллами лабрадора и пироксена. Далее к периферии сульфиды исчезают. Самая крайняя зона пегматитовых штоков характеризуется присутствием реликтов вмещающих оливиновых бронзитов. В целом для зональных пегматитов характерны признаки метасоматического замещения рудными минералами более ранних минералов. Библ. — 19 назв. (К. Л. В.). РЖ Геол., 1960, № 8, 15159.

393. К и р н а р с к и й Ю. М. Пирохлор из пород Эгиринового наволока (Кольский полуостров). В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 85—90. R-36-XXXIII.

Сложный многофазный первичнорасслоенный массив Гремяха-Вырмес сложен тремя интрузивными комплексами (в порядке их возрастной последовательности): ультраосновными и основными породами (габбро-пироксениты—перидотиты), щелочными породами (щелочные и нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты) и щелочными гранитами. На участке «Эгириновый наволока», расположенном в центральной части массива, развиты породы щелочного комплекса. Наибольшим распространением здесь пользуются биотитовые и эгирино-биотитовые щелочные и нефелиновые сиениты и их измененные (альбитизированные, амфиболитизированные) разновидности. Меньшим распространением пользуются породы комплекса эгиринитов.

Приводится минералого-петрографическое описание двух типов пород «Эгиринового наволока» с акцессорной пирохлоровой минерализацией: мелкозернистых жильных эгиринитов и измененных эгирино-биотитовых сиенитов. При описании пирохлора выделены две морфологические разновидности, которые, однако, не отличаются одна от другой ни по своим свойствам, ни по химизму. Приводятся данные по размеру и морфологии выделений пирохлора, их окраске, удельному весу (4.012—4.074), показателям преломления ($N > 2.00$), радиоактивности, особенностям кристаллической решетки (восстанавливается при прокаливании). Приводятся два полных химических анализа пирохлоров.

Щелочные породы «Эгиринового наволока», имеющие абсолютный возраст 1650 млн лет, нельзя относить к комплексу палеозойских ультращелочных массивов, широко развитых на Кольском полуострове. Нет достаточных оснований ожидать в пределах массива Гремяха-Вырмес пород комплекса карбонатитов и сопоставлять с породами Себлявурского мас-

сива. Граф. — 1 табл. Библ. — 10 назв. (Ю. М. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 9, В 236.

394. К о з ы р е в а Л. В., И л ь и н с к и й Г. А. К минералогии доломито-кальцитовых карбонатитов массива Вуориярви. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 69—76. Q-36-VII.

Массив Вуориярви принадлежит к группе палеозойских многофазных интрузий центрального типа и сложен ультраосновными (преимущественно пироксенитами), щелочными (преимущественно ийолитами), апатито-оливино-магнетитовыми породами и карбонатитами. Среди карбонатитов выделяются кальцитовые, амфиболо-карбонатные и доломито-кальцитовые разновидности. Последние распространены незначительно, в виде маломощных жил, рассекающих все другие породы массива, в том числе и другие разновидности карбонатитов. Главные минералы доломито-кальцитовых карбонатитов — кальцит и доломит, сопутствующие — анкерит, брейнерит, сидерит, акцессорные — альстонит, анкилит, амбатоаринит,¹ арагонит, барит, гипс, ангидрит, подолит, цеолиты, полевошпат, кварц, анатаз, пирит, галенит, сфалерит, гидроокислы железа. Для всех минералов приводятся условия нахождения, формы выделений, парагенетические ассоциации. Для большинства минералов приведены отдельные физические свойства (оптика, удельный вес и т. п.), для анкилита, анатаза и микроклина приводятся рентгенограммы.

На основании изучения взаимоотношений минералов в жилах кальцито-доломитовых карбонатитов намечены три стадии процесса их формирования: 1) заполнение трещин и образование тела жил — выделение кальцита, затем доломита и, наконец, железистых карбонатов, сульфидов и барита; 2) заполнение пустот и полостей в теле жил — переотложение кальцита, пирита, а также образование кварца, цеолитов, анкилита, микроклина и т. п.; 3) изменение ранних минералов, образование пирита, марказита, арагонита, гипса, лимонита и т. п.

Описываемые данные говорят о гидротермальном генезисе доломито-кальцитовых карбонатитов и, по мнению автора, подтверждают общее гидротермальное происхождение карбонатитов в целом. Среди других разновидностей карбонатитов массива Вуориярви доломито-кальцитовые являются наиболее низкотемпературными и самыми поздними по времени формирования. Граф. — 3 табл. Библ. — 6 назв. (Ю. М. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 12, В 232.

395. К о м а р о в а З. В., П о л ф е р о в Д. В. Опыт гидрохимических поисков медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Опыт разработки гидрохимических методов поисков рудных месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1959, стр. 90—97.

Концентрирование элементов-индикаторов производилось с помощью диэтилдитиокарбоната натрия; определение выполнено спектральным и колориметрическими методами. Исследование проводилось на двух хорошо изученных в геологическом отношении месторождениях.

Первое представлено небольшими линзовидными интрузиями норитов и габбро-норитов с медно-никелевым сульфидным оруденением. Второе месторождение приурочено к полосе туфогенно-осадочных пород. Среди филлитов и туфитов согласно залегают крупные, пластообразные интрузии базито-гипербазитового состава, в нижней части которых концентрируется медно-никелевое оруденение. Воды обоих месторождений подразделяются на три типа: поверхностные, грунтовые и трещинные.

¹ Позже А. Г. Булах и другие установили, что описанный авторами амбатоаринит (?) в действительности является карбоцерпантом (Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 1, стр. 42—49). (Ю. М. К.).

Расстояние между точками отбора проб воды — от 15 до 100 м. Грунтовые воды опробовались из закопшек на профилях вкрест простирания рудных тел. Расстояние между профилями на первом месторождении 40, на втором — 200 м. Вблизи рудных тел расстояние между закопшками сокращалось до 10 м, так как уже на расстоянии первых десятков метров от рудного тела его влияние на химический состав грунтовых вод сказывается мало.

Объем проб составлял 1—1.5 л. Всего отобрано 550 проб. В каждой пробе определялись: рН, сульфат-ион, хлор-ион и тяжелые металлы (Ni, Cu, Co, Pb и Zn). Основными элементами-индикаторами изученных ореолов рассеяния оказались Ni и Cu, причем наилучшие результаты дает Ni: аномальные его содержания в подавляющем большинстве случаев располагались над рудными телами. Аномалии Cu имеют пятнистый характер и встречаются не только над рудными телами, но и сравнительно далеко от них. Фоновые значения Ni и Cu в грунтовых водах обоих месторождений — от нуля до 2, аномальные значения от 6 до 150 мг/л и выше.

Косвенные поисковые признаки показали, что повышенные содержания Ni и Cu сопровождаются увеличением содержания сульфат-иона, но величина рН определенной фиксации аномалий не дает.

В условиях Кольского полуострова гидрохимический метод поисков медно-никелевых месторождений по грунтовым водам может дать положительные результаты. Основными элементами-индикаторами при поисках указанных месторождений могут служить Ni и Cu, вспомогательным индикатором — сульфат-ион. Смещение ореолов Ni и Cu от рудных тел невелико — первые десятки метров, что вынуждает применять густую сеть проботбора. Содержание элементов-индикаторов в грунтовых водах зависит не только от их концентрации в рудах, но и от мощности наносов над рудными телами (не более 10—15 м). Достаточно производительный метод концентрирования тяжелых металлов с помощью диэтилдитиокарбоната Na позволяет анализировать пробы воды, содержащие 1 мг/л тяжелых металлов (Л. П. З.).

396. К о н о в а л о в Г. С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. ДАН СССР, т. 129, 1959, № 4, стр. 912—915.

Излагаются результаты изучения содержания некоторых микроэлементов в главнейших реках СССР, проведенного совместно с Гидрометеослужбой СССР в 1954—1956 гг.

Приведены данные по р. Поною у с. Каневка (на Кольском полуострове) (см. таблицу).¹

Химические элементы	Средняя концентрация, γ/л	Вынос реками, т/год
V	11.5	14
Br	9.0	11
J	4.6	6
F	0.17	207
Mn	6.5	8
Cu	6.0	7
Zn	4.2	5

Примечание. Средний многолетний сток р. Поноя равен 1.22 км³/год.

Приведены также данные по р. Сев. Двине, у с. Усть-Пинега, и по р. Печоре, у с. Усть-Цильма.

¹ В таблице вызывает сомнение цифра 207 т/год, такое же сомнение имеется в отношении других рек. (М. Д. М.).

Указывается, что реки, впадающие в моря Северного Ледовитого океана, характеризуются, как правило, невысоким содержанием Вг, В, J и Р. Исключение составляет р. Поной, в котором несколько повышена концентрация Р. Это связывается с влиянием фтор-апатитов, распространенных на Кольском полуострове.

Увеличение концентрации Си и Zn наблюдается для ряда рек, формирующих свой химический состав в горных районах, а также для рек, в бассейнах которых распространены болотные почвы и подзолы. К последним относится ряд рек Севера.

Указывается, что изучение содержания микроэлементов в поверхностных водах представляет собой интерес для целей поисков полезных ископаемых гидрохимическим методом. Библ. — 4 назв. (М. Д. М.).

397. К о р н и л о в Н. А. Колломорфные нерудные минералы Печенгских сульфидных медно-никелевых месторождений и их отношения к процессу кристаллизации руд. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 30—38. R-36-XIX, XXV.

Дается описание морфологии колломорфных нерудных минералов и их взаимоотношений с сульфидами. Наибольшим распространением эти минералы пользуются в составе вкрапленных руд (метасоматически оруденелых серпентинитов). Рассматриваются колломорфные серпентино-хлоритовые, карбонато-хлоритовые и существенно хлоритовые выделения. Структурные особенности концентрически-зональных выделений дают возможность определить порядок их отложения и указывают на то, что раскристаллизация нерудных минералов происходила в конце главной стадии рудоотложения, но до начала перегруппировки рудных компонентов в позднюю стадию рудной минерализации. Граф. — 3 табл. Библ. — 14 назв. (Г. Р.). РЖ Геол., 1961, № 10, В 211.

398. К о р н и л о в Н. А. Некоторые наблюдения в контакте эффузивных диабазов печенгской свиты. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 33—39. Работа Кольского фил. АН СССР. R-36-XIX, XXV.

На протяжении 20 км между месторождениями Каммикиви и Ждановским наблюдается контакт рудоносной филлито-гипербазитовой зоны, к которой приурочены Печенгские медно-никелевые месторождения с перекрывающими их диабазами печенгской свиты. Установлен процесс замещения филлитов диабазами, выразившийся в постепенной смене пород (снизу вверх): филлиты, спилитовые диабазы, мелкозернистые диабазы, крупнозернистые диабазы. Данные петрографии и химических составов мелкозернистых и спилитовых диабазов приводят к заключению, что в образовании этих пород значительную роль играли процессы ассимиляции осадочных пород магмой. Библ. — 6 назв. (М. Н. М.). РЖ Геол., 1960, № 11, 23523.

399. К о р н и л о в Н. А., Д е н и с о в А. П. О составе и условиях образования пирротина и троилита печенгских медно-никелевых месторождений. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, стр. 24—33. R-36-XIX, XXV.

Выполнено рентгеномерическое определение состава пирротина (19 проб) для ряда Печенгских медно-никелевых сульфидных месторождений и рудопроявлений. Исследованию подверглись пирротины как сингенетических, так и эпигенетических руд. Первые по составу являются троилитами (50.0—50.6% S в ат.%). Наиболее сернистые из них располагаются в центральной части крупных ультраосновных массивов.

Пирротины эпигенетических руд содержат от 52.30 до 52.80% S, причем содержание S в пирротине возрастает с удалением от рудопроводящего канала.

Причины изменения состава пирротина не выяснены. Попутно доказывається невозможность использования состава пирротина в качестве «геологического термометра», как это предлагает Э. Н. Елисеев. Библ. — 11 назв. (Ю. Н. Я.). См. также РЖ Геол., 1961, № 1, В 169.

400. К о р н и л о в Н. А. Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных силикатов. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 2, 1959, стр. 113—125. R-36-XIX, XXV.

Асбестовидные минералы (хризотил-асбест, хлорит и актинолит) имеют оптически аномальные свойства, связанные с условиями образования этих минералов. Искажения оптических свойств асбестовидных минералов по сравнению с их чешуйчатыми и таблитчатыми разностями для всех трех изученных минералов одинаковы и заключаются в приближении оптических осей к плоскостям кремне-кислородных тетраэдров в направлении вытянутости волокон, в поворачивании индикатрисы и вытягивании ее вдоль удлинения волокон, в приближении поперечного сечения индикатрисы к круговому, т. е. смене оптического знака на положительный.

Порошкограммы изученных минералов отличаются от дебаеграмм неволокнистых минералов набором линий, размытостью их и изменением некоторых межплоскостных расстояний. У хлорита и актинолита увеличены параметры b и c .

Появление оптически аномальных свойств связано у волокнистых минералов с искажением их структуры. В актинолитах, например, резкое увеличение параметра b должно вызвать уменьшение величины Nm и соответственно появление малого положительного угла $2V$.

По мнению автора, генезис поперечноволокнистых жилок асбестовидных минералов может быть удовлетворительно объяснен образованием волокон при раскристаллизации прилипшего к стенкам геля вследствие растяжения (коллоидная гипотеза В. Н. Лодочникова). Граф. — 4 табл. Библ. — 22 назв. (Ж. А. Ф.). См. также РЖ Геол., 1960, № 10, 20060.

401. К о р н и л о в Н. А. Хлориты из медно-никелевого месторождения в Печенгском районе. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 39—48. R-36-XIX, XXV.

Месторождение пространственно связано с пластообразной интрузией серпентизированных перидотитов, контролируется трещинными зонами и носит эпигенетический характер. Вмещающие породы на контакте с рудными телами повсеместно подвергались хлоритизации или оталькованию. Из четырех исследованных хлоритов выделения первой разности наблюдаются в приконтактной части жилы массивных сульфидных руд, заходящей в виде апофизы в массив метаморфизованного габбро-диабазы. Второй входит в состав почти мономинеральной хлоритовой породы, образовавшейся за счет сланца на контакте с оруденелой брекчией. Третья разность наблюдается в виде многочисленных жилок в указанной выше хлоритовой породе. Четвертая встречается в виде жилки мощностью 2.5 см в метасоматически оруденелой амфиболо-хлоритовой породе. Оптические свойства всех разновидностей хлорита, их химический состав и удельный вес, а также данные рентгеновского анализа приведены в таблице.

Для всех четырех разностей характерно наличие эндотермических эффектов при температуре 500—600°, связанных с выделением конституционной воды, а также экзотермических эффектов при 760—860°, обусловленных кристаллизацией оливина. С увеличением содержания Mg и уменьшением содержания Fe наблюдается повышение температуры основного эндотермического эффекта, увеличение интенсивности экзотермического эффекта, уменьшение параметров a и b и возрастание c . Обе первые разности образовались метасоматическим путем при окожильном мета-

Компоненты и свойства	Афросидериты		Рипидолиты	
	хлорит-1	хлорит-2	хлорит-3	хлорит-4
SiO ₂	26.17	23.47	28.66	26.25
TiO ₂	сл.	1.80	0.48	сл.
Al ₂ O ₃	18.26	18.04	20.82	19.52
Fe ₂ O ₃	3.18	2.89	1.57	1.73
FeO	34.77	31.50	22.22	24.54
MnO	0.33	0.28	0.35	0.26
MgO	7.50	10.43	12.31	16.37
CaO	0.06	0.20	0.70	0.06
Na ₂ O, K ₂ O	0.12	0.15	сл.	0.06
H ₂ O ⁺	9.07	10.27	10.90	10.47
H ₂ O ⁻	0.59	0.45	0.19	0.33
CuO	—	—	1.62	—
NiO	—	—	сл.	—
S	0.10	0.31	1.30	0.14
Сумма	100.15	99.79	101.12	99.73
Поправка на S	0.05	0.16	0.65	0.07
Сумма	100.10	99.63	100.47	99.66
Уд. в.	3.04	3.06	2.99	2.96
Оптический харак- тер	—	—	+	+
Плеохроизм:				
Ng	Зеленый.	Зеленый.	Бесцветный.	Бесцветный.
Np	Бесцветный.	Светло-жел- тый.	Светло-зеле- ный.	Светло-зеле- ный.
Ng	1.651	1.646	1.628	1.625
Np	1.647	1.642	1.626	1.624
2V	0	Небольшой.	Небольшой.	Небольшой.
a · sin β (400)	5.336	5.328	—	5.312
c · sin β (005)	14.09	14.09	—	14.115
b(060)	9.318	9.312	—	9.288

морфизме метадиабазы и сланца; третья и четвертая разности по времени образования являются более поздними. (А. Г.). РЖ Геол., 1961, № 12, В 213.

402. К о р н и л о в Н. А. Ярозит с Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 121—126.

Ярозит встречается на северо-западе Кольского полуострова в виде гроздевидных, почковидных выделений на стене обрыва, сложенного филлитами. Почка имеет концентрически-зональное строение, образованное перемещающимися прослоями волокнистой и тонкозернистой смеси ярозита с другими минералами. Отдельные прослои образованы минералом, показатель преломления которого 1.41 (опал?). Ярозит в почках образует мелкие волокна, располагающиеся перпендикулярно к границам концентрических прослоев. Удлинение положительное. Одноосный, отрицательный, $N_o=1.825$, $N_e=1.720$. Плеохроизм по N_o буровато-желтый, по N_e более светлый, того же оттенка. Уд. в. 2.631. Кривая нагревания дает 3 эндотермических максимума: 50—250°, обусловленный выделением воды из опала; 450—550°, связанный с выделением конституционной воды, и 750—850°, обусловленный выделением сернистого газа. Хим. состав (в вес. %): SiO₂—27.72; Al₂O₃—0.11; Fe₂O₃—31.96; FeO—0.29; MgO—0.11; CaO—0.77; K₂O—0.42; Na₂O⁺—2.68; (NH₄)₂—1.10; SO₃—22.23; CO₂—0.61; H₂O—2.72; H₂O—10.69; сумма—101.41. Формула: [Na_{0.63}(NH₄)_{0.30}K_{0.07}]Fe₃³⁺(SO₄)₂(OH)₆. Спектральным анализом обнаружены Mn, Ti, Cu, Sr, Ba, Ni, Nb, Be, Pb, V. Рентгеновские исследования

установили, что кольский ярозит близок испанскому и отличается от последнего несколько большим размером элементарной яч. Образовался в зоне гипергенеза из минерализованных вод. Библ. — 10 назв. (С. Н.). РЖ Геол., 1961, № 12, В 174.

403. К р у т о в Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959, 232 стр. Q-36-III.

Кобальтоносность сульфидных руд Кольского полуострова изучена на примере месторождений Монче-тундры. Ассоциация минералов во всех жилах медно-никелевых руд следующая: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит. Собственно кобальтовых минералов, за исключением крайне редких арсенидов и сульфоарсенидов, в составе руд нет. Подавляющее количество Со (90%) входит в состав пентландита, а остальное рассеяно в других минералах. Некоторая часть Со заключена в оливине (0.005—0.008%).

В зоне окисления, представленной преимущественно гидроокислами Fe, среднее содержание Со снижено в 3—4 раза, а содержание Ni — в 10—15 раз. Преобладающее количество Со здесь сконцентрировано в гидроокислах Fe, что позволяет предположить наличие сорбции Со в высокодисперсных гидроокислах Fe. В зоне цементации, сложенной «сажистыми рудами», наряду с обогащением Cu, при сохранении или некотором понижении содержания Ni, содержание Со увеличивается не менее чем в полтора раза по сравнению с первичными рудами. Библ. — 345 назв. (И. В. Р.).

404. К р ы л о в И. Н. Рифейские строматолиты острова Кильдина. ДАН СССР, т. 127, 1959, № 4, стр. 888—891. R-36-XXIII, XXIX.

Изучены столбчатые колоннальные ветвящиеся строматолиты типа *Collenia buriatica* Maslov п-ова Среднего и о. Кильдин. Отмечено их широкое распространение (Урал, Тиман, о. Кильдин, Норвегия, Гренландия, Сибирь, Китай) и приуроченность к определенным горизонтам. Применена новая методика изучения строматолитов при помощи большого количества параллельных распилов. Образец разрезается на пластинки в 5—7 мм толщиной. Поверхность распила зарисовывается. Точная форма столбиков и их расположение восстанавливается по рисункам в виде объемной блок-диаграммы. Столбчатые постройки имеют разнообразную форму, но характеризуются общими чертами в способе роста, типа напластования микропластов, боковым отграничением от вмещающей породы. Описана *Collenia buriatica* Maslov. Библ. — 13 назв. (Р. А. В.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6439.

405. К у д р я в ц е в Н. А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Л., Госпонтехиздат, 1959, стр. 196—203. (Тр. ВНИГРИ, вып. 142). Q-36-IV—VI.

Излагая взгляды о связи залежей нефти и газа с миграцией углеводородов по глубоким разломам в земной коре, автор на стр. 196—203 останавливается на характеристике газопроявлений в Хибинском щелочном массиве. Кольский полуостров рассматривается как устойчивый участок земной коры, на котором начиная с палеозоя происходили тектонические движения только платформенного типа — расколы и разломы с сопутствующим развитием вулканизма, крупнейшим результатом которого являются Хибинский и Ловозерский массивы нефелиновых сиенитов. Приводится краткая геологическая характеристика Хибинского массива. Далее кратко излагаются результаты исследований И. А. Петерсилье (1957 г.), которыми установлено наличие в породах Хибин углеводородных газов — метана и его гомологов в закрытых порах и в системах микротрещин в щелочных породах, а также в подпочвенном воздухе рыхлых отложений, покрывающих массив. Вмещающие Хибинский плутон гнейсы архея и осадочно-вулканогенные породы свиты имандраварзуга (протерозой) углеводородных газов не содержат. Автор считает,

что вывод И. А. Петерсилье о генетической связи углеводородных газов с нефелиновыми сиенитами Хибин ошибочен и полагает, что в Хибинах имеет место проявление миграции углеводородных газов с глубины. Пути для такой миграции служат, по мнению автора, изверженные породы Хибинского массива, поры и микротрещины которых насыщены поднимающимися с глубины углеводородным газом. Автор считает, что поток углеводородных газов идет также и через Ловозерский щелочной массив, в породах которого И. А. Петерсилье также установил присутствие углеводородных газов. (С. В. И.).

406. Кузин А. А. К вопросу о серебрянорудном промысле в районе Белого моря. В сб.: Вопросы истории естествознания и техники, вып. 7, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 154—158. Q-36-IX.

Вопреки мнению Г. Лопашинского, А. Е. Ферсмана, В. И. Вернадского автор утверждает, что по архивным данным начало разработки месторождения серебра на Медвежем острове в Кандалакшской губе Белого моря относится не к XVIII, а к XVII или XVI в. Ставится под сомнение заключение о выработанности этого месторождения.

За несколько лет до 1669 г. в Кирилло-Белозерский монастырь было привезено из Умбинской вотчины 13 фунтов серебряной руды. Мастер Петр Севастьянов говорил, что серебро это лучше немецкого. Приблизительно в 1666 г. умбинские крестьяне Халтурины выкапывали на острове в каменной горе в двух местах серебряные самородки крицы и продавали их в Холмогорах в серебряном ряду, делали из них кресты.

В июне 1671 г. из Москвы на о. Медвежий выехала экспедиция майора Анофрея Машкеева и нашла 3 самородка (весом около 125.8 г) серебра на берегу моря, где ранее были найдены другие самородки.

В 1673 г. на о. Медвежий из Москвы выехала вторая экспедиция подъячего А. Зиновьева, нашедшая небольшую серебряную кричку, кусочки медной руды и камней, в которых находилась эта кричка.

В 1680 г. отправилась третья экспедиция П. Моложенина.

В 1733 г. Ф. Прядунов, Ф. Чирков и Е. Сабинин нашли залежи серебряной руды на о. Медвежем и выплавляли 35 фунтов металла.

Разработка месторождения велась до 1742 г. Работы были остановлены по неясным причинам, якобы в связи с выклиниванием залежей и большим притоком воды в выработки.

Обследование 1769 г. показало, что рудные тела не выклиниваются. Библ. — 30 назв. (В. А. Т.).

407. Кузьменко М. В., Кожанов С. И. Новый минерал карнасуртит. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 95—98. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-V, VI.

В пегматитах Ловозерского массива на горе Карнасурт, а также на горе Пункаруайв обнаружен новый минерал карнасуртит, образующий пластинчатые выделения в нагролите, тесно ассоциирующий с полилитом. Минерал рентгеноаморфный. Хим. состав карнасуртита с горы Карнасурт (в вес. %): SiO_2 — 20.47; P_2O_5 — 3.29; Al_2O_3 — 7.46; Fe_2O_3 — 1.10; MgO — 0.91; TiO_2 — 12.14; Nb_2O_5 — 8.20; ThO_2 — 6.22; TR_2O_3 — 17.58; CaO — 1.66; BaO — 0.68; Na_2O — 0.91; K_2O — 0.76; H_2O^+ — 7.22; H_2O^- — 10.84; F — 0.91; сумма — 100.35—0.38=99.97; уд. в. — 2.89. (Приведены также данные 2-го анализа карнасуртита из того же месторождения и с горы Пункаруайв). Состав отвечает формуле: $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th}) (\text{Ti}, \text{Nb}) (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ при отношении $\text{TR} : \text{Th} \approx 5 : 1$; $\text{Ti} : \text{Nb} \approx 2.5 : 1$; $\text{Al} : (\text{Fe}^{+3} + \text{Mg}) \approx 4 : 1$; $\text{S} : \text{P} \approx 8 : 1$. Около половины воды быстро удаляется при нагревании до 150° , остальная часть постепенно выделяется до 650° . Цвет медово-желтый, черта желтая, блеск жирный, отдельность отчетливая, параллельна пластин-

частости. Тв. 2; уд. в. 2.89—2.95. В шлифах светло-желтый, не плеохроирует. Одноосный отрицательный или иногда аномально двуосный. Погасание прямое, удлинение положительное. $N_o=1.617$, $N_e=1.595$. Прокаленный при 900° минерал дает дебаеграмму, сходную с таковой хаттонита. (Э. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 5, 8705.

408. Курбатов С. С., Михайлова А. Ф., Никитин Ю. В. Либенерит из апатито-нефелиновых месторождений Хибин. В сб.: К минералогии постмагматических процессов, Л., Изд. ЛГУ, 1959, стр. 195—202. Q-36-IV, V.

В Хибинах либенерит встречается в качестве вторичного минерала, развивающегося при процессах изменения нефелина. Особенно часто либенерит развит в пределах так называемых разрушенных зон.

Химические анализы либенерита показывают высокое содержание в нем Si, Al, K; в меньших количествах присутствуют Na, Mg, Fe. Приведены основные данные по его физическим свойствам.

Образование либенерита связано с изменением нефелина под влиянием восходящих и нисходящих углекислых растворов. Граф. — 3 табл. Библ. — 16 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 4, В 168.

409. Курылева Н. А., Носиков В. В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове. Разведка и охрана недр, 1959, № 3, стр. 5—8. СЗГУ. Q-36-IX.

В береговых частях Кандалакшского залива Белого моря и на островах широко развиты палеозойские дайки щелочных базальтоидов, альнеитов и пикритовых порфиров, нередко переполненных включениями различных пород. В районе о. Елового эти породы представляют собой эруптивную брекцию, заполнившую трубообразную зону дробления, которая возникла на контакте гранита с амфиболитом. Трубка взрыва имеет форму неправильного овала, вытянутого с северо-запада на юго-восток, площадью 18×10.5 м. Контакт с вмещающими породами эруптивный. Трубка сечется дайкой слабо карбонатизированного субщелочного ультраосновного порфирита с включениями различных пород (в основном эклогитов) и ответвляющимися от нее дайками порфирита. В центральной и северо-восточных частях трубки обнаружены небольшие штоки карбонатитов, образовавшихся в последнюю стадию магматической деятельности. Сама трубка сформирована не менее чем в два этапа, в третьем этапе образовалась дайка порфирита, в четвертом — карбонатитовые штоки. Выполнившая трубку эруптивная брекция сходна с некоторыми сибирскими кимберлитами, например трубки «Зарница». Из минералов-спутников алмаза в брексии обнаружены прозрачный магнезиальный оливин, перовскит, хромит, оранжевый альмандин-пироп и в редких случаях — хромдиопсид и лиловый дихроичный пироп. Библ. — 6 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6660.

410. Кухаренко А. А., Кондратьева В. В., Ковязина В. М. Кафетит — новый водный титанат кальция и железа. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 4, стр. 444—453. Q-36-III.

Приведено краткое описание геологического строения массива Африканда, в истории которого выделяют три этапа. Рудные пегматиты, где встречается кафетит, относятся к третьему этапу и распространены в центральной части массива в виде секущих жил, жилородных тел и зон тонкой инъекции в пироксенитах. Кафетит является одним из поздних минералов, слагающих миаролитовые пустоты и «занорыши» в рудных пегматитах, и ассоциирует с титано-магнетитом, флогопитом, дизаналитом, ильменитом, бадделейтом, клинохлором.

Дается описание форм выделения кафетита и его взаимоотношений с другими минералами. Гониометрическое исследование позволило определить, что габитусными формами на кристаллах кафетита являются

{100}, {520} и {210.} Грани остальных форм присутствуют лишь в качестве мельчайших притуплений. Параметры элементарной ячейки, вычисленные по рентгенограммам вращения: $a=31.34 \pm 0.05 \text{ \AA}$, $b=12.12 \pm 0.03 \text{ \AA}$, $c=4.96 \pm 0.01 \text{ \AA}$. Объем элементарной ячейки $V_0=1884.01 \text{ \AA}^3$. Число молекул в элементарной ячейке — 6, рентгеновская плотность — 3.192. Отношение осей, вычисляемое на основании параметров ячейки, составляет $a : b : c = 2.5858 : 1 : 0.4092$. Приведены физические свойства и результаты кристаллооптического исследования. Даны результаты спектрального и химического анализа. Приближенная кристаллохимическая формула: $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Приведена дифференциальная кривая нагревания и кривая обезвоживания кафетита. Данные термического анализа позволяют считать воду, присутствующую в кафетите, кристаллизационной, с различной прочностью удерживающуюся в структуре и выделяющуюся в широком интервале температур (100—650°). В конце работы рассматриваются условия образования кафетита. Граф. — 8. Библ. — 7 назв. (Г. С. К.).

411. Кухаренко А. А. Распределение редких элементов в комплексах ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса, Тр. геохимического симпозиума (декабрь, 1957 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 150—151.

В комплексах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова Nb, Ta, Zr, Hf, TR, Se, V ведут себя как «сквозные», что указывает на генетическое родство всех серий пород. В процессе формирования массивов редкие элементы переходят от эндокриптных, рассеянных форм нахождения к самостоятельной кристаллизации. Это объясняется большой изоморфной емкостью первичных минералов пород к редким элементам и меньшей емкостью к ним вторичных минералов, что приводит к высвобождению редких элементов на поздних стадиях формирования массивов и образованию самостоятельных редкометалльных минералов. (Ю. М. К.).

412. Лаврова М. А. По поводу статьи Н. И. Апухтина «Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям». Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 159—163.

Оспариваются основные положения, выдвинутые в статье Н. И. Апухтина. Выделение четырех моренных горизонтов не подтверждено палеонтологически и потому не обосновано. Не находит подтверждения и отнесение элювиально-делювиальных отложений восточной части полуострова ко времени второго верхнего межледникового (по стратиграфической схеме С. А. Яковлева); более обосновано их отнесение к доледниковым образованиям (Сидоренко).

Автор не согласен с выводом Н. И. Апухтина о полной денудации отложений бореальной трансгрессии и выделением Мгинских межледниковых отложений на южном и юго-восточном берегу полуострова, отнесенных к четвертичному верхнему межледниковью. По мнению М. А. Лавровой, эти отложения являются одной из фаций осадков бореальной трансгрессии. Не подтверждается также мнение о том, что последнее оледенение не покрывало восточную часть полуострова.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений, предлагаемая Н. И. Апухтиным для Кольского полуострова, не находит подтверждения. Факты показывают существование на Кольском полуострове двух оледенений, разделенных морской бореальной трансгрессией, и поздние и послеледниковых морских и континентальных отложений. Библ. — 4 назв. (Н. Н. А.).

413. Ланге О. К. Подземные воды СССР. Ч. I. Подземные воды Европейской части СССР. М., МГУ, 1959. 269 стр.

Подземные воды Кольского полуострова описаны весьма кратко и в общей форме из-за скудности имеющихся литературных материалов.

Дается характеристика зоны грунтовых вод типа тундровых по В. С. Ильину («Грунтовые воды», БСЭ). Они залегают очень близко от дневной поверхности, переходят в поверхностные и болотные воды, содержат большое количество органических веществ и очень малое количество минеральных солей, среди которых существенную роль играет кремнезем. Грунтовые воды принимают значительное участие в питании и регулировании местных рек.

Согласно данным «Справочника по водным ресурсам» (т. 2, «Северный край», изд. ЕГМС, 1934), отмечается наличие ничтожной концентрации солей и отсутствие органических соединений в подземных водах, приуроченных к изверженным и метаморфическим горным породам, а также к хорошо промытым ледниковым образованиям. Характерна карбонатная жесткость до 3—4° и наличие Fe. В водах болотных районов имеются гуминовые соединения и увеличивается количество Fe.

В пределах массивов изверженных пород воды обладают очень разнообразными свойствами. Например, в некоторых пунктах Монче-тундры воды содержат соли Ni и других тяжелых металлов. В районе апатитовых месторождений в воде встречается Р. Породы по водоносности разнообразны: наиболее водоносны изверженные породы, обладающие развитой трещиноватостью и сравнительно глубокой зоной выветривания. Наименее водоносны метаморфические породы, особенно глинистые, серицитовые, слюдястые сланцы и т. д., при выветривании которых образуется богатая глиноземом мелкощебенчатая масса, предохраняющая массивы от выветривания в глубину.

Гидрогеологические условия на Кольском полуострове весьма сложны, что обусловлено геологическим строением. В рыхлообломочных образованиях, в пределах предгорных прогибов и склонов, накапливаются подземные безнапорные и напорные воды. Библ. — 93 назв. (А. А. А.).

414. Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. Вестн. ЛГУ, 1959, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, стр. 5—20. Резюме англ.

В Северной Карелии (западное Беломорье) среди биотитовых амфиболо-биотитовых и особенно амфиболовых гнейсов часто встречаются их гранатовые разновидности. Среди последних наблюдаются карбонатные прослойки с гранатом.

Гранаты развиваются в первую стадию высокотемпературного метаморфизма, вероятно, под действием кислых растворов в породах, относительно богатых Fe. В последующую стадию амфиболизации они резорбируются и исчезают. Гранат из анкеритовых прослоев среди гранато-амфиболовых гнейсов п-ова Карташ представлен пироп-гроссуляр-альмандином, $N=1.792$; из антофиллито-актинолитовых пород — пироп-альмандином, $N=1.783$; из кианито-гранато-биотито-плагиоклазовой породы — альмандино-пиропом, $N=1.768$; из диопсидо-гранатовых пород — гроссуляр-пироп-альмандином, $N=1.782$; в гранатовом амфиболите гранат имеет состав пиропо-гроссуляро-альмандина, $N=1.791$. Из биотитовых гнейсов он представлен гроссуляр-пироп-альмандином, $N=1.785$; из гранато-амфиболового гнейса — пироп-гроссуляр-альмандином, из Шуерцкого гранатового месторождения имеет $N=1.792$. Выяснено, что гранаты из пород одного района, различных по происхождению и по составу (с весьма сильным колебанием $FeO : MgO : CaO$), тождественны по содержанию альмандинового компонента. Состав граната (содержание Fe-, Mg- и Ca-компонентов) является важным показателем главным образом

динамических условий его образования и вследствие структурных особенностей его решетки в значительной мере определяется давлением. Приведены химические анализы гранатосодержащих пород. (Т. А. Я.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12768.

415. Л и н д е н Н. А. О карте сейсмичности Арктики. В сб.: Сейсмические и гляциологические исследования в период Международного геофизического года, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 7—17.

Сообщаются подробные данные о землетрясениях Арктики за 1908—1958 гг. и приводится карта эпицентров.

Упоминается о слабых землетрясениях на Кольском полуострове. Удаленные сейсмические станции эти землетрясения, как правило, не регистрируют. Работающая здесь с 1956 г. сейсмическая станция «Апатиты» регистрирует значительное число близких землетрясений. Библ. — 10 назв. (Г. Д. П.).

416. Л и о г е н ь к и й С. Я. О повышении эффективности геофизических работ при поисках и разведке слюдяных пегматитовых жил в Карельской АССР и Мурманской области. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 12, стр. 31—51.

Указывается эффективность электроразведки в модификациях симметричного профилирования и съемки срединных градиентов при поисках и разведке слюдяных пегматитовых жил, ввиду того что территория Кольского полуострова и Карелии характеризуется слабой обнаженностью коренных пород, перекрытых ледниковыми отложениями, заболоченностью, относительно небольшими жильными телами. Приводятся некоторые методические положения проведения электроразведочных работ и проверки их горными работами применительно к условиям Кольского полуострова и Карелии. Отмечена слабая степень привлечения геофизических методов к решению задач геологического картирования. Библ. — 3 назв. (В. С. С.).

417. Л и о г е н ь к и й С. Я. Физические свойства пегматитов и вмещающих пород Карелии и Кольского полуострова. Геология рудных месторождений, 1959, № 6, стр. 117—120.

Обобщаются сведения о магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, удельном электрическом сопротивлении, радиоактивности и плотности пегматитов и вмещающих пород Карелии и Кольского полуострова, являющихся важнейшим источником добычи слюды мусковита. Установлено, что пегматиты практически не различаются по плотности намагниченности от вмещающих пород, за исключением эффиболитов и габбро-норитов, в результате чего нецелесообразно использование магниторазведки и гравиразведки для поисков слюды. По данным гамма-каротаж, жилы, сложенные микроклиновым или калиевым пегматитом, отличаются повышенной радиоактивностью из-за повышенного содержания радиоактивного изотопа ^{40}K . Это открывает возможность поисков радиоактивными методами керамических пегматитов; для поисков слюдоносных пегматитов эти методы практически неприменимы. Наиболее четко пегматиты и вмещающие их породы различаются по удельному электрическому сопротивлению. Это позволяет применять электроразведку для их поисков. Библ. — 3 назв. (М. В. С.). РЖ Геол., 1960, № 11, 24485.

418. Л у к а ш е в К. И. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена. Минск, Изд. АН СССР, 1959. 287 стр.

Указывается на наличие в пределах Кольского полуострова межледниковых отложений, заключенных между двумя моренами (рисс-вюрм), содержащих остатки растительности и моллюсков, которые свидетельствуют о потеплении климата в период между оледенениями. Библ. — 477 назв. (М. К. Г.).

419. Лялин П. В., Петровский А. Д. Производственное опробование метода радиоволнового просвечивания на месторождении Ниттис-Кумужья. — Бюлл. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1959, № 4, стр. 8—9. Q-36-III.

Кратко описывается месторождение. Указывается, что после буровых разведочных работ рудника между прослеженными жилами могли остаться незамеченными рудные тела промышленного значения.

«Североникель», эксплуатирующий месторождение, продолжил своими силами работы по радиоволновому просвечиванию с целью поисков жил, пропущенных или утраченных при разведке и эксплуатации, и точного установления безрудных пространств. В результате были открыты новые аномалии и выделены участки, размером до 300 м, не содержащие жильного оруденения. Сделаны два основных вывода: 1) радиоволновое просвечивание позволяет сократить объем буровых и горных работ; 2) недостатком метода является невысокая точность оценки мощности рудных жил.

Указывается, что успешное внедрение подземной геофизики в практику горнодобывающих предприятий может быть достигнуто только в контакте предприятий с научно-исследовательскими организациями. (В. С. С.).

420. Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 89—103. (Тр. ИМГРЭ, вып. 3).

В работе рассматривается распространенность магнетита в изверженных горных породах различного типа. Встречаются целые районы, где магнетит в изверженных горных породах отсутствует, что может показывать своеобразные условия формирования изверженных пород. Примером могут служить некоторые щелочные породы Ловозерского массива.

Приводятся данные о составе магнетита. В его решетку может входить Co, Ni, Ti, V, Cr, Mn, Se, Zn, Pb, Ga, Mo, Cu.

Состав магнетита в разных массивах одной провинции подвержен некоторым колебаниям. Сравнение состава магнетита гранитоидов различных провинций показывает, что он отличается определенными особенностями, отражающими геохимические черты тех магм или растворов, из которых он формировался. Приведены таблицы состава магнетита из различных районов, в частности Кольского полуострова. Магнетит из гранитоидов Кольского полуострова характеризуется отсутствием Sn и Pb. Граф. — 7 табл. Библ. — 44 назв. (С. Н. С.).

421. Макеевский С. И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, стр. 8—14. Работа Кольского фил. АН СССР.

Подробно рассмотрены две точки зрения (первая Е. П. Чуйкиной и Л. В. Калафати, вторая Д. Т. Миширева и Л. Я. Харитоновой) на тектоническую структуру и стратиграфию беломорского гнейсового комплекса, развитого в Северной Карелии и южной части Мурманской области. Региональные и детальные исследования подтверждают правильность представления Л. Я. Харитоновой об антиклинорном характере структуры Беломорья. В разрезе Беломорский мегаантиклинорий, по мнению автора, представляет собой прямую веерообразную структуру, весьма сходную со структурами обращенных антиклинорий в более молодых геосинклинальных областях. Форма Беломорского мегаантиклинория, морфология и интенсивность осложняющей его складчатости, мощность, состав и степень метаморфизма, слагающих его первичноосадочных пород, а также характер проявления гранитных интрузий позволяют считать его обращенным антиклинорием, возникшим на месте интрагеосинклинали после того, как произошла частная инверсия. Между архейскими и более молодыми

геосинклинальными областями больше сходства, чем различий, поэтому для анализа истории развития беломорской складчатой области возможно применение основных закономерностей геосинклинального развития, установленных для более молодых складчатых областей. Говоря о двух основных схемах стратиграфии беломорского гнейсового комплекса, одна из которых предложена Д. Т. Мишаревым, а другая Е. П. Чуйкиной и Л. В. Калафати, отмечается, что схема Д. Т. Мишарева отвечает последовательности накопления осадочных формаций в интрагеосинклинали, чего нельзя сказать о стратиграфической схеме Чуйкиной и Калафати. Библ. — 14 назв. (Е. В. К.). РЖ Геол., 1960, № 11, 22549.

422. М а к и е в с к и й С. И. О подтипе гребенчатых пегматитов тел. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 5—13. Q-36-II, Q-37-VIII.

На примере пегматитов Енского и Стрельнинского слюдоносных районов Кольского полуострова показаны структурные условия формирования различных их морфологических типов. Из группы согласных пегматитов, расположенных в трещинах отслоения складчатых структур, выделен подтип гребенчатых. Его появление связывается с заполнением пегматитовым материалом сложных трещин отслоения, возникающих в условиях с затрудненным скольжением пластов. Трещины отслоения, занимаемые гребенчатыми жилами, в верхних частях имеют обычно простую форму, а в нижних — более сложную, с наложенной мелкой складчатостью. От морфологии трещин отслоения зависит и морфология гребенчатых пегматитов. В верхних частях они представлены плитообразными телами, сменяющимися по мере погружения трубчатыми. В продольном разрезе тела с подобной морфологией напоминают гребень, откуда они и получили свое название. (Г. М.). РЖ Геол., 1961, № 10, В 314.

423. М а л я с о в а Е. С. О палеоботанической характеристике четвертичных отложений Кольского полуострова. Вестн. ЛГУ, 1959, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 68—77. Резюме англ.

При составлении карты четвертичных отложений Кольского полуострова выделены отложения четырех ледниковых и трех межледниковых эпох. Пыльцу и споры содержат только осадки последнего (карельского) межледниковья и послеледниковое время. Спорово-пыльцевые диаграммы межледниковых отложений показывают смену холодолюбивой растительности теплолюбивой, связанной с потеплением климата. Каждая из этих диаграмм имеет свои индивидуальные особенности, отражающие местные различия в растительном покрове. Так, в районе р. Варзуги в начале межледниковья существовали светлохвойные сосновые леса, которые в дальнейшем сменялись елово-сосновыми. В другом районе начало межледниковья характеризовалось березовой лесотундрой, сменявшейся березово-сосновыми лесами. Климатические условия второй половины карельского межледниковья были более благоприятными, чем современные.

Полученные данные сходны с результатами палинологического изучения отложений карельского межледниковья в ряде пунктов Карелии и Ленинградской области. Палинологический комплекс отложений бореальной трансгрессии трудно сопоставлять с комплексом карельского межледниковья Кольского полуострова, по-видимому, они разновозрастны. Пыльцевые спектры послеледниковых отложений подтверждают выводы К. В. Зворыкина (Материалы по палеогеографии, изд. МГУ, 1954, вып. 1) об изменении растительности Кольского полуострова в послеледниковое время. Библ. — 5 назв. (Р. Е. Г.). РЖ Геол., 1960, № 10, 18850.

424. М а т и а с В. В. О находке бавенита в пегматитах Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 130—134. R-36-XXVIII, XXXVI.

Бавенит обнаружен автором при изучении пегматитов хр. Оленьего, на горе Большой Потчеварек и в районе оз. Большой Лапоть. Пегматитовые жилы залегают в амфиболитах и габбро-анортозитах, имеют зональное строение.

Бавенит выделяется по тонким трещинам в пустотах выщелачивания, образуя пластинчатые и веерообразные агрегаты. Цвет белый, с шелковистым блеском. Спайность совершенная. $Ng=1.597\pm0.003$, $Nm=1.588\pm0.003$, $Np=1.587\pm0.003$, $Ng-Np=0.010$, $2V=40-60^\circ$. Угасание прямое. Часто сдвойникован. Хим. анализ бавенита хр. Оленьего (в вес. %): $SiO_2 - 59.66$; $Al_2O_3 - 7.97$; $BeO - 6.18$; $CaO - 23.10$; п. п. п. — 2.90; сумма — 99.81. Спектральным анализом, кроме того, обнаружены Mg, Fe, Mn, Sr, Na, Ga, Sn, Ge, Cu. Обсуждаются различные методы расчета формулы минерала. Известные в литературе химические анализы бавенита рассчитаны на 9 атомов Si. Полученная формула $Ca_{3.73} \times (Be_{2.24}Al_{1.41})_{3.65}Si_9(O_{24.63}OH_{1.37})_{26}(OH)_{1.55}$ — близка к формуле, предложенной А. А. Беусом $Ca_4[(Be, Al)_4Si_9(O, OH)_{26}](OH)_2$. Порошкограмма исследованного бавенита аналогична порошкограммам бавенитов других месторождений.

Бавенит является вторичным минералом, образовавшимся за счет разложения берилла и, возможно, плагиоклаза. Парагенетическая ассоциация с ломонитом, вероятно, свидетельствует в пользу его гипергенного происхождения. Не исключена возможность образования бавенита гидротермальными растворами. Библ. — 8 назв. (Е. С. А.). См. также РЖ Геол., 1961, № 12, В 189.

425. М и н е е в Д. А., С т у п н и к о в а Н. И. О природе радиоактивности ортитов и соотношении в них урана, тория и редких земель. ДАН СССР, т. 129, 1959, № 4, стр. 916—918. Q-36-VII.

Ортит является одним из наиболее распространенных радиоактивных минералов. Радиоактивность его обычно объяснялась содержанием Th. Между тем содержание U в ортитах таково, что он является наряду с Th существенной причиной их радиоактивности. Как показали исследования, в иттриевых ортитах U содержится значительно больше, чем Th, что в литературе до сих пор не отмечалось. Приводятся данные, свидетельствующие об определенной параллельности в изменении цериево-иттриевого и ториево-уранового отношений в ортитах из разных пегматитов Урала и Мурманской области. В ортите из пегматитов Алакүртти (Мурманская область) содержание Th составляет 1.10, U — 0.011%, отношение $Th/U=15.5$. В полном соответствии с заключением об обратной зависимости между содержанием Th и U находятся данные о химическом составе ортитов из различных месторождений Японии. К объединению U ($ri=0.97 \text{ \AA}$) с элементами редких земель иттриевой подгруппы и иттрием ($ri=0.92 \text{ \AA}$), а Th ($ri=1.02 \text{ \AA}$) с элементами цериевой подгруппы ($ri=1.07 \text{ \AA}$) в минералах Ca ($ri=0.00 \text{ \AA}$) ведет не только близость ионных радиусов, но и меньшая основность первых по сравнению со вторым.

Важной особенностью характеризующих парагенетических групп элементов является вероятность их совместной миграции в высокотемпературных постмагматических растворах вследствие сходной основности и способности к комплексообразованию. При этом U и Y накапливаются к концу постмагматического процесса больше, чем Th и Ce, так как соединения U и Y более подвижны. Позднее выделение минералов U и Y из постмагматических растворов подтверждается геологическими наблюдениями многих авторов.

Ортит является комплексным минералом в отношении содержания не только редких земель, но Th и U. В природе наблюдаются постепенные переходы от ториево-цериевого до урано-иттриевого состава. Отношение Th/U в ортитах из изученных пегматитовых месторождений меняется от

$4 \cdot 10^{+2}$ до $4 \cdot 10^{-2}$. Соотношение U, Th и TR в ортитах, по-видимому, отражает соотношение этих элементов в минералообразующей среде во время кристаллизации. Библ. — 20 назв. (А. П. Б.).

426. Мирская Д. Д. О генезисе амфиболитов свиты кейв. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 9—16. Q-37-I—III, IX, X. Работа Кольского фил. АН СССР 1951—1956 гг.

Полевошпатовые, гранат-полевошпатовые и тремолитовые амфиболиты широко распространены среди кристаллических сланцев кейвской свиты протерозоя Кольского полуострова.

В ходе детальных исследований получен ряд бесспорных доказательств первично изверженного происхождения амфиболитов: 1) пластово-секущее положение тел с отходящими от них апофизами, секущими боковые породы; 2) признаки автометаморфизма; 3) сохранение реликтов базальтоидных структур; 4) сохранение реликтов минералов; 5) метасоматическое преобразование сланцев в контактах; 6) зональное строение тел, отражающее первичную магматическую зональность; 7) соответствие химического состава амфиболитов составу габброидов, а в случае тремолитовых амфиболитов — составу ультрабазитов. Все кейвские амфиболиты являются метаморфизованными породами одного магматического цикла, проявленного как в эффузивной (приповерхностной), так и в гипабиссальной фациях. Граф. — 1 диагр. Библ. — 4 назв. (Ю. С. К. и Д. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1962, № 1, В 283.

427. Нарбут К. И., Лапутина И. П., Шуба И. Д., Кардаков К. А., Самойлов Г. П. Изотопный состав рудного свинца и возраст минералов, содержащих U, Th, Pb по масспектрометрическим и рентгеноспектральным данным. В сб.: Вопросы геохимии, I, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 122—137. (Тр. ИГЭМ, вып. 28).

Изложены результаты изотопных анализов Pb 14 галенитов, в том числе галенита из нефелиновых сиенитов Хибин (галенит силурийский). Изотопный состав свинца:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 18.17, \quad \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15.4, \quad \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 39.00.$$

Приведены результаты изотопных анализов Pb и рентгеновских флюоресцентных анализов U, Th, Pb в уран- и торийсодержащих минералах, в том числе уранините и смоляной урановой руде из Северной Карелии (наиболее вероятный возраст 1920—1940 млн лет), и монацит Северной Карелии (наиболее вероятный возраст 1770 млн лет).

Цифры возраста тел минералов, где нет примесного Pb, хорошо совпадают с возрастом, полученным рентгеноспектральным методом.

Для определения содержания U, Th, Pb разработан и применен рентгеноспектральный анализ по спектрам флюоресценции.

Пределом чувствительности можно считать содержание 0.05%. Точность определений для содержаний от 1 до 80% составляет $\pm 5\%$ от определяемой величины. Граф. — 17. Библ. — 15 назв. (Г. И. Ш.). См. также РЖ Геол., 1960, № 8, 14678.

428. Никонов А. А. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 125, 1959, № 4, стр. 866—869. R-35-XXXVI, R-36-XXXI.

Разбирается эпейрогенический спектр Лоттинской депрессии, построенный для террасовых уровней позднеледниковых бассейнов (приледникового, Портланд, Литторин и Фолас), который отражает взаимосвязь изостатических движений исчезающего ледникового покрова и позднеледниковых бассейнов. При изостатическом поднятии (скорость на западе — 1.4—1.5 см в год, на востоке — 0.9—1.0 см в год) лед, утративший

активность, освобождал территорию, покрывавшуюся морем. По депрессиям море проникало в глубь полуострова. В осевой части Лоттинской депрессии море заливало поверхность мертвого льда. Отмечается также опускание центральной части Лоттинской депрессии по разломам. (И. Г. Щ.). РЖ Геол., 1960, № 1, 159.

429. Н и к о н о в А. А., Лебедева Р. М. К истории позднеледниковых ландшафтов материковой части Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 128, 1959, № 1, стр. 148—151. R-36-XXV.

Описывается разрез позднеледниковых отложений на берегу р. Лотты, в 50 км от устья. По мнению автора, данная территория начала освобождаться ото льда в течение древнего дриаса. Древний тундровый ландшафт отражен лишь в самых нижних частях разреза. В период, соответствующий аллереду (в южной и западной Скандинавии 10 800—11 800 лет назад), материковый лед на западе Кольского полуострова под влиянием улучшившихся климатических условий (субарктические светлые березовые леса с открытыми болотистыми и тундровыми пространствами) интенсивно сокращался. Туломо-Нотозерско-Лоттинская депрессия заполнялась морем Портландия, имевшим характер приледникового бассейна. Затем наступило временное ухудшение климатических условий и распространение тундровых ландшафтов, таяние льда сократилось, наступила регрессия (молодой дриас). Улучшение климата в добореальное время (возраст и усиление березовых лесов) сопровождалось началом трансгрессии Фолас, которая продолжалась в бореальное время при дальнейшем улучшении климата (сосновые леса). Материковый лед исчез окончательно. Влияние талых вод было ничтожным. Библи. — 11 назв. (Е. А. Л.). РЖ Геол., 1960, № 11, 22144. РЖ Геогр., 1960, № 11, 28918.

430. Н и к о н о в А. А. О стратиграфии морен и оледенениях в западной части Кольского полуострова. Автореф. докл. Бюлл. МОИП, 1959, т. 64, отд. геол., т. 34, вып. 1, стр. 145—146.

431. Н и к о н о в А. А. Особенности строения озов и вопросы палеогеографии позднеледниковья в южной части Печенгского района. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 47—58. R-36-XXV, XXVI.

Рассматривается озовый комплекс верхнего течения р. Лотты с целью восстановления связи между образованием озов и палеогеографическим развитием территории. Автор приходит к следующим выводам: 1) при внешне одинаковом облике отдельные гряды и их части внутри озового комплекса имеют различное строение; 2) слагающий озы флювиогляциальный материал отложен частично мощными и бурными, частично спокойными потоками, возможно с застойными участками; 3) наряду с грядами, сложенными целиком флювиогляциальным материалом, имеются озы, в строении которых принимают участие тонкозернистые осадки поздние и последнеледниковой трансгрессии; 4) отложения, слагающие озовый комплекс в центральной и восточной частях Лоттинской депрессии, накапливались одновременно с осадками приледникового бассейна и моря Портландия, в западной продолжали отлагаться во время существования моря Фолас. Независимо от строения озов такие признаки, как облекающая слоистость и микронарушения, не оставляют сомнения в их образовании в условиях мертвого льда. Нарушенное залегание осадков приледникового бассейна и трансгрессии Портландия, их согласное наклонное залегание на склонах озов следует считать вторичными явлениями, возникшими после накопления этих типов отложений путем их неравномерного опускания. Согласно залегание осадков бассейна Фолас между двумя генерациями водно-ледниковых отложений, в том числе внутри озовых гряд, свидетельствует об оформлении поверхности в ее современном виде после накопления поздних водно-ледниковых отложений также путем

опускания. Подобные явления могут быть объяснены, если признать, что весь комплекс позднеледниковых осадков отложился на мертвый лед, а после его таяния в послеледниковое время спроектировался на моренную поверхность. С этим представлением согласуется факт резкого исчезновения морфологических следов этих бассейнов при несомненном продолжении накопления осадков в западной части Лоттинской депрессии. Подтверждения подобного положения найдены в Арктике и в Припимандровском районе на Кольском полуострове. Подробно охарактеризована палеогеографическая обстановка возникновения озового комплекса в вышеуказанном районе. (Т. А. Х.). РЖ Геол., 1960, № 11, 22169.

432. О н о х и н Ф. М. Горючие газы Хибинского щелочного массива. Сов. геол., 1959, № 5, стр. 109—118. Резюме англ. Q-36-IV, V.

Рассматриваются результаты исследования Хибинского щелочного массива и открытие горючих газов при подземных работах в апатито-нефелиновых рудниках. Наибольшие количества газа обнаружены в ийолит-уртитовом комплексе, менее значительные — в рискорритах и фойяитах. Апатито-нефелиновые рудные тела, генетически связанные с ийолит-уртитам, также содержат некоторое количество газа. Заметные скопления маслянистых и осмоленных битумов обнаружены в мельчайших трещинах и порах посредством люминесцентно-битумных анализов. Битуминозность пород Хибинского массива довольно низка. В половине анализированных образцов битумы отсутствуют. Относительно происхождения горючих газов единого мнения нет. Некоторые исследователи связывают их происхождение с органическими остатками, заключенными в эффузивно-осадочной свите имандра-варзуга, лежащей на контакте между Хибинским массивом и архейскими породами.

Группа сторонников неорганического происхождения горючих газов основывает свои предположения на известных гипотезах Д. И. Менделеева, который считал возможным образование углеводородов при воздействии горячих водяных паров на карбиды металлов, и В. И. Вернадского, доказывавшего возможность образования метана при воздействии водорода на окись углерода. В основе обеих гипотез лежат предположения, что газы мигрируют из глубины массива в верхние его горизонты по трещинам и крупным тектоническим разломам. В действительности же наблюдается обратная картина — понижение интенсивности газовыделений на трещиноватых участках пород и в зонах крупных тектонических разломов.

Другая группа сторонников неорганического происхождения газов относит их к магматическим неорганическим газам, образовавшимся в процессе формирования пород массива непосредственно из интрузирующих расплавов. Такое предположение тем более вероятно, что газоносность различных комплексов пород, слагающих массивы, неодинакова. (Ю. Д. Г.). РЖ Геол., 1960, № 8, 15379.

433. О р л о в а М. П. Мелилитовые породы Салмагорского массива. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7, стр. 67—79. Q-36-X.

Салмагорский массив представляет собой небольшой интрузив (25 км²) ультраосновных и щелочных пород, располагающийся в 35 км к югу от Хибинского массива. В строении Салмагорского массива принимают участие следующие породы (от более древних к более молодым): оливиниты, перидотиты, пироксениты, мельтейгиты, ийолиты и мелилитовые породы.

На основании изучения минералогического и химического состава, особенностей текстуры и структуры мелилитовых пород среди них выделены следующие разновидности: 1) оливин-пироксен-флогопит-мелилитовые породы (флогопит-мелилитовые); 2) нефелин-флогопит-пироксен-мелилитовые породы (пироксеновые турьяиты); 3) флогопит-нефелин-мелилитовые породы (турьяиты); 4) флогопит-мелилитовые породы,

приуроченные к зонам тонкой инъекции ийолитов в оливиниты, перидотиты и к участкам тонкой перемежаемости жил ийолита с ультраосновными породами.

Пироксеновые турьяиты наиболее распространены среди мелилитовых пород. Они связаны постепенными переходами с мельтейгитами и ийолитами и часто «наследуют» признаки этих пород. Турьяиты в своем распространении тесно связаны с ийолитами; они образуют с ними постепенные переходы и встречаются среди ийолитов в виде изолированных тел и небольших гнезд.

Приведены вариационная диаграмма количественно-минералогического состава и результаты химического анализа пород Салмагорского массива, а также химический состав и пересчет формулы мелилита.

В результате приведенного материала делается вывод о том, что мелилитовые породы Салмагорского массива приурочены к контактам ийолитов и мельтейгитов с ультраосновными породами и возникли в процессе биметасоматического обмена между ультраосновными и щелочными породами при участии растворов, связанных со щелочной интрузией. Библ. — 8 назв. (В. Н. Г.).

434. Орлова М. П. О генезисе турьяитов Салмагорского массива на Кольском полуострове. В сб.: Материалы к минералогии месторождений полезных ископаемых, I, Л., Гостоптехиздат, 1959, стр. 10—18. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 26). Q-36-X.

Вопрос о генезисе турьяитов является дискуссионным. Одни исследователи — Ц. Т. Златкин, Н. А. Вологовская — считают их интрузивными, а другие — Б. М. Куплетский, Е. Л. Бутакова, М. П. Орлова — контактово-метасоматическими образованиями. Главными доказательствами последней точки зрения являются следующие признаки.

1. Приуроченность турьяитов к контакту ийолитов с гипербазитами и тесная связь их с ийолитами. Они не имеют интрузивных контактов с вмещающими породами, связаны с ийолитами постепенными переходами.

2. Турьяиты характеризуются сложным минералогическим составом. Наряду с реликтовыми минералами ийолитов в них присутствуют мелилит и флогопит, образующиеся метасоматическим путем за счет пироксена и амфибола. Мелилит и флогопит замещаются более поздней ассоциацией вторичных минералов.

Выделяются четыре парагенетические ассоциации минералов: а) пироксен, нефелин, перовскит и титано-магнетит — реликтовые минералы ийолитов; б) мелилит и флогопит I — ранние минералы турьяитов, образующиеся метасоматически за счет пироксена и нефелина; в) андрадит, везувиан, монтичеллит, флогопит II, гроссуляр, сфен, канкринит и содалит — вторичные минералы, возникающие за счет мелилита и флогопита турьяитов и некоторых минералов первой ассоциации; г) волластонит, кальцит, флюорит, цеболит и хлорит, образующиеся в наиболее позднюю стадию гидротермального изменения турьяитов за счет всех указанных минералов.

Наличие в турьяитах четырех парагенетических ассоциаций минералов позволяет наметить две стадии формирования этих пород. В первую стадию происходило метасоматическое изменение ийолитов в результате воздействия на них кальций- и калийсодержащих растворов. При этом за счет пироксена и частично нефелина образовался мелилит. Во вторую стадию формирования турьяитов происходило замещение мелилита, нефелина, титано-магнетита и перовскита более низкотемпературной ассоциацией кальцийсодержащих минералов. Сходным путем, в результате реакционно-метасоматических процессов изменения щелочных пород в контакте их с гипербазитами, возникли, по-видимому, турьяиты и близкие к ним

мелилитовые породы ряда других массивов. Библ. — 9 назв. (В. Н. Г.). См. также РЖ Геол., 1962, № 3, В 281.

435. П а н а с е н к о Г. Д. Землетрясение в северо-восточной части Балтийского щита. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 52—59. То же см. в сб.: Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 18—25.

Сейсмологические исследования важны для изучения современных движений земной коры и решения проблем неотектоники Балтийского щита. Первые инструментальные сейсмологические исследования на советской части Балтийского щита были начаты весной 1956 г. Сейсмический режим этой части характеризуется редкими ощутимыми землетрясениями, но главным образом довольно большим количеством очень слабых землетрясений, регистрируемых лишь высокочувствительной аппаратурой. Намечены основные сейсмогенетические зоны: 1) вдоль Мурманского берега от Варангер-фьорда через п-ов Средний и о. Кильдин до устья р. Мезени; 2) от Ковдозерской низины по Терскому берегу Кандалакшского залива к устью р. Сев. Двины; 3) вдоль главного поперечного разлома Кольского полуострова (Кольский залив—оз. Б. Имандра—долина р. Нивы); 4) от сев. части Ботнического залива до Онежской губы по линии: Оулу (Финляндия)—Ухта—Кемь. Рассматриваются землетрясения, происшедшие в этих зонах. В северо-восточной части Балтийского щита имеется зона очень слабых землетрясений, изучение которых представляет значительный научный интерес, в частности в связи с изучением тектонического строения Балтийского щита, особенно его глубоких горизонтов. Рекомендуется расширить сеть сейсмических станций. Библ. — 13 назв. (И. Г. Б.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12280.

436. П е т е р с и л ь е И. А. Опыт применения геохимической съемки для исследования газоносности интрузивных массивов Кольского полуострова. В сб.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений, Тр. совещ. по геохим. методам (1958 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 128—138. Q-36-III=VI.

Геохимическая съемка была применена для исследования газоносности Хибинского массива в 1955—1957 гг. по предложению Отделения геолого-географических наук АН СССР. В процессе работ были изучены Хибинский, Ловозерский и Мончегорский массивы, из которых первые два сложены нефелиновыми сиенитами, а последний — основными и ультраосновными породами. Газовой съемкой были также охвачены участки вмещающих пород у контактов с массивами. Применалась не только поверхностная газовая съемка, но и газокерновая съемка, изучение газов в трещинах и порах пород, люминесцентно- и химико-битуминологические исследования горных пород.

Горючие газы, заключенные в закрытых порах хибинских пород, содержат всю гамму газообразных предельных углеводородов (метан, этан, пропан, бутан) в значительных количествах (до 50 см³/кг породы) и в меньших количествах — водород. Породы свиты имандра-варзуга, вмещающие массив, содержат незначительные количества метана и полностью свободны от тяжелых газообразных углеводородов. Ловозерские породы содержат меньше тяжелых углеводородов, чем хибинские, но все же больше, чем вмещающие гнейсы. В породах Мончегорского массива тяжелые углеводороды отсутствуют.

Битуминологические исследования показали, что чем больше тяжелых углеводородов (углеводородных газов) в закрытых порах хибинских пород, тем большие количества битумов в них отмечаются. Элементарный состав этих битумов близок к битумам нефтей (в хибинитах — 88.37% С и 13.28% Н₂; в линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых породах — 77.7—70.0% С и 11.63—12.35% Н₂).

По данным люминесцентно-битуминологического анализа горных пород Ловозера в них содержатся небольшие количества (0.00015—0.0012%) маслянистого и осмоленного битума. В горных породах Мончегорского массива обнаружены только следы битума.

Гнейсы, вмещающие Ловозерский и Мончегорский плутоны, отличаются от пород, слагающих эти массивы, небольшими концентрациями метана, водорода и значительно большими количествами двуокиси углерода. В гнейсах, вмещающих Ловозерский массив, содержится газов до 122 см³/кг породы (В. А. П.).

437. Петерсилье И. А. Углеводородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 1, стр. 56—62. Q-36-III—VI.

Приводятся результаты исследований газов свободной фазы, содержащихся в порах пород и в меньшей степени битумов Хибинского интрузивного массива, а также данные рекогносцировочных работ по изучению газов горных пород Ловозерского и Мончегорского массивов. Состав газа свободной фазы, по данным шпурового опробования, следующий (в об.%): CH₄ — 0.00028—16.5; C₂H₆ — 0.00022—1.40; C₃H₈ — 0.0001—0.23; C₄H₁₀ — 0—0.156, H₂ — 0—0.7; CO₂ — 0—1.97; N₂ — 65.31—81; He — 0.0011—0.0033; Ar — 0.96—0.98. $\frac{Ar \cdot x - 100}{N_2 \cdot 1.18} = 1.03—1.08$. Делается вывод о том, что газ, содержащийся в трещинах и открытых поровых каналах пород Хибин, представляет собой смесь глубинного газа с воздушным, проникающим в массив по многочисленным трещинам, секущим породы.

В закрытых порах пород Хибинского массива содержится значительное количество углеводородных газов, которые за пределами массива, в эффузивно-осадочных породах свиты имандра-варзуга, практически отсутствуют. Устанавливается прямая связь между содержаниями углеводородных газов в порах щелочных пород и содержанием в них Al₂O₃. Содержание углеводородных газов в различных комплексах пород Хибин различно. Было изучено битуминозное вещество, содержащееся в двух образцах линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых пород, в ийолит-уртите и хибините. В битумах содержится С до 83.3, Н₂ до 13.5; S — 0.86 и N₂—0.13%.

В породах Ловозерского массива отмечается содержание сравнительно небольших количеств CH₄ (до 5.11 см³/кг породы), незначительные содержания углеводородов C₂—C₄, СО, Н₂ и СО₂. Породы Мончегорского массива в своей газовой фазе соединяют главным образом Н₂.

Углеводородные газы обязаны своим происхождением процессам неорганического синтеза. Образование водорода и углеводородных газов Хибин происходило во время интрузии и в процессе кристаллизации щелочного расплава. Библ. — 7 назв. (И. А. П.). См. также РЖ Геол., 1959, № 11, 23232.

438. Петровский А. Д., Изюмов И. Ф. Вариант аппаратуры и методики радиоволнового просвечивания из скважин. Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 33, стр. 73—83. Q-36-III.

Кратко излагается развитие метода радиоволнового просвечивания с 1937 по 1956 г. В 1957 г. геофизической партией ЦНИГРИ были проведены опыты по радиоволновому просвечиванию из скважин на м-нии Ниттис-Кумужья (г. Мончегорск).

Описывается аппаратура, применявшаяся при этих исследованиях; приводится принципиальная схема скважинного передатчика с автономным питанием, работавшего на частоте 4.888 мГц. В качестве приемника использовался стандартный измеритель помех ИП-12. В выработках и на поверхности измерения велись с рамочной антенной, а в скважинах

антенной служил отрезок кабеля КТШ-0.3. Приводится ряд экспериментальных кривых межскважинного просвечивания, иллюстрирующих оконтуривание и выявление жил в межскважинном пространстве. Делается вывод о перспективности описываемой методики радиоволнового просвечивания и возможности создания сравнительно простой аппаратуры для межскважинного просвечивания. Предлагается объединить методы радиоволнового просвечивания: индукционный и заряженного тела. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 10, Г 500.

439. Петровский А. Д., Изюмов И. Ф. Междускважинное радиопросвечивание на месторождении «Ниттис-Кумужья». Бюлл. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1959, № 5, стр. 2—7. Q-36-III.

Приводятся сведения о разработках в СССР и за рубежом с 1952 по 1956 г. аппаратуры для метода междускважинного просвечивания, освобожденной от влияния антенного эффекта кабелей питания скважинных приборов на результаты измерений.

В 1957—1958 гг. ЦНИГРИ разработан и опробован на жильном м-нии Ниттис-Кумужья вариант аппаратуры и методики междускважинного просвечивания, полностью устранивший антенный эффект кабеля передатчика и существенно ослабивший влияние антенного эффекта кабеля приемника. Приводится принципиальная схема передатчика с автономным питанием мощностью 1 вт, работавшего на частоте 4.8 мгц. Приемником служил стандартный измеритель помех ИП-12 М. В качестве антенн использовались отрезки кабеля КТШ-0.3 длиной 5 м. Запись напряженности поля в скважине приводилась в одних случаях при неподвижном положении приемной антенны и перемещающемся передатчике, в других — при одновременном спуске передатчика и приемной антенны в двух соседних скважинах.

Даются результаты просвечивания в виде лучевых диаграмм коэффициента экранирования. За аномальные значения коэффициента экранирования приняты значения 150—200 и выше. Дано описание некоторых результатов работ 1958 г. на участке к юго-востоку от горы Ниттис. Авторы приходят к выводу, что с помощью применяемой методики междускважинного радиоволнового просвечивания на м-нии Ниттис-Кумужья можно решать задачи: 1) прослеживания рудных жил по падению и простиранию; 2) выявления пропущенных при бурении жил; 3) выделения безрудных участков между скважинами.

Для производственного опробования метода комплект аппаратуры был передан Мончегорской геологической экспедиции. Библ. — 3 назв. (А. П. Р.).

440. Петровский А. Д., Изюмов И. Ф. Опыт по борьбе с помехами от искусственных проводников в методе радиоволнового просвечивания. Тр. ЦНИГРИ, вып. 33, 1959, стр. 59—72. Q-36-III.

Описываются результаты экспериментов, проведенных авторами на м-нии Ниттис-Кумужья, для выяснения влияния проводов на результаты радиопросвечивания в горных выработках и методов его исключения. Получены следующие выводы: 1) наличие незаземленного провода в выработке, где расположен приемник, слабо искажает поле напряженности горизонтальной магнитной составляющей максимума, однако в области «тени» от рудных объектов искажающее влияние проводов может сильно возрасти; 2) провода, находящиеся в выработке передатчика, резко искажают поле максимума и уменьшают экранирующий эффект рудных тел; степень искажающего влияния проводов зависит от геологического строения изучаемого участка; 3) влияние проводов может быть ослаблено включением в провод вблизи передатчика несимметричных многозвенных емкостных фильтров (заземлений провода). (А. Ф.). РЖ Геол., 1961, № 10, Г 502.

441—442. Пидопличко И. Г., Макеев П. С. О климатах и ландшафтах прошлого. Вып. 3. Киев, Изд. АН УССР, 1959. 143 стр. (АН УССР. Ин-т зоологии).

Исходя из концепции об отсутствии материковых оледенений в истории Земли, в том числе в антропогене, авторы указывают на ряд данных, в частности по Кольскому полуострову, являющихся, по их мнению, подтверждением этой точки зрения. Отмечается (стр. 89), по данным В. П. Зенковича, что штриховка и полировка твердых пород на северных и южных берегах Кольского полуострова приурочена к участкам со следами абразии и лежит не выше 40 м над ур. м. В центре восточной половины полуострова, по В. В. Шаркову (1947 г.), никаких признаков оледенения нет. Допуская, что северное побережье полуострова поднимается на 1 м за 100 лет, авторы утверждают, что штрихованные и полированные скалы обнаружались из-под уровня моря в течение последних 4000 лет и связаны с воздействием ледяных торосов. Во внутренних частях Фенноскандии появление штриховки объясняется работой речных льдов. Считая, что нет бесспорного критерия для определения каких-либо отложений как ледниковых, авторы отмечают, что к моренам относят и явно водные наносы, например в окрестностях оз. Имандра, на что обратили внимание Г. Д. Рихтер (1934 г.) и С. Ф. Егоров (1935 г.). Со ссылкой на А. В. Сидоренко (1956 г.) указывается на развитие в северной части Балтийского щита доледниковой коры выветривания, что говорит о слабой эродирующей роли материковых льдов. Авторы считают, что этот факт подтверждает необходимость пересмотра основных положений о ледниковом периоде.¹ Библ. — 20 назв. (М. К. Г.).

443. Питьева К. Е., Смирнова А. Я. О гидрогеологических условиях Печенгских месторождений и о некоторых результатах гидрохимических поисковых исследований. Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 4, стр. 149—159. R-36-XIX, XX, XXVI.

Район Печенгских месторождений расположен на северо-западе Кольского полуострова. Он сложен докембрийскими гнейсами, толщей эффузивно-осадочных пород (Печенгская формация) и четвертичными отложениями. Метаморфические породы Печенгской формации прорваны многочисленными интрузиями основных и ультраосновных пород, представленных габбро, перидотитами и пироксенитами. Четвертичные образования относятся к ледниковой и послеледниковой эпохам. Отложения ледниковой эпохи представлены супесчаной мореной (мощностью до 10 м и более), камовыми, озовыми и зандровыми образованиями. Послеледниковые отложения представлены элювиальными, делювиальными, пролювиальными и болотными образованиями.

Гидрогеологические условия района Печенгских месторождений обусловлены структурными и литолого-петрографическими особенностями, климатом и рельефом местности. Структурные особенности, предопределяющие гидрогеологические условия района, заключаются в моноклинальном падении пород Печенгской формации внутрь дуги под углом 40—70° и наличии тектонических трещин широтного и меридионального простирания. Все это способствует формированию глубоких напорных вод. Наиболее водообильными породами оказываются сильно трещиноватые серпентиниты, а почти монолитные габбро и диабазы являются водоупорными.

Песчаные разности морены и обломочный материал делювиальных и пролювиальных образований обычно содержит воду. Мощные глинистые толщи морены служат водоупорной кровлей для трещинных вод кристал-

¹ Теоретические выводы авторов имеют очень мало сторонников. Подавляющее большинство геологов-четвертичников стоят на позициях гляциализма. (М. К. Г.).

лических пород. Подземные воды покровных четвертичных образований, вследствие большой пестроты литологического состава, не образуют выдержанного водоносного горизонта, а приурочены к отдельным песчаным линзам в морене, пескам камов и озов, обломочным делювиальными и пролювиальным образованиям. Глубина залегания подземных вод — до 10 м. Питание вод четвертичных отложений — за счет атмосферных осадков и трещинно-грунтовых вод кристаллических пород.

Подземные воды коры выветривания кристаллических пород имеют широкое распространение. Толща выветрелых коренных пород на территории Печенгских месторождений везде обводнена. На возвышенных участках — областях питания атмосферными осадками — подземные воды обычно имеют трещинно-грунтовый тип с глубинами залегания от нескольких до десятков метров. Разгружаются воды коры выветривания в депрессиях и долинах рек и ручьев (р. Коласйоки и др.). На пологих склонах гор и в долинах породы коры выветривания покрыты мощными суглинистыми моренными образованиями, что способствует формированию напорных вод. Обводненность пород коры выветривания незначительна (коэффициент фильтрации от 0.001 до 0.1—0.5 м/сут.). Воды глубоких тектонических и контактных трещин питаются в основном атмосферными осадками и имеют значительный напор.

По химическому составу природные воды являются гидрокарбонатными и сульфатными, с минерализацией от 17.8 до 400 мг/л. На водоразделах, в областях питания, воды гидрокарбонатные кальциевые, при незначительной минерализации. На участках влияния рудных тел формируются воды сульфатные, магниевые, с минерализацией от 47.9 до 403.1 мг/л.

Для района Печенгских месторождений поисковым признакам на Ni и Cu является повышенное содержание в водах Ni, Cu, сульфат-иона, Co, Mo, Ag, Cr, As, Pb, Mn (как элементов-спутников никелевых и медных руд). Повышенное содержание Ni и Cu и сульфат-иона являются главными признаками, остальные — второстепенными. В природных водах Печенгских месторождений содержание Cu и Ni следующее: Cu — от 0.0 до 0.17 мг/л (чаще 0.03 мг/л), Ni — от 0.0 до 0.14 мг/л (чаще 0.025 мг/л). В среднем размеры водных ореолов рассеяния Ni и Cu в подземных и поверхностных водах — около 100—150 м. (В. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, Д 67.

444. Победимская Е. А., Белов Н. В. Кристаллическая структура эпидидимита $\text{Na, Be, Si}_3\text{O}_7(\text{OH})$. Новый тип бесконечных кремнекислородных цепочек (лент). ДАН СССР, т. 129, 1959, № 4, стр. 900—903.

Эпидидимит — редкий гидротермальный силикат — в СССР был найден Е. И. Семеновым и Л. Л. Шилиным. Он сходен с полевыми шпатами и близок к слюдам.

Параметры яч.: $a=12.66 \text{ \AA}$, $b=7.34 \text{ \AA}$, $c=13.48 \text{ \AA}$. Дифракционная картина подтвердила Федоровскую группу $D_{2h}^{16}=P_{\text{нат}}$, а также псевдогексагональность эпидидимита вдоль оси c .

Основу структуры эпидидимита составляют колонки из кислородных полиэдров вокруг Na. Полиэдры имеют форму томпсоновских кубов. Na-полиэдры вытянуты вдоль двойных винтовых осей, параллельных оси b . На тот же период $b=7.3 \text{ \AA}$ приходится три тетраэдра SiO_4 , образующих звено волластонитовой цепочки $[\text{Si}_3\text{O}_9]=[\text{Si}_{2+1}\text{O}_9]$. В эпидидимите две волластонитовые цепочки спариваются в ленту. Формула эпидидимитовой ленты $[\text{Si}_{4+2}\text{O}_{15}]$. В структуре эпидидимита много сходства со структурой полевых шпатов.

Физические свойства эпидидимита хорошо объясняются его структурой: спайность по (001) обусловлена чередованием двухэтажных слоев Si-тетраэдров в направлении [001]. Между этажами находятся крупные

атомы Na, расположенные по гексагональной сетке, что порождает сходство эпидидимита со слюдами. Библ. — 16 назв. (Е. А. Г.).

445. По л е в а я Н. И. Восьмая сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологической формации. Сов. геол., 1959, № 11, стр. 144—153.

А. А. Полкановым предложена предварительная схема геохронологии Балтийского щита.

446. П о л к а н о в А. А. Некоторые очередные задачи изучения геологии докембрия. Вестн. АН СССР, 1959, № 5, стр. 43—47.

Для стратиграфического расчленения глубинных кристаллических образований в связи с невозможностью использования палеонтологического метода необходимо введение абсолютного летосчисления. Для определения абсолютного возраста наиболее широко применяется К-Ag, свинцовый и стронциевый методы. Сообщаются сведения о возрасте магматических пород и осадочных толщ Балтийского щита. В особых случаях для уточнения величин, полученных К-Ag методом, следует проводить параллельные определения другими методами. Применение изотопов в стратиграфии совместно с углубленным структурно-петрологическим исследованием докембрия позволяет правильно понять физико-химические процессы в условиях больших глубин земной коры. Уточнение возрастного положения формаций способствует правильному направлению поисков полезных ископаемых, связанных с докембрийскими комплексами. (Т. Г. П.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12388.

447. П о л я к о в А. К. О типоморфных минералах нефелиновых сиенитов Луявурта. Узбекский геол. ж., 1959, № 2, стр. 45—47. Резюме узбекское. Q-36-V, VI.

Рассматривая Ловозерский щелочной массив, вслед за Н. А. Елисеевым, О. А. Воробьевой, И. В. Буссен и А. С. Сахаровым, как результат многофазной интрузии, автор приходит к выводу, что не изучение геологических взаимоотношений, а изучение типоморфных (для каждого комплекса) минералов позволяет установить относительный возраст самих комплексов. Изменение характера минеральных ассоциаций объясняется изменением геохимических условий, повышением агпаитности магмы.

Опыт расчленения интрузивных комплексов по типоморфным минералам рекомендуется применять и при изучении других сложных плутонов.¹ Библ. — 5 назв. (И. В. Б.). См. также РЖ Геол., 1960, № 4, 6633.

448. П о с т е л ь н и к о в А. Ф. Картаж скважин на месторождениях вкрапленных медно-никелевых руд Мончегорского промышленного района. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 36, 1959, стр. 23—31. Q-36-III.

Описываются результаты работ, проведенных с целью выбора рационального комплекса геофизических методов для выделения в скважинах вкрапленных медно-никелевых руд. Обсуждаются данные опробования методов кажущегося сопротивления (КС), самопроизвольной поляризации (ПС), вызванной поляризации (ВП), электродных потенциалов, гамма-картажа и гамма-гамма-картажа. Из перечисленных методов только метод ВП четко выделяет все зоны оруденения, отмеченные по данным керн. Как наиболее рациональный рекомендуется комплекс, включающий методы КС, ВП и ПС, позволяющий однозначно решать задачу выделения зон вкрапленного оруденения. Приводятся рекомендации по

¹ Типоморфные минералы каждого комплекса могут быть установлены только после того, как будут по геологическим признакам выделены комплексы. Наоборот делать нельзя. Кроме того, давно известно, что, например, ассоциация кубиков лопарита и ксеноморфного эвдиалита встречается не в одном, а в двух комплекс-плутонах Луявурта — см. работы В. П. Герасимовского, И. В. Буссен, А. С. Сахарова и др. (И. В. Б.).

выбору длины зондов и масштабов записи диаграмм. (Р. А. Р.). РЖ Геофиз., 1960, № 4, 3341.

449. Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 25—59. R-36-XIX, XXV, Q-36-III—V.

Среди рудных районов платформ выделена подгруппа развития месторождений, связанных с расколами древних консолидированных щитов и покрывающих их толщ платформенного чехла. К одному из таких типов — а именно к расколам, возникающим на окраинах кристаллических щитов в связи с проявлением складчатости в соседних геосинклинальных зонах, — относится на Кольском полуострове серия разрывов северо-западного направления. Внедрение ультрабазитов здесь охватывает длительный период — от докембрия до девона. К ранним образованиям отнесены приповерхностные ультраосновные массивы Монче-тундры и Печенги. К более поздним — сложные дифференцированные массивы — Хибинский и Ловозерский. Отмечены их характерные особенности. Библ. — 60 назв. (Ю. В. Г.).

450. Римская - Корсакова О. М. Кристаллографическое изучение форстерита из карбонатитов и магнетитовых руд Ковдорского массива. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 77—83. Q-36-I.

Ковдорский массив ультраосновных и щелочных пород сформировался в несколько фаз. В первую фазу образовались ультраосновные породы центральной части массива, во вторую — кольцевая интрузия щелочных пород. В последующие фазы возникли мелилитсодержащие породы, железорудное месторождение и карбонатиты. Рудное магнетитовое тело расположено на границе пироксенитов и ийолит-мельтейгитов. Карбонатиты образуют линзы и жилы в рудном теле, ийолитах, оливинитах и в окружающих массив фенитах и фенитизированных гнейсах.

Изучены кристаллы форстеритов из рудных тел и кальцитовых карбонатитов. В магнетитовых рудах форстерит присутствует в качестве главного пороодообразующего минерала в переменных количествах в ассоциации с апатитом, магнетитом, кальцитом, флогопитом, клиногумитом, серпентином и хлоритом. Последние четыре минерала замещают форстерит. Форстеритовые выделения достигают 5—8 см в поперечнике. Хорошо ограненные кристаллы по длине не превышают 5—10 мм.

В кальцитовых карбонатитах форстерит встречается спорадически и в небольших количествах в ассоциации с апатитом, магнетитом, флогопитом, пирротинном, халькопиритом, пиритом, пирохлором, бадделейтом и др.

По оптическим свойствам форстериты из рудных тел и карбонатитов не различаются. Содержание в них Fe_2SiO_4 (по оптическим константам) не превышает 4—8%.

На гониометре было измерено 19 кристаллов из магнетитовых руд и 7 кристаллов из карбонатитов. Установлено 20 форм. Главные из них: (010), (110), (111), (021), (101). Часто встречаются следующие формы: (120), (100), (130), (001). Единичными гранями представлены формы: (140), (160), (180), (210), (011), (031), (041), (211), (312), (532), (552). Кристаллы имеют дипирамидально-призматический облик, иногда уплощены по (010).

По облику и характеру развития отдельных кристаллографических форм кристаллы форстерита из руд и карбонатитов не различаются, что косвенно указывает на сходство условий их образования. Изученные кристаллы не подходят к выделенным Г. Кальбом и Л. Кохом морфогенетическим типам. По облику кристаллов изученный форстерит сходен

с форстеритом из массива Вуориярви (Кольский полуостров) и Гулинской интрузии (Сибирская платформа). Граф. — 2 табл. Библ. — 5 назв. (А. В. Л.). См. также РЖ Геол., 1961, № 12, В 179.

451. Р у ж и ц к и й В. О. О находках алмазов на Русской платформе и перспективах ее алмазоносности. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 3—13. Q-36-IX, X.

Даются общие геологические предпосылки алмазоносности Русской платформы. Находки кимберлитовых пород и отдельных кристаллов алмаза на Русской платформе располагаются, как и на Сибирской платформе, в районах с неглубоким залеганием кристаллического фундамента. Подробно рассматривается местоположение находок и перспективные районы для поисков кимберлитовых пород.

Указываются находки алмазов в юго-западной части Русской платформы, в основном в пределах Украины.

В северной части Русской платформы указываются находки алмазов на Кольском полуострове по р. Пазу (Пасвик). В береговой зоне Кандалакшского залива Белого моря представляют интерес щелочные и субщелочные лампрофиры и щелочные базальтоиды. Среди этой серии пород встречены кимберлитоподобные, субщелочные, пикритовые порфириды и брекчии. На Телячьем острове и Турьем мысе также развиты породы, благоприятные для поисков алмазов. На о. Еловом (недалеко от о. Телячьего) обнаружена трубка кимберлитовой брекчии, во многом схожая с кимберлитовой трубкой «Зарница» на Сибирской платформе.

Широкие научно-исследовательские и поисковые работы на окраинах Русской платформы с целью обнаружения алмазоносных кимберлитов должны увенчаться успехом. К первоочередным перспективным районам для поисков алмаза следует отнести территорию Коми АССР, Архангельскую область, Кольский полуостров и юго-западную часть Русской платформы. Граф. — 4 схемы. Библ. — 12 назв. (А. Л. Р.). См. также РЖ Геол., 1960, № 5, 9227.

452. Р у ж и ц к и й В. О. Об алмазоносности и кимберлитах Кольского полуострова. Изв. Карельского и Кольского филиалов, 1959, № 4, стр. 20—23.

В 1891 г. на Кольском полуострове были обнаружены алмазы в виде единичных кристаллов в альмандиновых песках. В дальнейшем поиски не дали положительных результатов. Некоторое сходство геологического строения Русской платформы и алмазоносных районов Южной Африки и Сибирской платформы позволяют предположить, что Русская платформа весьма перспективна в отношении алмазоносности. Автор предполагает, что кимберлиты и карбонатиты связаны друг с другом. Присутствие карбонатитов на Кольском полуострове может служить признаком кимберлитоносности этого района. Наиболее перспективные участки: 1) зоны крупных глубинных разломов, проходящих вдоль стыков древних разновозрастных образований, и особенно места их пересечения; 2) участки развития ультраосновных интрузий и вулканических образований ультраосновного состава типа кимберлитов — побережье Кандалакшского залива, бассейн р. Пазы и др.; 3) зоны широкого развития щелочных и ультраосновных пород; 4) краевые участки Русской платформы — Балтийского щита. Библ. — 7 назв. (А. Г.). РЖ Геол., 1961, № 3, В 286.

453. Р у х и н а Е. В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. Вестн. ЛГУ, 1959, № 18, геол. и геогр., вып. 3, стр. 21—30. Резюме англ.

В северо-западной части СССР по гранулометрическому составу выделяются 4 разновидности морены: каменистая, песчаная, песчано-алевритовая и суглинистая. Изменение гранулометрического состава происходит последовательно, от грубого к более мелкому, по мере движения от

Кольского полуострова через Карелию к Приневской низменности. Морена представляет собой трехкомпонентную систему, наиболее постоянным членом которой являются алевритовые частицы, присутствующие в количестве не менее 10% (обычно 25—50%). Такая устойчивость содержания алевритовых частиц объясняется динамическим равновесием между их истиранием в теле ледника и образованием из более крупных обломков. Последние состоят из наиболее твердых пород, с трудом подвергающихся истиранию. Обломки мягких пород встречаются в меньшем количестве, только вблизи коренного источника.

На диаграмме (песок—алеврит—глина) гранулометрического состава возможно выделение трех полей, которые соответствуют моренам, залегающим: 1) на кристаллических породах, 2) на осадочных и 3) на тех и других.

Изменение состава морены зависит и от рельефа коренных пород. Уступы и другие резко выраженные положительные формы рельефа способствовали обогащению морены крупнообломочным материалом. Во впадинах сосредоточивались подледные потоки, деятельность которых приводила к опесчаниванию морены. Вынос мелкозема струйками талых ледниковых вод происходил также при образовании абляционной, делювиально- и солифлюкционно-переработанной морены. Моренный материал, попадавший в бассейны, видоизменялся за счет отмучивания глинистых частиц, а в случае подвижности вод обогащался песчаными или алевритовыми частицами. Бассейновые морены широко распространены в бассейнах рр. Стрельны, Варзуги и Чапомы. Библ. — 13 назв. (В. Я. Е. и Л. Д. Ш.). См. также РЖ Геол., 1960, № 5, 7888.

454. С а л т к о в а В. С. Анализы минералов, содержащих редкие элементы, выполненные химической лабораторией Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР за 1954—1957 гг. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 189—208. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2).

Приводятся химические анализы минералов Кольского полуострова: флюорита, лопарита, тантало-колумбита, поллукита, ловенита, эвдиалита, эвколита, катаплеита, стенструпина, цирконолита, ловозерита, гадолинита, гельбертграндита, сферобертграндита, рамзаита, нордита, апатита.

455. С а п р ы к и н а Т. В. О распределении урана в породах Ловозерского щелочного массива. Геохимия, 1959, № 5, стр. 463—467. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Проанализировано 60 проб пород Ловозерского массива, сформированного в 4 интрузивные фазы. В породах первой фазы интрузии (равномернозернистый нефелиновый сиенит, порфировидный нефелиновый сиенит, пойкилитовый нефелиновый сиенит) среднее содержание U составляет 9.9 г/т. В породах второй фазы интрузии (луавриты, уртит, ийолит-уртит, уртит с лопаритом, фойяит) содержится 15.3 г/т U. Породы третьей фазы интрузии (эвдиалитовые луавриты, порфировидные луавриты, эвдиалитит, тавит, пойкилитовый содалитовый сиенит) характеризуются средним содержанием U — 19.7 г/т. Породы четвертой фазы (мончикиты) содержат в среднем 2.8 г/т U.

Наблюдается закономерное увеличение содержания U от пород первой интрузивной фазы к породам третьей фазы. В дайках мончикитов лампрофировой группы (четвертая интрузивная фаза) содержание U гораздо ниже, чем в нефелиновых сиенитах трех первых интрузивных фаз. В породах каждой фазы отмечается повышенное содержание U в нефелиновых сиенитах, содержащих ловозерит, лопарит, эвдиалит. Библ. — 8 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6498.

456. Седова В. И., Петровский А. Д., Изюмов И. Ф. Некоторые результаты опытных работ по шахтному радиоволновому просвечиванию на месторождении Ниттис-Кумужья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 33, 1959, стр. 22—39. Q-36-III.

Описывается опыт применения радиопросвечивания в подземных выработках жильного месторождения. Удельное сопротивление вмещающих ультраосновных пород было порядка 10^4 — 10^5 ом. Измерения проводились на частоте 4.65 мГц, мощность радиопередатчика была около 1 вт, чувствительность приемного устройства порядка 5 мкв. Указывается, что в геологических условиях изучавшегося месторождения уверенный прием сигнала был получен на расстояниях до 340 м при отсутствии обходных путей. Измерения проводились с шагом 5—10 м. Измеряемыми величинами являлось максимальное значение горизонтальной магнитной составляющей и радиопеленг. При интерпретации результатов применялась лучевая методика вычисления коэффициента экранирования. Указывается на перспективность применения метода радиопросвечивания для поисков и оконтуривания рудных тел между горными выработками, а также для выделения безрудных участков. (А. Ф.). РЖ Геол., 1961, № 10, Г 503; РЖ Геофиз., 1961, № 10, А 267.

457. Семенов Н. П. Геохронология докембрия в абсолютном летосчислении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 5, стр. 3—15.

Дана сводка результатов определений абсолютного возраста докембрийских формаций для Украинского, Балтийского щитов, Русской платформы и Урала, Сибири, Канадского щита, Африки и Мадагаскара. По этим данным намечено 10 циклов минерализации, связанных с эпохами складчатости докембрия. Каждый из этих циклов соизмерим с эпохами складчатости послекембрийского времени (каледонской, герцинской или альпийской), проходившими на протяжении последних 500 млн лет. Докембрийские эпохи складчатости и связанные с ними циклы минерализации образуют 4 крупных планетарных мегацикла, к которым присоединяется пятый послекембрийский мегацикл. Таким образом, выделяются 5 главных рубежей геологической истории формирования земной коры: 1) докембрийский (катархей) — 3500—2650 млн лет; 2) докембрийский (архей) — 2650—1900 млн лет; 3) докембрийский (протерозой) — 1850—1200 млн лет; 4) докембрийский (рифей или байкалий) — 1150—500 млн лет; 5) послекембрийский — от 500 млн лет до настоящего времени. Указано, что, по данным определения абсолютного возраста и изучения структур докембрийских платформ, нет оснований для проведения особого рубежа между докембрием и послекембрием и для выделения догеосинклинального и геосинклинального периодов послекембрия. Для всех циклов минерализации и складчатости характерны общие закономерные черты на протяжении всей истории формирования сиалической оболочки земли (Л. И. А.). РЖ Геол., 1960, № 7, 12695.

458. Семенов Е. И. Изоморфный ряд лабунцовит—ненадкевичит. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 102—109 (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-IV-VI.

Группа лабунцовит—ненадкевичит образует хорошо индивидуализированный изоморфный ряд, не имеющий аналогов среди известных рядов минералов. Ненадкевичит является существенно ниобиевым, лабунцовит существенно титановым членом изоморфного ряда. Лабунцовит наблюдается в виде хорошо образованных призматических кристаллов ромбической сингонии, ненадкевичит образует плохо ограниченные пластинчатые выделения (его кристаллография изучена слабо). Окраска минералов группы (коричневая, желтая, розовая, белая) изменяется, по-видимому, в зависимости от содержания Mn и Fe. Минералы, обогащенные Nb, обла-

дают наиболее сильным блеском и совершенной спайностью. Удельный вес, оптические свойства, дебаграммы и кривые обезвоживания лабунцовита и ненадкевичита близки. Сравнение химических анализов (см. таблицу) показывает, что они весьма близки по содержанию SiO_2 , BaO , H_2O и др.

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	39.59	36.04	42.48	37.15	37.72
TiO_2	25.49	24.19	20.82	12.42	9.69
Nb_2O_5	1.45	9.86	13.75	24.61	24.05
Al_2O_3	1.30	1.36	0.40	1.15	0.62
Fe_2O_3	1.56	1.20	0.71	0.80	1.40
TR_2O_3	—	—	—	0.30	0.25
MgO	0.42	—	0.12	0.52	0.45
MnO	2.34	—	—	2.90	1.08
CaO	1.19	3.99	5.14	1.75	4.30
BaO	8.61	6.29	6.02	1.39	2.75
Na_2O	3.18	2.65	1.18	4.16	3.34
K_2O	7.23	2.89	0.62	2.24	2.68
H_2O	7.91	11.52	9.32	10.84	11.34
Сумма	100.27	99.99	100.56	99.93	99.67

Примечание: 1 — коричневый лабунцовит; 2 — светло-коричневый лабунцовит; 3 — темно-коричневый лабунцовит, 4 — розовый пластинчатый ненадкевичит; 5 — коричневый пластинчатый ненадкевичит.

Спектральным анализом в минералах установлено присутствие одних и тех же второстепенных элементов — Be , Pb , Zn , Cu , Sn , V , Rb , Y , La , Zr , Ta (слабые линии). Предлагается общая формула: $\text{ABD}_{2x7} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $\text{A}=\text{K}$, Na , Ba , Ca , Mn ; $\text{B}=\text{Ti}$, Nb , Fe ; $\text{D}=\text{Si}$, Al ; $x=\text{O}$, OH ; $n \approx 2$ при следующих изоморфных замещениях: $\text{KNb} \rightarrow \text{BaTi}$, $\text{NaNb} \rightarrow \text{CaTi}$, иногда за счет замещения O гидроокислом; $\text{Nb}^{+5}\text{O}^{-2} \rightarrow \text{Ti}^{+4}(\text{OH})^{-1}$. В минералах группы лабунцовит—ненадкевичит широко проявлены также изоморфные замещения: $\text{Mn} \rightarrow \text{Ca}$, $\text{Rb} \rightarrow \text{K}$. Для желтого ненадкевичита из пегматита горы Куйворр определены $a_0=7.32$, $b_0=14.06$, $c_0=14.36$ Å. Лабунцовит имеет $a_0=7.7$, $b_0=13.7$, $c_0=14.2$ Å. $\beta=117^\circ 5'$, $V_0=1340^\circ$, $z=8$. По составу описываемые минералы являются своеобразными «цеолитными аналогами» шербаковита, но резко отличаются от него по физическим свойствам.

Оба являются характерными минералами щелочных пегматитов Хибинских и Ловозерских тундр, образуются в гидротермальную стадию, иногда при гидротермальной переработке мурманита и реже других силикатов Ti (лампрофиллита и др.). В поверхностных и позднегидротермальных условиях подвергаются лейкоксенизации (переходят в анатаз). В Хибинском массиве преимущественно встречается лабунцовит, в Ловозерском — Nb -лабунцовит и ненадкевичит. Приводятся расчеты дебаграмм и таблица оптических свойств минералов ряда лабунцовит—ненадкевичит, кривые обезвоживания лабунцовита и Nb -лабунцовита, кривая нагревания последнего. Библ. — 5 назв. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1960, № 11, 23262.

459. Семенов Е. И. К минералогии щелочных пегматитов Хибинских и Ловозерских тундр. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 102—106. Q-36-IV—VI.

В дополнение к ранее опубликованным данным о виноградовите приводятся новые химические анализы его из Хибин и Ловозера и параметры

элементарной ячейки по данным В. И. Симонова: $a_0=24.28$; $b_0=8.53$; $c_0=5.25 \text{ \AA}$; $\beta=101^\circ$. Пространственная группа C_6 или C_{2c} . Формула минерала: $2\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Общий тип формулы виноградита: $\text{A}_3\text{Si}_{12}\text{x}_8$, где $\text{A} - \text{Na}, \text{Al}, \text{Ti}$; $\text{x} - \text{O}, \text{OH}$. Так как виноградит является своеобразным «цеолитом», в нем можно предполагать допустимые в минералах цеолитовой структуры изоморфные замещения по схеме $\text{Ti}-\text{Na}, \text{Al}$; $3\text{Ti}-4\text{Al}$. В жильном пегматите горы Куйвчорр (Ловозеро) обнаружен сфен синей окраски с высоким содержанием Nb $[(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5 \text{ } 8\%]$ и повышенным содержанием TR, Fe и Mn. Сфен в виде мелких сферолитов встречается в массе эгирина II и шизолите. Плеохроизм по Ng темно-синий, по Np бесцветный. Двусный, с положительным малым углом; $\text{Ng} \geq 2.06$; $\text{Np}=1.856$. Уд. в. 3.505. В минерале около 15% атомов Ti замещено Nb. Синяя окраска вызвана, вероятно, присутствием в сфене Mn. В пегматитах горы Непха (Ловозеро) обнаружен снежно-белый сфен в виде сферолитов. $2V=+28^\circ$; $\text{Ng} \geq 2.06$; $\text{Np}=1.890$. В нем $\text{SrO} - 1.04\%$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 2.5\%$. Белый сфен образует иногда псевдоморфозы по рамзаиту или корочки вокруг него. В Ловозере в щелочных пегматитах горы Куйвчорр обнаружен пиропанит кроваво-красного цвета с очень высоким показателем преломления и двулучепреломлением. Приводятся результаты спектрального анализа и дебаграммы пиропанита из разных месторождений. Библ. — 6 назв. (М. Д. Д.). РЖ Геол., 1961, № 12, В 244.

460. Семенов Е. И. Литиевые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 9, 1959, стр. 107—137. Q-36-IV—VI.

В пегматитах Хибин и Ловозера встречены следующие минералы.

1. Полилитионит — в виде крупнокристаллического чешуйчатого минерала белого, розового, зеленоватого и голубоватого цвета, вместе с микроклином и натролитом в жилах гор Непха, Куйвчорр, Нинчурт, Маннепахк. Химический и рентгеновский анализ показали принадлежность этого минерала к полилитиониту, общая формула которого $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{SiO}_4\text{O}_{10}]\text{Fe}_2$. Образуется гидротермальным путем. Часто метасоматически развивается по микроклину, натролиту и тайниолиту. При изменении в гипергенных условиях из полилитионита выносятся K, F, увеличивается содержание воды. Новообразования по нему — гидрополилитионит, а в конечном итоге — литиевый монтмориллонит.

2. Тайниолит — в виде гексагональных пластинок, образующих тройники прорастания по слюдяному закону, ассоциирующих с шизолитом и апатитом. Химический анализ показывает, что в тайниолите большая часть Li замещена Na. Этим он отличается от полилитионита. Образование тайниолита относится к поздним этапам пегматитового процесса. Наблюдается замещение его полилитионитом, гидротайниолитом и минералами группы монтмориллонита.

3. Спидиофиллит — минерал, сходный со спидиофиллитом, встречен в пегматитах горы Маннепахк. Он относится к группе слюд близок к тайниолиту и флогопиту. Общая формула: $\text{K}_2\text{LiMg}_5[\text{AlSi}_7\text{O}_{20}]\text{F}_4$. Ассоциирует спидиофиллит с эгирином, натролитом, апатитом, образуясь на поздних стадиях пегматитового процесса.

4. Биотит и лепидомелан — наиболее широко распространены в Ловозерском и Хибинском массивах. Состав их: $\text{K}(\text{Mg}_5\text{Fe})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{F}_2$ — биотит, $\text{K}(\text{Fe}_2\text{Mg})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{F}_2$ — лепидомелан.

Минералы группы биотита известны в пегматитах щелочных ультраосновных пород (Африканда) и щелочных гранитов Кейв. Они образуются метасоматическим путем при замещении амфиболов и пироксенов. При изменении образуются вермикулит и гидролепидомелан.

5. Астрофиллит и его Mn-аналог — куплетскит встречены в пегматитах и породах Хибин и Ловозера. Детально изучен тонковолокнистый

астрофиллит из пегматитов Хибин (горы Куэльпор, Кукисвумчорр) и астрофиллит из пегматитов щелочных гранитов Западных Кейв (Ровгора). Эти минералы существенно ничем не отличаются от обычных астрофиллитов, судя по рентгеноструктурным исследованиям, относящимся к группе слюд. Образуется метасоматическим путем, замещая первичные минералы. При изменении переходит в гидратизированную разность.

6. Селадонит — вторичный минерал по эгирину, встречается в зонах интенсивного гидротермального изменения ийолит-уртитов и фойяитов Ловозера и Хибин. По химическому составу и физическим свойствам близок к глаукониту, но отличается способом образования.

7. Мусковит встречается в Хибинах и Ловозере в псевдоморфозах по нефелину. Часто его называют либнеритом или гизекитом. Обычно это уже гидратизированный минерал, а наличие в проанализированном образце Fe позволяет определить его как гидроферрофенгит. Мусковитизация нефелина происходила, по-видимому, в гидротермальных условиях. Изменение мусковита в ряд стадийных минералов происходит в гипергенных условиях.

В минералах группы слюд широко проявлены изоморфные замещения. Изовалентный изоморфизм — в замене K на Na, Rb на Li; Na на Li; Mg на Fe²⁺ и Mn. Гетеровалентный изоморфизм очень сложен. Это прежде всего обеспечивает вхождение в слюды Li по схемам: $Li + 2Si \rightarrow 3Al$ и $Li + Al \rightarrow 2Mg$. На основании этого предлагается условная четырехкомпонентная (Li—Mg—Al—Si) диаграмма состава слюд, на которой хорошо видны изоморфные ряды флогопит—тайниолит, тайниолит—полилитонит, мусковит—полилитонит, мусковит—литиевый мусковит. Наличие в изученных слюдах Li делает оригинальными и их физические свойства. Среди сложного изоморфизма отмечаются замещения, связанные с Ti. Характерны схемы: $Ti^{4+}O_2^{2-} \rightarrow Al^{3+}Fe^{2+}$, $Ti^{4+}O_2^{2-} \rightarrow Mg^{2+}Fe^{2+}$ и $TiO_2 - MgFe_2$. Граф. — 12 табл. Библ. — 12 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1960, № 10, 20054.

461. Семенов Е. И. Минералы группы монтмориллонита в щелочных массивах. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 124—134. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2). Q-36-IV—VI.

Приводится описание гипергенных и эпитеpmальных глинистых минералов, встречающихся в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах.

Монтмориллонит — наиболее широко распространенный минерал описываемой группы. Он встречается в коре выветривания нефелиновых сиенитов и в центральных зонах щелочных пегматитов. Электронномикроскопическое, термическое и рентгеновское исследования показывают его аналогию с эталонами. Химический состав монтмориллонитов свидетельствует о переменном содержании в них как главных, так и второстепенных компонентов. В ряде образцов обнаруживается высокое содержание Li, Be, Zn.

Сокоцит встречается в ряде пегматитов Ловозера. Главное отличие его от монтмориллонита заключается в высоком содержании ZnO.

Нонтронит встречается в пегматите горы Непха, где он является продуктом преобразования сфалерита. Химический состав показывает, что этот минерал относится к ферримонтмориллониту.

Сапонит широко развит в Хибинах в зонах изменения горных пород. Встречаются крупные мономинеральные выделения. Химический анализ показывает высокое содержание Si, Mg и Al.

В группе глинистых минералов широко проявлен изоморфизм как изовалентный (Mg—Zn, Fe²⁺—Mn²⁺, Al³⁺—Fe³⁺), так и гетеровалентный. Граф. — 4 табл. Библ. — 5 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1960, № 11, 23284.

462. Семенов Е. И. Минералы группы рабдофанита в щелочных массивах. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 91—101. Q-36-V, VI.

В щелочных массивах Кольского полуострова устанавливается широкое распространение минерала группы рабдофанита, который определяется как эрицит. Доказывается идентичность этих минералов, приводятся их дебаграммы, таблицы физических свойств и химических составов. Так как название «рабдофанит» в литературе появилось раньше, его необходимо сохранить. Эрицит наблюдается в форме гексагональных кристаллов, образующих псевдоморфозы по редкоземельно-стронциевому апатиту, беловиту. Рабдофанит в Ловозере образует сферолиты, чешуйчатые и волокнистые образования зеленовато-желтого цвета; уд. в. 3.8—4. Минерал оптически одноосный, положительный. $N_e \approx 1.73$, $N_o \approx 1.66$ —1.70. Изредка наблюдается плеохроизм от желто-зеленого до бесцветного. Сингония гексагональная. Размеры элементарной яч.: $a_0 = 7.055$; $c_0 = 6.439$ Å; $z = 2$. Обращает на себя внимание сходство дебаграмм и параметров элементарной яч. рабдофанита с монацитом, в который рабдофанит легко переходит при нагревании. Моменту перехода в монацит, по-видимому, отвечает экзотермический эффект при 400°. Состав TR в рабдофаните из Ловозера — $\text{La}_{32}\text{Cl}_{48}\text{Pr}_{23.4}\text{Nd}_{9.3}\text{Sm}_{0.3}$, из Гренландии — $\text{La}_{35}\text{Ce}_{56}\text{Pr}_3\text{Nd}_6$. На основании термического исследования и химических анализов выводится формула: $(\text{La}, \text{Ce})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Рабдофанит в Ловозерском массиве имеет гипергенное происхождение и образуется при выветривании фосфатов — беловита, стенструпина, нордита и др. В пустотах друз цеолитов рабдофанит, по-видимому, гидротермальный. Он неустойчив и подвергается дальнейшему изменению. Новообразование отличается высоким содержанием SiO_2 , пониженным удельным весом и показателем преломления. Меняется в нем и состав редких земель: $\text{La}_{45}\text{Ce}_{47}\text{Pr}_3\text{Nd}_5$. Автор называет минерал силикорабдофанитом, $\text{Ce}(\text{P}, \text{Si})(\text{O}, \text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Смирновскит, описанный в 1957 г. (РЖ Геол., 1958, 12189), изоструктурен и изоморфен с рабдофанитом, что доказывается совпадением дебаграмм, оптических и других свойств. Минерал, сходный со смирновскитом, но обогащенный кремнеземом и водой, обнаружен автором в Ловозерском массиве и назван силикосмирновскитом. Образовался он как продукт эпитеермального изменения Th-апатита в виде корочки розового цвета или охристых масс, толщиной до 0.5 см. Уд. в. силикосмирновскита — 3.33, $N_e \approx 1.65$, рентгеноморфен и лишь на одной из дебаграмм отмечены 2 линии — 3.03 и 1.87 Å, аналогичные смирновскиту. Формула минерала: $\text{Th}_3(\text{P}, \text{Si})(\text{O}, \text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Близок к рабдофаниту и смирновскиту гидроцерит, образующий псевдоморфозы по стенструпину. В Ловозерском массиве широко распространен титансодержащий рабдофанит, встречаемый в пегматитах среди друз цеолитов. Минерал темно-золотисто-желтый, уд. в. 3.7, тв. 3, оптически одноосный, положительный. $N_e = 1.90$, $N_o = 1.75$. Плеохроизм от желто-зеленого (N_e) до светло-желтого (N_o). К минералам группы рабдофанита, возможно, относится карнасуртит. Рассматриваются изоморфные соотношения, существующие в минералах группы рабдофанита — смирновскита. (М. Д. Д.). РЖ Геол., 1961, № 11, В 164.

463. Семенов Е. И., Шуба И. Д. О геологическом возрасте Ловозерского и других щелочных массивов Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геохимии, I, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 138—141. (Тр. ИГЕМ, вып. 28). Q-36-III—VI, XIII; Q-37-I—III, IX, X.

Приведены данные по абсолютному возрасту некоторых щелочных массивов Кольского полуострова. Измерения производились по содержанию Rb с использованием рентгеноспектрального метода. Вероятный возраст Ловозерского массива по полученным данным считается 370 млн лет.

Сравнение приведенных данных с литературными указывает на близость абсолютного возраста различных щелочных массивов Кольского полуострова и Северной Карелии: Ловозерского, Хибинского, Африкандского. Массивы же Вуориярви, Озерная варака и Кейвы имеют возраст около 350 млн лет.

Нижнепалеозойский возраст всех этих массивов позволяет связывать их образование с заключительными этапами развития грампианской геосинклинали. Геологическая одновозрастность свидетельствует о генетическом единстве щелочных массивов Кольского полуострова, относящихся к типу Африканды, Ловозера, Хибин, Кейв. К этому ряду авторами не относятся массивы щелочных габброидов типа Гремяха-Вурмес.

Приведены две таблицы абсолютного возраста щелочных массивов Кольского полуострова, полученного свинцовым методом и абсолютного возраста тех же массивов — по другим методам. Библ. — 9 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1960, № 8, 14691.

464. Семенов Е. И. О содержании циркония в титановых минералах. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 87—92. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2).

Подвергаются сомнению и проверке данные о содержании циркония в некоторых титановых минералах. Установлены следующие содержания ZrO_2 (в вес. %): иноструит, ринкит, лоранскит — около 1, мозандрит — 1.40, полимигнит — 2.0. Кроме того, низкое содержание ZrO_2 указано для астрофиллита и лейкофенита. Характерно постоянство суммы ($TiO_2 + ZrO_2$) и постоянство физических свойств (удельный вес, показатели преломления) рассматриваемых пар минералов.

Утверждается, что в прошлом при анализе титановых минералов завышалось содержание ZrO_2 , так как колориметрически в подобных минералах занижается содержание TiO_2 .

Доказана идентичность рамзаита и лоренценита, предполагается идентичность следующих пар минералов: ионструмина и ринколита, цирконолита и циркелита, лоранскита и эвксенита, полимигнита и эпинита.

В то же время не отвергается возможность изоморфизма между Ti и Zr (в белянкините, ломоносовите и др. минералах). Граф. — 1 табл. Библ. — 7 назв. (Ю. М. К.).

465. Семенов Е. И. Ульвошпинель в титано-магнетитах Хибинского щелочного массива. Тр. Минерал. музея АН СССР, 1959, вып. 9, стр. 190—195. Q-36-IV, V.

Ульвошпинель является характерной составной частью некоторых титано-магнетитов Хибинского массива нефелиновых сиенитов. Титано-магнетит здесь встречается в виде неправильных зерен, жил и линз в ийолит-уртитовых и апатит-нефелиновых породах и пегматитах. Его хим. состав (из апатитового тела Кукисвумчорра и из уррита Юкспора) (в вес. %): TiO_2 — 18.00 и 17.36; SiO_2 нет и 0.50; Al_2O_3 — 1.00 и нет; Fe_2O_3 — 36.86 и 39.29; FeO — 41.04 и 39.73; $MgO + MnO$ — 2.40 и MgO — 1.66; MnO — 1.27; сумма — 99.30 и 99.81; уд. в. — 5.017 и 4.998. При пересчете состава на ильменит и магнетит получается существенный избыток FeO , показывающий присутствие ульвошпинели. Наличие ее обнаруживается и при рентгенометрическом исследовании титано-магнетита из апатит-нефелиновых руд горы Кукисвумчорр. Линий ильменита на дебаеграмме не установлено. Хибинские титано-магнетиты с высоким содержанием ульвошпинели обладают необычной коричневатой окраской. Намечается существование эвтектоидных сростаний магнетита с коричневатой ульвошпинелью. На кривой нагревания титано-магнетита с горы Кукисвумчорр, содержащего около 36% ульвошпинели, отмечаются

экзотермические эффекты с максимумом при 300, 540 (обусловлен, вероятно, окислением ульвошпинели) и 630°. Содержание магнетита в Хибинском титано-магнетите довольно постоянное и составляет около 55%, а содержание ильменита и ульвошпинели является обратно пропорциональным, что объясняется, по-видимому, образованием ильменита за счет последней при ее окислении. Титано-магнетит с содержанием TiO_2 около 18%, приуроченный к апатит-нефелиновым и ийолит-уртитовым породам, образовавшийся в высокотемпературных (1000—1200°), резко восстановительных условиях, обычно характеризуется присутствием значительных количеств ульвошпинели. Переход ее при более окислительной обстановке в ильменит (и магнетит), вероятно, происходит при более низких температурах. В гипергенных условиях ульвошпинель замещается окислами и гидроокислами Ti и Fe^{3+} (лейкоксенизация). Определение ее содержания имеет практическое значение. При обычном методе получения титано-магнетита путем магнитной сепарации благодаря магнитным свойствам ульвошпинель извлекается вместе с магнетитом, что приводит к уменьшению количества TiO_2 в немагнитной фракции. (О. В. К.). РЖ Геол., 1960, № 2, 2640.

466. Семенов П. К. Виллиомит горы Кукисвумторр в Хибинах. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск., 1959, стр. 112—115. Q-36-IV, V.

Впервые виллиомит был обнаружен в одной из сухих горных выработок Хибин среди рихторритов, на глубине 310 м от дневной поверхности. Виллиомит приурочен к серии жилок мощностью от нескольких миллиметров до 20—30 см, ориентированных параллельно тектоническим трещинам. Окраска минерала варьирует от темно-вишневой до бесцветной. Тв. 3.5; уд. в. 2.8. Кристаллы редки. $N=1.326$, минерал изотропный. При нагревании теряет окраску и в интервале 480—500° обесцвечивается. В воде растворяется; при выпаривании раствора выпадают мелкие кристаллики виллиомита. Хим. анализ (в вес. %): $\text{F} = 45.06$; $\text{Na} = 54.69$; нерастворимый остаток — 0.12; сумма — 99.87. По строению и парагенезису выделяются три типа жил: полевошпатовый, пектолитов-виллиомитовый с содовым минералом и существенно виллиомитовый. Во всех трех типах жил виллиомит образует мелкую вкрапленность, иногда скопления до 10—15 см в поперечнике или сплошные обособления вместе с содовым минералом (III тип). Воднорастворимый минерал из группы соды, мелкозернистый или скрытокристаллический, белого до темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Одноосный, положительный; $N_p=1.455$, $N_g=1.518$. На воздухе покрывается белым налетом. При 110° теряет свыше 96% воды. Хим. состав (в вес. %): $\text{Na}_2\text{CO}_3 = 84$; $\text{H}_2\text{O} = 14.5$; R_2O_3 около 1; P_2O_5 около 1. Постоянное нахождение виллиомита с содовым минералом и пектолитом дает основание считать его гидротермальным. Граф.— 2 табл. Библ. — 5 назв. (М. Д. Д.), РЖ Геол., 1961, № 9, В 120.

467. Семенова Н. И. Гидрохимический очерк Малого и Большого Пулозера и некоторых водоемов их водосборной площади. В сб.: Вопросы естественного и заводского воспроизводства семги, М., Пищепромиздат, 1959, стр. 225—238. (Изв. Всесоюз. научн.-исслед. ин-та озерного и речного рыбного х-ва, вып. 48). R-36-XXXIV.

Большое Пулозеро представляет собой расширение русла р. Колы; Малое Пулозеро, в 50 км южнее Мурманска, — самостоятельный водоем со стоком в Большое Пулозеро. Большое Пулозеро характеризуется значительными колебаниями уровня в течение года (разница между максимумом и минимумом до 0.8 м) и соответствующими изменениями площади литоральной зоны и характера прибрежных биотопов. Оба озера имеют близкие гидрохимические показатели: прозрачность по белому диску 4.2 и 3.2 м (для Большого и Малого Пулозера соответственно);

pH — 6.6—6.8 и 6.6—6.8; содержание CO_2 — 3.3 и 3.3 мг/л; содержание O_2 — 9.9—10.2 и 9.2—12 мг/л, насыщение кислородом у дна — 88.6 и 78.6%; окисляемость — 4.8—5.6 и 5—7 мг O_2 /л.

Приведены таблицы с характеристиками проб воды из водоемов водосборной площади (притоков, ручьев, небольших озер и луж на болоте, скопления воды в ямках между камнями и кочками); pH — от 6.6 до 5; насыщение O_2 — 65—100% у поверхности и в мелких водоемах и менее 50% — в более крупных, в ключах и в болотной воде. Воды, обедненные O_2 , имеют малое значение в питании исследуемых озер. Содержание органического вещества выше, чем в Большом и Малом Пулозере. Большие озера, р. Кола и ее притоки имеют перманганатную окисляемость 11—12 мг O_2 /л, воды с болот — 15—36.6 мг/л. Минерализация поверхности вод мала (сумма ионов — 20—70 мг/л), содержание биогенных элементов незначительно (P — следы, суммарное Fe — 0.1—0.4 мг/л., нитратный азот — от сотых до десятых долей мг/л). (Л. И. А.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6518.

468. Семенов Н. И. Гидрохимический очерк низовьев р. Варзуги. В сб.: Вопросы естественного и заводского воспроизводства семги, М., Пищепромиздат, 1959, стр. 18—24. (Изв. Всесоюз. научн.-исслед. ин-та озерного и речного рыбного х-ва, вып. 48). Q-37-XIII.

Р. Варзуга характеризуется значительным колебанием уровня. С его подъемом возрастает сток гуминовых вод с верховых болот, повышается окисляемость воды, снижается pH. Кислородный режим в открытый период нормальный. Минерализация воды низкая, как и у всех рек севера; при увеличении притока паводковых вод она заметно уменьшается. Ключи, находящиеся в долине реки, отличаются от речных вод высокой минерализацией. Воды осенью 1954 г. относились к карбонатному классу, группе Ca и Na, преимущественно к 1-му типу, характеризующему северные воды. У с. Кузомень под действием морских приливов вода переходит в хлоридный класс, группу Na, тип 3-й. Библ. — 3 назв. Резюме автора. РЖ Георг., 1960, № 9, 23381.

469. Сергеев А. С. Фениты и процессы фенитизации в контактовом ореоле щелочных и ультраосновных интрузий Хабозерской группы (Кольский полуостров). Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 4, стр. 430—443. Q-36-III, IV.

В строении массивов (Лесная варака, Африканда, Озерная варака), являющихся интрузиями центрального типа, принимают участие породы от ультраосновных (оливиниты) до ультращелочных (ийолит-мельтейгиты). Вмещающими породами для этих массивов являются архейские биотит-олигоклазовые гнейсы Беломорского комплекса. В зоне экзоконтактов интрузий гнейсы подвергаются интенсивному преобразованию, приводящему к возникновению бескварцевых альбито-пироксеновых пород (фенитов).

Ширина ореола фенитизированных пород неодинакова как для отдельных указанных интрузий, так и в пределах контактового ореола одной интрузии и колеблется от 10—15 до 500—600 м в зависимости от размера интрузий, состава слагающих их пород и структурных особенностей вмещающих пород.

В процессе фенитизации намечается пять стадий: начальная, ранняя, средняя, конечная и завершающая. Дана характеристика каждой стадии, химизм процесса, поведение редких и рассеянных элементов в пределах ореола фенитизации.

Главными агентами, вызывающими фенитизацию гнейсов, являются эманации и растворы, поступающие со стороны интрузивных тел. В узкой приконтактной зоне возможен перенос вещества и диффузионным путем.

Наряду с аддитивным контактовым метаморфизмом существенное значение при фенитизации имело термальное воздействие интрузий на гнейсы, в ряде случаев приводившее к образованию реоморфических сиенитов.

В начальные стадии фенитизация гнейсов может происходить без существенного привноса и выноса материала, за счет перераспределения вещества этих пород. Со стороны интрузии привносятся Mg, Ca, Fe, P, Ti, отчасти щелочи и Al. Кремнекислота выносятся из зоны фенитизации в сторону интрузий, приводя к возникновению в краевых зонах последних гибридных полевошпатово-пироксеновых пород. В зоне фенитизации наблюдается заметно повышенная концентрация циркония, редких земель, Ti и Nb. Библ. — 6 назв. (В. Н. Г.). См. также РЖ Геол., 1960, № 6, 10915.

470. Сидоренко А. В. Геоморфологические предпосылки поисков россыпей на северо-западе Европейской части СССР. М., Изд. АН СССР, 1959. 27 стр. (АН СССР. Отд. геол.-геогр. наук Геоморфол. комисс.).

Геологическая история восточной части Балтийского щита благоприятна для формирования россыпей. Длительные периоды континентального развития должны были привести к значительным аккумуляциям континентальных и прибрежно-морских отложений. С этой точки зрения интересно выяснение областей аккумуляции материала, снесенного с территории Карелии и Кольского полуострова в доледниковое время. Благоприятными предпосылками для поисков россыпей являются также высокая степень выветрелости древней коры выветривания, интенсивное современное физическое разрушение пород, большое содержание рудных и акцессорных минералов в коренных породах.

К неблагоприятным обстоятельствам относится полуостровное положение территории и то, что она длительное время являлась областью сноса, испытывая поднятие. Обнаружение россыпей возможно в ряде отложений. К ним относятся: 1) докембрийские осадочно-метаморфические толщи, особенно конгломератовидные толщи в свитах имандра-варзуга, кейвы, колмозеро-воронья и др.; 2) доледниковые континентальные отложения, среди которых особый интерес могут представлять элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения, аллювий древних рек (который можно ожидать в переуглубленных долинах рр. Поноя, Варзуги, Стрельны), доледниковые озерные отложения; 3) четвертичные отложения, особенно прибрежно-морские межледниковые и последниковые отложения в долинах крупных рек — Поноя, Качковки, Варзуги, Стрельны и др., а также аллювиальные отложения.

В меньшей степени перспективны на россыпи морена и флювиогляциальные отложения, но и они могут представлять определенный интерес.

Выделяются участки, наиболее перспективные в отношении нахождения россыпей. Указывается на необходимость изучения вещественного состава рыхлого покрова, основных закономерностей миграции химических элементов в четвертичном покрове и восстановление палеорельефа Балтийского щита. Библ. — 13 назв. (Н. Н. А.).

471. Сидоренко А. В. Новые данные по россыпям Кольского полуострова. В сб.: Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей, Тезисы докл., М., 1959, стр. 47—48.

Отмечается новизна постановки вопроса о поисках россыпей на Кольском полуострове. К факторам, способствовавшим формированию россыпей, относятся повышенные содержания ценных тяжелых минералов в породах докембрия, длительный континентальный режим, сложная геологическая история, слабая ледниковая экзарация, способствовавшая сохранению продуктов выветривания.

Приводятся примеры обнаружения промышленных концентраций тяжелых минералов в ряде пунктов Кольского полуострова. Перечисляются основные геологические комплексы Кольского полуострова, перспективные на россыпи. (Н. Н. А.).

472. Сидоренко Александр Васильевич. В сб.: Библиографический словарь деятелей естествознания и техники, т. 2, М., БСЭ, 1959, стр. 215.

473. Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд. АН СССР, 1959, 257 стр. (АН СССР. ИМГРЭ).

Магматические сульфидные медно-никелевые месторождения типа Печенги и Мончегорска, несмотря на относительно низкое содержание и отсутствие собственных минералов Se и Te, рассматриваются в качестве крупных типов месторождений этих элементов. Отношение Te к Se колеблется от 1 : 4 до 1 : 28.

В галените из щелочных пегматитов Хибин установлен Se в количестве 0.095%. Библ. — 287 назв. (Ю. И. И.).

474. Смирнов В. И. О некоторых вопросах металлогенического районирования территории СССР. В сб: Металлогенические и прогнозные карты (Тр. Объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам), Алма-Ата, Изд. АН Казах. ССР, 1959, стр. 28—44.

При описании главнейших рудных провинций Балтийского щита (Кольского полуострова — стр. 36—37) отмечается связь протерозойских месторождений сульфидных медно-никелевых и титано-магнетитовых руд с ультраосновными и основными породами и керамических, слюдяных и редкометалльных пегматитов, оловоносных скарнов и серно-колчеданных месторождений с кислыми породами.

Наложенное оруденение герцинского цикла связано со щелочными интрузиями и представлено месторождениями апатита, нефелина, редких металлов, титано-магнетита, магнетита, слюдяных и редкометалльных пегматитов и карбонатитов. (В. Н. Б.).

475. Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, стр. 3—21.

При описании главнейших рудных провинций Балтийского щита (стр. 13—14) отмечается связь протерозойских месторождений с ультраосновными, основными и кислыми интрузиями и наличие наложенного оруденения герцинского цикла, приуроченного к щелочным интрузиям.

476. Смирнов В. И. Эволюция эндогенного рудообразования. Природа, 1959, № 4, стр. 17—22.

Анализ рудоносности всей площади СССР вскрывает особое значение полицикличности и унаследованности в развитии эндогенного оруденения. Эндогенные месторождения сконцентрированы по преимуществу в складчатых зонах, обрамляющих Русскую и Сибирскую платформы, а также в нижних структурных ярусах этих платформ, местами приближающихся к поверхности Земли — в частности и на Балтийском щите.

Металлогеническое районирование территории СССР показывает, что все рудные провинции нашей страны относятся к полициклическим. Балтийский щит (с месторождениями архейской, протерозойской и герцинской эпох) относится к трициклическим провинциям. При выделении групп рудных месторождений по условиям их образования титано-железные и медно-никелевые руды Кольского полуострова отнесены к группе магматических. Граф. — 2 схемы. (Ю. В. Г.).

477. Смирнова В. С. Типы пегматитов Риколатвинского месторождения Мурманской области и характер их слюдоносности. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 20, стр. 35—42. Q-36-VIII.

Рассматривается зависимость мусковитообразования от интенсивности метасоматических процессов и характера вмещающих пород на примере Риколатинского месторождения. Здесь в пегматитовом поле (Енский район Кольского полуострова) зафиксировано 349 жил. Они залегают в нижнеархейских гнейсах, представленных двумя толщами: средней, где преобладают амфиболсодержащие породы, и верхней, характеризующейся высокоглиноземистыми породами. В гнейсах располагается много тел основных изверженных пород.

Продуктивной толщей является верхняя, в которой найдено 53 жилы с промышленным содержанием слюды. Пегматитовые жилы по характеру вмещающих пород разделяются на 3 группы: 1) верхней толщи, 2) средней толщи и 3) залегающих в базитах. Пегматиты верхней толщи подразделяются на: а) промышленнослюдоносные, залегающие в плагиогнейсах, не содержащих микроклина, и б) слабослюдоносные, залегающие в метасоматически измененных плагиогнейсах с микроклином. Пегматиты средней толщи представлены неслюдоносными существенно микроклиновыми жилами, сингенетичными с общей мигматизацией пород.

Дальнейшая более подробная классификация пегматитовых жил проводится с учетом степени метасоматической перекристаллизации. Выделяется пять типов жил, из которых три являются слюдоносными. Дается краткая характеристика всех пяти типов. Мусковит образуется в пегматитовых телах, залегающих в породах, которые насыщены К, т. е. в высокоглиноземистых плагиогнейсах. Слюдообразование усиливается при усилении метасоматической перекристаллизации в пегматитах. Библ. — 7 назв. (Л. А. В.).

478. С о б о л е в В. В. Гранат из пегматитов Колмозера. Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, 1959, № 13, стр. 380—383. Резюме англ. R-37-XXXI.

В пегматитах Колмозера повсеместно развит гранат в виде неправильных выделений и кристаллов с развитием тетрагонтриоктаэдра. Он прослеживается от эндоконтактных зон в глубь жил, причем наибольшее количество его приурочено к мелкозернистым альбитизированным участкам.

Выделяются две стадии образования гранатов: гранат I — красно-бурые образования, до 2,5 см, из крупнозернистых пегматоидных участков; образовался до альбитизации основной массы микроклина; гранат II — идиоморфные кристаллы в мелкозернистом альбите, образовался в связи с процессами альбитизации пегматитов. Химический состав гранатов в пегматитах постоянен. Показатели преломления 20 образцов равны 1.808 ± 0.002 . Для гранатов I и II генерации были сняты дебаграммы и рассчитана элементарная ячейка:

$$agrt_I = 11.573 \text{ к\AA}, \quad agrt_{II} = 11.572 \text{ к\AA}.$$

На основании химического анализа граната I, выполненного автором, установлено, что он принадлежит к альмандин-спессартиновому ряду с содержанием главных компонентов: спессартина — 63.0, альмандина — 34.1, пироп — 1.9,grossуляра — 1.0%.

Во вмещающих пегматиты амфиболитах также развит гранат, причем кристаллографической формой его является ромбододекаэдр. Показатель его равен 1.785 ± 0.002 , параметр элементарной ячейки $a = 11.550 \text{ к\AA}$. Гранат вмещающих амфиболитов по свойствам резко отличается от граната из пегматитов. Библ. — 5 назв. (Ю. И. И.)

479. С о б о л е в Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, 1959, № 8, стр. 679—695. Резюме англ.

Ультраосновные породы Кольского полуострова изучались Б. М. Куплетским, О. А. Воробьевой, Н. А. Елисеевым, Н. Д. Соболевым и др. По данным петрохимии эти породы представляют третью генетическую

группу — ультрабазиты, являющиеся дифференциатами ультращелочно-основной магмы. Все числовые характеристики совпадают с характеристиками ультрафербазитов, и по этому признаку их можно рассматривать как производные слоя снialма.

Геохимия редких и рассеянных элементов изучена очень слабо. Эту работу надлежит организовать в будущем. Библи. — 21 назв. (С. М. Ч.).

480. Соловьев С. П. Особенности развития во времени метаморфических горных пород на территории СССР. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 6, 1959, стр. 637—654.

Кратко указываются различные типы метаморфических горных пород, образовавшихся в разное время в результате регионального (динамотермального) метаморфизма и метасоматических процессов. Отмечаются главные особенности развития метаморфических горных пород в различные геологические эры. Рассматривается вопрос о генетической связи разнообразных метаморфических образований с различными по составу и глубине формирования магматическими телами и делается попытка выяснить некоторые вероятные причины неравномерного развития в истории земной коры указанных горных пород.

Мощные толщи разнообразных фаций кристаллических сланцев и гнейсов широко распространены на Северо-Западе и юге европейской части СССР. На Кольском полуострове архейские метаморфические толщи представлены различными гнейсами, амфиболитами — мигматитами. В западной части Кольского полуострова существенную роль играют гранулиты (гранато-кварцево-полевошпатовые), причисленные к верхнему архею.

Протерозойские метаморфические толщи, примером которых является кейвская, сложены кианитовыми, кианито-ставролитовыми, слюдяными и другими разновидностями сланцев (и частью гнейсов). Свиты имандраварзуга и печенга-кучин сложены метаморфическими породами, среди которых местами наблюдаются зеленые сланцы, филлиты и другие, имеющие низкую степень метаморфизма. Железистые кварциты приурочены к докембрийским толщам. При процессах метаморфизма соответствующих осадочных толщ произошло преобразование гидратных соединений Fe преимущественно в магнетит и гематит и неустойчивых модификаций кремнезема — в кварц. Местами железистые кварциты претерпели метасоматические изменения. Возможно, имело место переотложение их рудного вещества. Примерами докембрийских полей железистых кварцитов могут служить районы Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Оленегорска и др. Главная масса продуктов регионального метаморфизма приурочена к докембрию. К породам высокой степени метаморфизма относятся кристаллические сланцы с такими минералами, как силлиманит. Местами довольно широко развиты кристаллические сланцы средней стадии метаморфизма (кианитсодержащие, ставролитсодержащие). Меньшее значение в архее имеют образования низкой степени метаморфизма. Широко распространены в докембрийских комплексах поля мигматитов и зоны гранитизации.

На Кольском полуострове в значительном количестве установлены гранулиты. Среди палеозойских образований Кольского полуострова отмечены серпентиниты и фениты.

Образование фенитов связывается с контактовыми зонами близ нефелиновых сиенитов. (Л. Н. Л.).

481. Солодов Н. А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. Геохимия, 1959, № 7, стр. 628—637. Резюме англ.

Среди редкометалльных гранитных пегматитов Алтая и Кольского полуострова выделяются 4 основных типа: микроклиновые, альбит-микроклиновые, альбитовые, альбит-сподуменовые. Содержание Li_2O законо-

мерно возрастает от нескольких сотых долей процента в микроклиновых пегматитах до 1.4—1.5 % в альбит-сподуменовых. Максимальное содержание Rb_2O и Cs_2O наблюдается в альбит-микроклиновых пегматитах, где оно в отдельных жилах соответственно достигает 0.70 и 0.45 %. В направлении к альбит-сподуменовым пегматитам содержание Rb_2O падает до 0.12 %, а Cs_2O — до 0.004 %. Отношение K/Rb одновременно возрастает от 5—10 до 13—17, K/Cs — от 7 до 500, Rb/Cs соответственно от 1.6 до 32. Наивысшее содержание BeO (0.10—0.20 %) характерно для альбитовых пегматитов. Отсюда оно в обе стороны понижается до 0.035—0.012 % в альбит-сподуменовых и 0.005—0.010 % в микроклиновых пегматитах. Содержание Nb_2O_5 в альбит-микроклиновых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах приблизительно одинаковое и составляет около 0.010—0.015 %. Содержание же Ta_2O_5 отчетливо уменьшается от 0.025—0.010 % в альбит-микроклиновых пегматитах до 0.010—0.004 % в альбит-сподуменовых. Поэтому и отношение $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ в этом направлении также понижается от 3—0.9 до 0.8—0.4. Содержание редких элементов в хорошо развитых жилах одного и того же типа обычно колеблется в довольно узких пределах. Образование разных типов пегматитов и различная степень обогащения их щелочными и редкими элементами объясняются значительной геохимической спецификой пегматитовых расплавов. Сначала из магматических очагов выделяются специфически калиевые пегматитовые расплавы, сильно обедненные редкими элементами. Затем отделяются калинатриевые порции, богатые Ta , Cs , Rb и отчасти Be . Позднее отщепляются специфически натриевые расплавы-растворы, обогащенные Be , в известной степени Ta и Nb . Библ — 24 назв. (Л. П. С.). РЖ Геол., 1960, № 9, 16949.

482. Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах. Геохимия, 1959, № 4, стр. 316—327. Резюме англ.

Изучались редкометалльные гранитные пегматиты Алтая и Кольского полуострова. Изученные пегматиты по ведущим пороодообразующим минералам подразделяются на 4 основных типа: микроклиновые, альбит-микроклиновые, альбитовые, альбит-сподуменовые. Пегматиты каждого типа состоят из определенной парагенетической группы зон. Микроклиновые пегматиты в основном сложены кварц-микроклиновыми зонами графической, пегматоидной или блоковой структуры. В строении альбит-микроклиновых пегматитов принимают участие существенно микроклиновые и альбитовые, а также зоны смешанного состава. В альбитовых пегматитах основной объем каждой жилы занимают альбитовые зоны. Альбит-сподуменовые пегматиты сложены альбитовыми и сподуменовыми (сподуменсодержащими) зонами. Приводится таблица с характеристикой минералогического состава зон, их пространственного положения в пегматите и приблизительного содержания в каждой из них Ta , Nb , Be , Li , Rb , Cs .

Основная часть редкометалльных минералов как по массе, так и по числу минеральных видов пространственно связано с альбитовыми и альбитизированными зонами. Разные альбитовые и слюдяные зоны, расположенные в различных местах пегматитового тела, содержат совершенно различные редкометалльные минералы, представляющие практический интерес. Тщательное изучение редкометалльной минерализации отдельных зон по большому числу пегматитовых тел свидетельствует о наличии некоторой близости содержания редких элементов в одной и той же зоне разных жил. Из всех типовых зон, выявленных в редкометалльных пегматитах, танталит-колумбит (Ta , Nb) в значительном количестве встречается в 14 зонах, берилл (Be) — в 8, сподумен (Li) — в 4, Rb — в 2, полудит (Cs) — только в 1 зоне. Начальная концентрация редких элементов в пегматитовом расплаве-растворе, в соответствии с законом действующих

масс, сильно сказывается на характере распределения редкометалльных минералов по мощности пегматита, предопределяя их появление в одной или нескольких зонах. При большой исходной концентрации редкого элемента его минералы начинают выпадать раньше, т. е. практически в более внешних зонах. При меньшем исходном содержании — позже, т. е. в зонах, расположенных ближе к центру. Содержание Ta, Rb, Cs в направлении от альбандов к центру жил всегда отчетливо возрастает. Содержание Nb уменьшается, а поведение Be и Li непостоянно. При низкой концентрации их среднее содержание по мере приближения к осевым частям возрастает, а при большой — падает или одинаково во внешних и центральных рудных зонах. Отмеченные закономерности распределения редких элементов в зональных редкометалльных пегматитах подтверждают выводы А. Е. Ферсмана и других исследователей, считающих, что редкие элементы в главной своей массе с самого начала формирования пегматита находились в пегматитовом расплаве. Библ. — 10 назв. (Л. П. С.). РЖ Геол., 1960, № 5, 8585.

483. Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумчорского апатитового месторождения. В сб.: К минералогии постмагматических процессов, Л., Изд. ЛГУ, 1959, стр. 7—72. Q-36-IV, V.

Изучение полевых шпатов различных петрографических зон Кукисвумчорского апатитового месторождения показало тождество свойств, близость их состава и генезиса во всех трех зонах месторождения: ийолит-уртитовой, рисчорритовой и рудной. По химическому составу все полевые шпаты являются существенно калиевыми, с небольшим содержанием в твердом растворе альбито-анортитовой частицы (цертитовые вроски альбита отсутствуют). По оптическим свойствам они представляют собой переходные формы между однородным моноклинным ортоклазом и полисинтетически sdвойникованным триклинным микроклином. Химические анализы (в %) и оптические свойства этих минералов из различных зон апатитового месторождения приведены в таблице. Во всех случаях они

Окислы и свойства	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63.74	62.28	62.92	64.32	62.06	63.06
TiO ₂	0.11	0.07	0.08	0.03	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	18.59	19.05	19.02	18.88	19.28	18.59
Fe ₂ O ₃	0.81	0.77	0.46	0.32	0.69	0.72
FeO	0.07	0.07	0.14	0.03	0.09	0.04
MnO			Следы.			
MgO	0.14	0.05	0.04	0.08	0.08	0.11
CaO	0.46	0.74	0.92	0.46	0.56	0.80
BaO	0.60	2.75	0.54	Не обна- ружено.	1.20	0.72
K ₂ O	15.15	14.18	15.03	15.53	15.38	15.16
Na ₂ O	0.83	0.85	0.71	0.84	0.58	0.59
П. п. п.	0.30	0.06	0.46	0.08	0.06	0.46
Сумма	100.80	100.87	100.32	100.57	100.68	100.27
Уд. в.	2.5750	2.5960	2.5745	2.5585	2.5835	2.5720
Ng	1.5280	1.5305	1.5280	1.5250	1.5235	1.5280
Np	1.5220	1.5245	1.5220	1.5180	1.5295	1.5220
2 V	—45—67°	—52—76°	—46—69°	—53—74°	—45—72°	—42—72°
PNg	82—89°	78—88°	80—88°	80—89°	80—87°	79—88°
PNm	6—16°	7—12°	5—15°	6—14°	5—14°	5—15°
PNp	73—89°	81—85°	79—87°	82—88°	77—88°	75—86°

Примечание. 1 — из полевошпатового ийолит-уртита; 2 — из жилок в ийолит-уртитах; 3 — из рисчорритов; 4 — из жилок в вилломитов в рисчорритах; 5 — из пегматитов среди сетчатой руды; 6 — из цемента блоков руд.

кристаллизовались позже нефелина, эгирин-авгита, энigmatита, сфена и других минералов, но раньше апатита. Характерна их пойкилитовая структура. Вся толща пород апатитового месторождения представляет собой метасоматически замещенные и значительно усложненные по составу ийолит-уртиты и образовались в 2 этапа.

1. Калиевый метасоматизм протекал с образованием главным образом калиевого полевого шпата и других К-содержащих минералов за счет первичных магматических минералов ийолит-уртитов. Этот процесс привел к образованию сначала полевошпатовых ийолит-уртитов, а затем рихорритов кровли месторождения.

2. Апатитовый метасоматизм проявился в отложении апатита из горячих водных растворов путем замещения породообразующих минералов ийолит-уртитов, главным образом нефелина. При этом остались незамещенными полевошпатовые пегматиты, весьма устойчивые к апатитовым растворам, сохранившиеся в виде реликтов.

Сопоставление характеристик полевых шпатов из различных петрографических зон Хибинского массива приводит к выводу об их различном составе и генезисе для Кукисвумчоррского месторождения по сравнению с полевыми шпатами типично магматических пород (хибинитов и фойеитов). Библ. — 16 назв. (М. Н. С.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 192.

484. Сошников М. С. Основные типы алюминиевых руд и направление их поисков. Бюлл. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1959, № 2, стр. 3—12.

Рассматриваются основные виды алюминиевого сырья — бокситы, нефелиновые породы, алюмосиликатные породы (высокоглиноземистые сланцы, каолины) и алуниты. Среди них указаны нефелинсодержащие породы Хибинского массива и кейвские месторождения кианитовых сланцев. Последние могли бы стать, по мнению автора, надежной сырьевой базой для производства Al электротермическим способом, так как они отличаются высоким содержанием кианита (40—50%), хорошо обогащаются и дают концентраты с содержанием глинозема 58%. Проблема освоения кейвских кианитов остается нерешенной из-за отсутствия электроэнергии в районе и удаленности месторождений от путей сообщения (В. Н. Г.).

485. Старикий Ю. Г. Два типа медно-никелевых сульфидных месторождений. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы, Л., 1959, стр. 158—163. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 23). R-36-XIX, XX, XXV, XXVI, Q-36-III.

Изучение геологической обстановки образования медно-никелевых месторождений с металлогенических позиций показало, что они разделяются на 2 типа месторождения: 1) складчатых зон и 2) платформ.

К первому типу месторождений, образующихся в ранние этапы развития подвижных зон, на Кольском полуострове относятся залежи Мончегундры и района Печенги. Приведены особенности, характерные для данного типа месторождений. Граф. — 4 табл. Библ. — 23 назв. (Ю. В. Г.).

486. Сулова С. Н. Хлоритоид из кристаллических сланцев Западных Кейв. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 143—148. Q-37-I.

Хлоритоид образует неправильные пятна и линзовидные участки в гранато-слюдяных и силлиманитовых сланцах Западных Кейв, причем развивается по гранату и ставролиту, иногда замещая их полностью. Свойства хлоритоида свидетельствуют о его принадлежности типичным разновидностям этого минерала, а также о его сходстве с хлоритоидами Криворожья и Пенсильвании. Кристаллохимическая формула хлоритоида $(\text{Fe}_{0.82}\text{Mg}_{0.11}\text{Ca}_{0.02})_{0.95}\text{Al}_2[\text{OH}]_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{Fe}(\text{OH})_2\text{O} \cdot 17\text{H}_2\text{O}$ весьма близка к теоретической. Образование хлоритоида связано с регрессивным воз-

действием контактово-метасоматических процессов, источником которых, вероятно, служили синклинематические интрузии щелочных гранитов района. Замещение ставролита и граната хлоритом сопровождается выделением гематита. Библ. — 8 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 9, В 237.

487. Талдыкин С. И. К вопросу происхождения медно-никелевых сульфидных месторождений. Вестн. ЛГУ, 1959, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 5—10. Резюме англ. R-36-XIX, XXV, XXXIII; Q-36-III, VI.

Тесная пространственная связь медно-никелевого сульфидного оруденения с основными и ультраосновными породами принимается всеми исследователями. Существуют 2 гипотезы образования месторождений, процесса выделения, концентрации рудных масс: а) ликвационно-магматическая и б) гидротермальная. Приводится ряд соображений, освещающих процесс рудообразования.

Месторождения Кольского полуострова (Цагинское сульфидоносное ильменито-магнетитовое месторождение, сульфидоносные габбро-пегматиты Монче-тундры; м-ние Каула в Печенгском районе) представляют собой образования, возникающие из остаточных магматических расплавов при гравитационно-кристаллизационной дифференциации основной и ультраосновной магмы. Для пояснения процесса формирования сульфидных медно-никелевых месторождений из остаточных магматических расплавов использованы диаграммы кристаллизации двухкомпонентной системы: а) с ликвацией и б) с эвтектикой.

Предлагается схема классификации месторождений медно-никелевой формации. Граф. — 2 табл. и 3 диагр. Библ. — 6 назв. (Ю. В. Г.).

488. Талдыкина К. С. Кварцево-аксинитовые жилы из основных пород Печенгского района. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 25—29, R-36-XIX, XXV.

Кварцево-аксинитовые жилы приурочены к габбро и диабазам. Жилы имеют почти вертикальное падение, четкие контакты, мощность от 1—2 до 30 см. Они сложены аксинитом, кварцем, кальцитом; отмечаются также пренит, эпидот, хлорит, адуляр. По минеральному составу выделяются следующие типы: 1) существенно кварцевые; 2) существенно аксинитовые; 3) аксинитовые с кварцем и кальцитом. Основная масса кварца по времени выделения является более ранней, чем аксинит.

Приведены оптические константы аксинита, его химический состав, дифференциально-термическая кривая. Аксинит представлен наиболее железистым членом группы. Дается краткая характеристика остальных минералов жил. Граф. — 2 табл. (Ю. В. Г.). См. также РЖ Геол., 1961, № 9, В 178.

489. Тихоненков И. П. Генетические типы и классификация месторождений циркония и гафния. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 211—229. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2).

Обзор посвящен геологической характеристике пород и процессов, с которыми связано формирование месторождений Zr и Hf.

Среди эндогенных месторождений выделено 5 групп, связанных со сложными массивами ультраосновных—щелочных пород, с нефелиновыми сиенитами, со щелочными сиенитами, со щелочными гранитами, с нормальными гранитами.

По генетическим особенностям выделен ряд типов месторождений: магматический, пегматитовый, пневматолитический, гидротермальный, контактово-метасоматический, метасоматический (наиболее обширный). Описаны россыпные хемогенные и связанные с корой выветривания месторождения.

В качестве примеров упоминаются многочисленные эндогенные месторождения, в том числе Хибинских и Ловозерских тундр. (Ю. М. К.)

490. Токарев В. А. О некоторых чертах геологической структуры Кольско-Скандинавского региона. (По данным сейсмичности). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 1, стр. 14—26.

Использованы данные с 1729 по 1950 г. (1094 землетрясения). Резко преобладают землетрясения с глубиной гипоцентров до 12 км. По расположению гипоцентров намечается две полосы (зоны). Обе имеют северо-восточное направление. Северная прослеживается от Бергена до Финмаркена, южная намечается от района грабена Осло до бассейна р. Клар-Эльв (Швеция). По мере продвижения на северо-восток сейсмическая активность в обеих зонах быстро падает. На территорию СССР они не переходят. Распределение приповерхностных землетрясений в общем повторяет распределение более глубоких.

В пределах обеих полос намечается ряд сгущений гипоцентров («узлов сейсмической активности»). Для северной зоны: 1) Бергенский узел (Норвегия), 2) Согне-фьорда (Норвегия). Для южной полосы: 1) район грабена Осло, 2) район Оулу (Финляндия).

Землетрясения приурочены главным образом к участкам поднятия земной коры, сложенным архейскими образованиями. Депрессии, занятые на поверхности протерозойскими и палеозойскими породами, оказываются асейсмичными. Направление зон сейсмичности в общем согласно с простиранием региональных надвигов северо-западной Скандинавии.

Намечается связь полос сейсмической активности с макрорельефом региона (берегами Скандинавии, Ботнического залива, пролива Каттегат). Третичные и мезозойские тектонические движения не находят отражения в сейсмичности региона. Активность разрывных дислокаций, заложенных в палеозое, сохраняется до настоящего времени (разлом, по которому внедрились центральные интрузии нефелиновых сиенитов Хибин и другие породы).

Рифейские—нижнепалеозойские разрывные структуры совершенно асейсмичны. Они зафиксированы внедрением серии даек диабазов. Также асейсмичны и более древние разрывы протерозоя и архея. (В. А. Т.). РЖ Геол., 1960, № 9, 16414.

491. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Изд. 2-е. Вып. 19. А. И. Шерешевский. Фосфатное сырье (апатиты и фосфориты). М., Госгеолтехиздат, 1959. 43 стр.

В работе дана очень краткая геолого-минералогическая характеристика Хибинских апатито-нефелиновых месторождений, являющихся важным источником фосфатного сырья. Приведено 4 химических анализа апатита (по литературным данным). Библ. — 36 назв.

492. Тюремов В. А. Интенсивность микросейсм на сейсмической станции «Апатиты» и ее зависимость от метеорологической обстановки в Северной Атлантике и над Скандинавией. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 2, стр. 60—65.

Отмечается связь микросейсм, наблюдаемых на сейсмической станции «Апатиты», с формированием циклонов в Северной Атлантике и над Скандинавией в период 1956—1957 гг. Автор делает выводы: а) интенсивность микросейсм находится в тесной связи с развитием возмущающих центров в атмосфере; б) все наблюдаемые микросейсмические «бури» порождаются глубокими циклонами, проходящими над Скандинавией и Северной Атлантикой; в) суточная изменчивость интенсивности микросейсм указывает на ее зависимость от суточного хода метеорологических элементов. Библ. — 8 назв. (В. А. Тюр.).

493. Успенская Е. И. Фтор в минералах и породах Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, I, Кировск, 1959, стр. 149—156.

F определялся колориметрическим и объемным методами (в %): в микроклине (0.0 — сл.), мусковите (0.46—3.98), биотите (0.75—3.04), рубидиевой слюде (не обнаружено), лепидомелане (0.53), гиперстене (0.04—0.15), эгирине (0.06), пироксене (0.07—1.24), прените (0.13), гастингсите (1.47), апатите (0.11—3.37), лампрофиллите (1.46—1.86), астрофиллите (0.51), энigmatите (0.05—0.19), сфене (0.06—1.66), ломоносовите (2.87—3.81), монтебразите (1.86—2.87), пирохлоре (0.42—3.34), турмалине (0.41—0.81), топазе (13.76—17.81), эвдиалите (0.0—0.08) из различных пород и пегматитов Кольского полуострова. F имеет широкое распространение и в тех минералах, существенной частью которых он не является (например, сфен, пироксены и др.). Определен F также в 80 образцах пород, в том числе в 45 образцах щелочных пород, 27 основных и средних, 8 кислых (грейзенов). В щелочных породах Хибин содержание F лежит в пределах 0.03—0.24%, а в породах из апатит-нефелиновых залежей — 0.75—2.58%. Содержание F в щелочных породах Ловозера, взятых с поверхности, почти такое же, как у хибинских, а в породах, отобранных на глубине из горных выработок, составляет 0.40—0.75%, что, видимо, гораздо ближе отвечает первоначальному содержанию F в породах массива. Основные и ультраосновные породы районов Ловно, Монче и Федоровых тундр содержат от 0.0 до 0.11, в среднем около 0.027% F. Резкое повышение содержаний F (0.05—0.70%) отмечается в амфиболитах, несущих пегматитовые жилы, богатые минерализаторами. Кислые породы Юрийоки наиболее богаты F (0.27—1.48%). Содержание F в различных породах Кольского полуострова выше его кларка (по Виноградову, кларк для литосферы 0.027%). Для Хибинских и Ловозерских тундр это превышение настолько велико, что можно говорить о богатых F провинциях. (О. В.). РЖ Геол., 1962, № 1, В 35.

494. Ферсман Александр Евгеньевич. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. 2, М., БСЭ, 1959, стр. 308—309.

495. Холмов Г. В., Шешукова Г. Т. Изучение состава и условий залегания глубинного оруденения приподожвенной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная (1955—1956 гг.). Сборник аннотаций научн.-исслед. работ Центр. ин-та информ. цветной металлургии, 1956—1959 гг., ч. I, М., 1959, стр. 5—6. Q-36-III.

Сульфидное медно-никелевое оруденение в массиве Ниттис-Кумужья-Травяная представлено 4 типами: 1) вкрапленным, 2) жильным, 3) инъекционным существенно халькопиритовым, 4) инъекционным существенно пирротиновым (никелевым). 1-й тип относится к сингенетическим рудам, 2—4-й — к эпигенетическим.

Эпигенетические руды приурочены к вертикальной тектонической зоне вдоль осевой части массива. Внутри этой зоны эпигенетические руды располагаются зонально (сверху вниз): рудные жилы—инъекционные существенно халькопиритовые руды. Инъекционные существенно пирротиновые руды отделены друг от друга безрудными участками.

Сингенетические руды приурочены к проподошвенной части массива, служат фоном, на который наложались инъекционные руды. Верхняя и нижняя границы этих руд плохо определены, поэтому оценку их нельзя произвести без вскрытия подземными выработками. Вкрапленные руды не представляют промышленного интереса.

Рекомендуется значительное свертывание поискового бурения на глубинное оруденение в массиве Ниттис-Кумужья-Травяная и перенесение центра тяжести работ на оз Нюд. (В. С. Д.),

496. Ч и р в и н с к и й Петр Николаевич. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. 2, М., БСЭ, 1959, стр. 363.

497. Ш у р к и н К. А. Геологическая история западного Беломорья. Тр. Ленинград. о-ва естествоиспытателей, т. 70, вып. I, 1959, стр. 31—32.

Автор выдвигает новую стратиграфическую схему развития Беломорского блока. Последовательный ход геологических процессов укладывается в одну эпоху геосинклинального развития. Эта эпоха делится на 2 периода существования Беломорского подвижного пояса: геосинклинальный — архей и платформенный — протерозой и палеозой. Первый период разбивается на 4 этапа: один период осадконакопления и три этапа тектонических движений. Каждому этапу соответствует I фаза интрузивной деятельности. Абсолютный возраст мигматитов и пегматитов этих этапов колеблется в пределах 1830—1970 млн лет (по K-Ar методу).

В платформенном периоде автор выделяет три этапа.

I. Заложение Карельского и Кольского поясов карелид с обособлением Беломорского блока (1720—1770 млн лет).

II. Отложение эпиконтинентальных осадков терской свиты.

III. Палеозойский этап — трещинная тектоника и внедрение малых интрузий ультраосновных и щелочных пород (480—270 млн лет). (Л. А. В.). См. также РЖ Геол., 1961, № 2, № 533.

498. Ш у р к и н К. А. О палеозойских псевдоконгломератах Северной Карелии и Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 125, 1959, № 6, стр. 1329—1332. Q-36-IX, X, XVII.

Конгломератовидные породы Кандалакшских островов и Турьего мыса рассматриваются как «валунчатые» дайки, некки и эксплозивные брекчии. Автор считает, что эти вулканогенные псевдоконгломераты не могут служить обоснованием для суждения о девонском возрасте турьинских кварцито-песчаников и терской свиты вообще. Эти отложения должны быть отнесены к иотнию. Библи. — 15 назв. (Б. М. К.). РЖ Геол., 1960, № 4, 6217.

499. Ш у х м а н Л. Н. О некоторых особенностях вторичных лепидомеланов Хибин. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 3, стр. 143—144. Q-36-IV, V.

Обычные лепидомеланы Хибин обладают биотитовой схемой абсорбции $Ng \approx Nm > Np$. В верхнем контакте апатитовых месторождений Кукисвумчорра и Юкспора в меланократовых линзочках полосчатых ийолитов был встречен лепидомелан с турмалиновой схемой абсорбции $Ng < Np$ (по Ng светло-коричневый, по Np — темно-коричневый). При совместном нахождении обеих разновидностей лепидомелан с обратной схемой абсорбции, по-видимому, является более поздним. Граф. — 1 табл. Библи. — 2 назв. (Б. Е. Б.). РЖ Геол., 1960, № 11, 23278.

500. Щ е р б а к о в Дмитрий Иванович. В сб.: Биографический словарь деятелей естествознания и техники, т. 2, М., Б.С.Э., 1959, стр. 397.

501. Щ е р б а к о в Д. И. Памяти А. Ф. Соседко. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 332—333. (Тр. ИМГРЭ, вып. 2).

502. Щ е р б и н а В. В. О нефелиновых сиенитах Кольского полуострова. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса, Тр. Геохимического симпозиума (декабрь, 1957 г.), М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 94.

503. Э л и н с о н М. М. Распространение тяжелых углеводородов в различных геологических условиях. В сб.: Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений, М., Гостоптехиздат, 1959, стр. 208—210. Q-36-IV, V.

Кафедра горючих ископаемых МГРИ провела изучение газов, содержащихся в породах некоторых рудных месторождений и Хибинского апатитового месторождения. В породах Хибинского щелочного массива содержатся газы: O_2 , H_2 , CH_4 , тяжелые углеводороды, N_2 . Количество их в породах таково (в cm^3/kg): H_2 — 0—5, CH_4 — 0—8, тяжелые углеводороды — 0—0.3. В состав последних входят этан, пропан, бутан и более тяжелые углеводороды.

Газ в горных породах находится в виде изолированных мелких пузырьков или в микротрещинах, где он способен перемещаться. Возможность ассимиляции газов из осадочных пород при формировании Хибинского комплекса пород — исключается. Происхождение углеводородных газов в породах месторождения объясняется неорганическим путем. (С. В. И.). См. также РЖ Геол., 1960, № 6, 11392.

504—505. Юшко-Захарова О. Е., Бурова З. Н. Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1959, стр. 61—68. (Тр. ИМГРЭ, вып. 3). R-36-XIX, XXV, XXVI, Q-36-III.

Медно-никелевые месторождения проурочены к зоне глубокометаморфизованных эффузивных и интрузивных образований протерозойского возраста, характеризующейся широким развитием основных и ультраосновных пород. По условиям образования во всех месторождениях выделяются одни и те же генетические типы руд: сингенетические (вкрапленные сульфидные руды) и эпигенетические (сульфидные жилы, инъекционные и брекчиевые руды).

Содержание Se в изученных рудах Печенгского и Мончегорского районов соответственно (в %): массивные руды — 0.0019—0.0054 и 0.0010—0.0072, брекчиевые — 0.0001—0.0046 и нет, богатые вкрапленные — 0.0002—0.004 и 0.0003—0.0028, бедные вкрапленные — сл.—0.0012 и сл.—0.0008, инъекционные — нет и 0.0010—0.0132.

Те в тех же районах: массивные — 0.0003—0.0010 и сл.—0.0015, брекчиевые — 0.0001—0.0007 и нет, богатые вкрапленные — сл.—0.0009, бедные вкрапленные — 0.0001—0.007 и сл.—0.0009, бедные вкрапленные — 0.0001—0.007 и сл.—0.0005, инъекционные — нет и 0.0001—0.145.

В месторождениях Мончегорского района повышенное содержание Se отмечено в халькопирите, особенно в кристаллическом (от 0.0020 до 0.0112% при среднем содержании 0.0040% из 22 анализов). В «матовом» тонкокристаллическом халькопирите среднее содержание Se 0.0027%. Содержание Те в этом минерале составляет в среднем 0.0004 (27 анализов). В халькопиритах Печенгского района среднее содержание Se — 0.0023, а Те — 0.0004%.

В пентландитах Мончегорского района содержание Se — 0.0035%, Печенгского района — 0.0063—0.0012%. Содержание Те в месторождениях обоих районов колеблется в широких пределах и в среднем составляет 0.0008%. Содержание Те в мончегорских пирротинах в среднем 0.0002, а в печенгских — 0.0004%. Собственных минералов Se в медно-никелевых рудах не обнаружено, что указывает на преимущественный изоморфизм Se и S в сульфидных месторождениях.

В эпигенетических рудах Мончегорского района установлены теллуриды — гессит, сиванит, алтаит и минералы группы мелонита. Соотношение между Те и Se в печенгских рудах колеблется в пределах от 1 : 1 до 1 : 10. В рудах Мончегорских месторождений от 1 : 1 до 1 : 50. Библ. — 4 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 8, 14664.

506. У-Л и же н-б. Эволюция и генезис Хибинских щелочных магм.. Дичжи КЭСЮЭ, 1959, № 11, стр. 321—327, 341 (на китайском языке).. Q-36-IV, V.

507. G e t h i n P. A. Iron ore in Arctic Europe. Polar. Record, 1959, v. 9, № 61, pp. 314—319.

508. R u c h i n a E. V. Litologische Eigenschaften der Endmoränen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 1959, 51, № 3, SS. 586—596, Q-36-IV, V.

Установлено сложное строение отложений горно-долинного оледенения Хибин. Нижняя часть их представлена мореной. На ней залегают озерно-ледниковые образования, сменяющиеся вверх по разрезу флювиогляциальными. Венчает разрез псевдоморена, покрывающая чехлом всю конечную морену. Почти аналогичное строение имеют конечные морены в Белоруссии, республиках Прибалтики и других районах. В связи с ограниченным участием ледниковых отложений в составе конечных морен считается, что их правильнее называть краевыми ледниковыми образованиями. Последние формируются в несколько фаз. В первую фазу происходит надвигание ледника и отложение морены. Затем лед начинает таять, и на его поверхности, а отчасти и внутри него, образуются озера. В них накапливаются горизонтально-слоистые песчано-алевритовые осадки. Позднее, когда таяние усиливается, возникают потоки талых вод, эродирующие поверхность озерно-ледниковых отложений, местами морены, и отлагающие более грубый материал. В последнюю фазу при полном стаивании льда образуется абляционная морена, позднее — псевдоморена. Библ. — 11 назв. (В. Я. Е. и Л. Д. Ш.). РЖ Геол., 1961, № 4, А221.

509. T o m k e i e f f S. J. Geochemistry of the USSR (1954—1956). Physics and Chemistry of the Earth., 3, 1959, pp. 349—413.

Приведен тематический перечень более 1300 работ, опубликованных в СССР за 1954—1956 гг., по вопросам химии земной коры. В это число входят и статьи, относящиеся к объектам Кольского полуострова.

1960

510. А г е е в А. Н. Перспективы удовлетворения потребности стекольной промышленности Северо-Запада РСФСР в кварцевом сырье. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 2. Л., 1960, стр. 68—92. Q-37-I, II.

Свыше 90 тыс. т кварцевых песков в год потребляют 11 стекольных заводов, размещенных в северо-западной части РСФСР. Требования к кварцевому сырью высокие: однородность зерна, минимальное содержание Fe (0.025—0.05%), постоянство химического состава. Утвержденного ГОСТа на сырье не существует. Для оценки сырья используются кондиции АН СССР 1937 г.

В Мурманской области сырьевой базы для производства стекла не имеется. Пески встречаются лишь в четвертичных отложениях (аллювиальные). Ни одно месторождение песков не разведано. Для оптической промышленности пригоден жильный кварц Кейвских месторождений (Ловозерский район). (В. А. Т.).

511. А м е л а н д о в А. С., К о л о ш т и в и н а К. В. Изучение керамических пегматитов СССР. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 32, 141—142.

Для расширения базы кварц-полевошпатового сырья рекомендуется проведение поисково-разведочных работ на керамические пегматиты в Северной Карелии, Мурманской области, на Урале, Украине, в Красноярском крае, Иркутской, Читинской и Карагандинской областях.

512. А м е л а н д о в А. С., К о л о ш т и в и н а К. В. Пути расширения базы кварц-полевошпатового сырья в СССР. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 26, стр. 79—83.

В связи с ограниченностью запасов чистого полевого шпата возрастает значение керамических пегматитов для обеспечения промышленности сырьем.

Для расширения сырьевой базы необходимо увеличение объема поисково-разведочных работ на пегматиты в Карелии, Мурманской области, на Урале, в Красноярском крае, а также в районах, где развивается керамическая и стекольная промышленность.

Необходимо также изучение гранитов, аплитов и других пород, могущих при наличии механического помола и обогащения служить сырьем для промышленности.

Источниками возможного прироста запасов калиевого полевого шпата являются: а) месторождение крупноблоковых пегматитов в Северной и Южной Карелии, Мурманской области и др.; б) спенитовые пегматиты Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова, Урала и др. Библ. — 6 назв. (К. А. Н.).

513. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960. 260 стр.

Излагается методика и описываются многочисленные примеры изучения внутренних зон Земли и земной коры методами сейсмологии, гравиметрии, электрометрии и магнитометрии.

Рассматриваются физико-геологические предпосылки, пути и возможности применения геофизических методов при тектоническом районировании на основании физических свойств осадочных и кристаллических пород. Предлагается принцип тектонического районирования геосинклинальных областей — выявление их общего структурного плана, характера крупных структурных элементов, сейсмическое районирование, а также платформенных областей — изучение внутренней структуры и рельефа поверхности кристаллического фундамента, строения толщи осадочных пород.

Балтийский щит рассматривается, по Г. Д. Рихтеру, как территория интенсивных дифференцированных поднятий, расчлененная всюду системой крупных тектонических разрывов на отдельные блоки (выражены горстами и грабенами). Для Кольского полуострова намечается две системы разломов: север-северо-запад (главная) и восток-северо-восточного направлений. Ориентировка первой системы разломов совпадает с простиранием пород фундамента. Некоторые разрывы совпадают с контактами различных формаций. По северной береговой линии Кольского полуострова проходит разлом, совпадающий с тектоническим контактом гиперборейской формации п-ова Рыбачьего и о. Кильдин с археем. Полосообразные магнитные аномалии совпадают с направлением главных разломов.

Лакколиты Хибинского и Ловозерского массивов образовались в палеозое на пересечениях разломов двух указанных направлений. Вокруг этих лакколитов возникла самостоятельная система концентрических и радиальных разломов, являющихся результатом более быстрого поднятия щелочных массивов.

Приводятся данные о геотермическом градиенте для Монче-тундры ($0.6-0.7^\circ \text{ град.}/\text{м} \cdot 10^2$) и геотермической ступени ($136-171 \text{ м/град.}$ Библ. — 304 назв. (В. А. Т.).

514. Андреева Е. М. Спорные комплексы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Русской платформы. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 6. Четвертичная микропалеонтология. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 172—176. Резюме англ.

В статье дается описание спорового комплекса верхнепротерозойских отложений из пяти районов Русской платформы (Сердобск, Марсово, Мосолово, Ровно) и из пород, выходящих в обнажениях по Терскому бе-

регу Кольского полуострова. Обнаружены два типа спорового комплекса, которые соответствуют полесскому и волинскому (?) комплексам отложений по схеме С. Н. Наумовой — Б. В. Тимофеева и характеризуются сходством своего состава во всех перечисленных выше точках.

Толща полесских отложений обладает однообразием видового состава спор. По существу данный комплекс представлен лишь одной формой — *Leioaletes intriatus* Andr., имеющей сходство со спорами, описанными Б. В. Тимофеевым под названием *Trachyoligotrilletes laminaritus* Tim. Кроме спор, в этой толще встречено большое количество обрывков тканей. В отложениях волинского (?) комплекса спор не обнаружено, но встречено большое количество обрывков тканей (остатки бурых водорослей ?), а также образования, подобные которым Б. В. Тимофеев отнес к спорам, дав им название *Bothroligotrilletes exosperatus* Tim. Резкая смена комплексов растительных остатков в изученных отложениях указывает на резкие климатические и географические изменения, происходившие в процессе накопления полесского и волинского (?) комплексов осадков.

Нижнепалеозойские споровые комплексы изучались на Русской платформе только в р-не Дриссы, Городка и Пестово. Эти комплексы резко отличны от верхнепротерозойских, а также от споровых комплексов среднего и верхнего палеозоя. Рассмотрен споровый спектр осадков, относимых к синию, нижнему, среднему кембрию, а также споровые комплексы верхнего кембрия и ордовиковских отложений. Библ. — 4 назв. (М. Е. О.).

515. Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А., Шейманн Ю. М. К классификации щелочных интрузивных комплексов. В сб.: Минеральное сырье, вып. 1, М., 1960, стр. 37—52.

Выделены следующие главные щелочные интрузивные формации: 1) ультраосновных щелочных пород, являющаяся результатом дифференциации ультраосновной магмы; 2) щелочно-габброидных пород, генетически связанная с базальтовой магмой; 3) щелочных гранитоидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, генетически связанная с кислыми магмами; 4) малых интрузий различного состава, связь которых с родоначальной магмой, вероятнее всего гранитной, непосредственно не видна.

Подавляющее большинство щелочных интрузий Кольского полуострова (Африканды, Ены, Салланлатвы и др.) относятся к первой группе интрузий. По-видимому, к этой же группе интрузий относятся массивы Хибин и Ловозера, для которых не исключена возможность отщепления щелочного расплава от ультраосновной магмы на глубине. Ко второй формации, т. е. формации щелочно-габброидных пород, относится массив Гремяха-Вырмес. Библ. — 55 назв. (В. Н. Г.).

516. Апухтин Н. И., Покровская И. М., Шарков В. В., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада СССР. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 4. Хронология и климат четвертичного периода. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 67—74. Резюме англ.

В Мурманской области отмечаются отложения, относящиеся к следующим отделам четвертичного периода.

Среднемежледниковье — расланцованные глины у оз. Ковдо в р-не Княжой губы.

1-е новоледниковье (оставило морену на всей территории Кольского полуострова, включая горы).

2-е новомежледниковье (отмечено высыпками фауны на склонах Кейв на высоте 170 м и суглинками в долине р. Пурнача).

2-е новоледниковье (не покрывало восток Кольского полуострова, где образовались элювиально-делювиальные отложения).

Об отложениях 3-го нового оледенения и соответствующего межледниковья на Кольском полуострове не упоминается.

4-е новомежледниковье (представлено морскими отложениями на юге Кольского полуострова).

Во время существования 1-го Иольдиевого (Карельского) моря, достигавшего на юго-западе полуострова высоты 235—250 м, существовало соединение Белого моря с Баренцевым по долинам рр. Колы и Нивы, а также Туломы, Ноты и Ены.

Отложения морей Фолас и Тапес развиты на северо-западе Кольского полуострова. Библ. — 13 назв. (А. Д. А.).

517. Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 32—84. Q-36-IV, V.

Орография Хибин предопределена концентрическим строением интрузии, трещинной тектоникой, различной податливостью пород физическому выветриванию.

Выделяются три яруса рельефа. Верхний, высотой 1000—1100 м, уровень платообразных вершин. Средний, 500—800 м; представлен обрывками террасовидных поверхностей. К нижнему ярусу, 150—300 м, приурочены днища долин.

В истории развития рельефа Хибин выделяется несколько этапов. В дочетвертичный этап произошло формирование Хибинских тундр как горного массива. Вершинная поверхность плато является поднятым остатком древнего пенеплена. В этот этап заложились речная сеть, строение которой обусловлено положением зон разрушенных пород.

Ледниковый этап формирования рельефа Хибин оставил достоверные следы двух оледенений. С предпоследним покровным оледенением (самым древним, выделяемым в Хибинах) увязывается средний ярус рельефа как в результате выравнивания в связи с временной остановкой тектонического поднятия.

Следы предпоследнего оледенения Хибин представлены эрратическими валунами в нижней морене горного ледника. В межледниковое (?) время продолжавшееся поднятие способствовало усиленному врезанию рек. Новое замедление, связанное с последним оледенением, привело к формированию нижнего яруса рельефа.

Последнему покровному оледенению, покрывавшему Кольский полуостров, в Хибинах предшествовало горное оледенение. Для покровного оледенения выделяются две стадии наступления. В первую, максимальную, лед, достигавший 1000 м мощности, перекрывал вершины Хибинского массива. Во вторую стадию мощность льда не превышала 400—500 м. В межстадиальное время и в конце II стадии долинные ледники не выходили за пределы горного массива. В процессе убывания оледенения омертвление льда произошло еще при мощности льда в 300—400 м. На внешних склонах Хибин этот уровень отчетливо прослеживается по приледниковым террасам, озам, камам.

В период таяния льда большую рельефообразующую роль играли талые воды, которым обязаны своим происхождением многочисленные эрозионные и аккумулятивные формы: русла стока, камы, озы, террасы.

В послеледниковый период развитие рельефа происходит на фоне продолжавшегося медленного поднятия Хибин. Поднятие восточной части составляет 1.5—2 м. Происходит постепенная переработка ледниковых форм экзогенными процессами. Библ. — 44 назв. (А. П.). РЖ Геол., 1962, № 7, Г 114.

518. Арманд Н. Н. О последнем оледенении на северо-востоке Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии оса-

дочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 136—150. R-36-XXX, XXXVI; R-37-XXV, XXXI, XXXII; Q-37-I, II.

Относительно воздействий последнего оледенения на восточную часть Кольского полуострова мнения различных авторов расходятся. Одни считают, что последнее оледенение сюда не распространялось, другие в этом не сомневаются и расходятся лишь во мнении, был ледниковый покров здесь пассивным или активным.

Детальное изучение рыхлых отложений, ледниковых форм рельефа, направления разноса валунов, аэрофотоматериалов показывает, что во время последнего оледенения весь северо-восток Кольского полуострова был покрыт льдом. Он образовал самостоятельное развивающийся восточный щит с центром в районе горных Кейв и Верхне-Понойской впадины. Восточный щит являлся препятствием для льдов, поступавших с запада, из Скандинавии, заставляя их отклоняться к северо-востоку и юго-западу.

Во вторую стадию оледенения, когда скандинавский лед из-за недостаточной мощности не мог перекрыть Хибинские и Ловозерские тундры, он вынужден был обтекать их. Поток, обгивавший эти массивы с юга, а затем поворачивающий на север, по Лявозерско-Контозерской депрессии, зафиксировал свой путь образованием друмлинов.

В последние этапы оледенения этот поток активного льда двигался к морю между омертвевшим краем восточного щита и массивом мертвого льда, расположенным к северу от Хибинских и Ловозерских тундр.

В процессе окончательного таяния льда произошло формирование рельефа в виде комплекса форм вытаивания из мертвого льда (грядово-кольцевой рельеф абляционной морены, озы, камы, небольшие зандры), зафиксировавшего северную краевую зону восточного щита к началу интенсивного таяния. Библ. — 11 назв. (Н. Н. А).

519. Афанасьев А. П. О составе глинистой фракции четвертичных отложений Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 151—159.

Для изучения глинистых минералов применялся дифференциальный термический анализ, а в отдельных случаях химический, рентгенографический и окрашивание органическими красителями. Главные и наиболее распространенные минералы глин — гидрослюда (иллит), гидробиотит, гидрохлорит, вермикулит.

Все они встречаются в морене и других типах отложений. Изучение минералогического состава фракции 0.10—0.16 мм показало, что определенная связь между минералогическим составом обломочной и глинистой части отложений обычно отсутствует. Особое место занимают глинистые минералы морены Хибин и Луаврурта, обогащенной местным материалом. В доледниковой коре выветривания в зависимости от состава материнской породы присутствуют каолинит, галлуазит, монотермит, монтмориллонит, нонтронит.

В перекрывающих кору выветривания ледниковых осадках эти минералы не обнаружены. При современных почвообразовательных процессах образуются гидрослюды, степень химического изменения которых больше, чем у гидрослюд в ледниковых отложениях. Табл. — I. Библ. — 9 назв. (С. Г.). РЖ Геол., 1962, № 2, Г 257.

520. Афанасьев Г. Д., Лапин В. В., Цветков А. И. Борис Васильевич Иванов. (Некролог). Изв. АН СССР сер. геол., 1960, № 2, стр. 105.

521. Афанасьев Г. Д. Геологическое изучение исследований абсолютного возраста горных пород. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 40—51.

Отмечается большая роль возрастных определений геологических образований. Кратко освещается сущность различных методов. Приводятся некоторые данные абсолютного возраста геологических формаций СССР.

Для Балтийского щита: граниты рапакиви — 1620 млн лет; карелиды — 1640—1870 млн лет; беломорицы — 1710—2020 млн лет; граниты катархей (?) — 1820—3250 млн лет (Г. И.Ш).

522. Багдасаров Э. А., Кухаренко А. А. Физико-оптическая характеристика везувианов Африканды. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого Совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г., Аннотации докл., I, Л., 1960, стр. 130—132. Q-36-III.

Описываются везувианы из реакционно-метасоматических образований, связанных с комплексом ультраосновных и щелочных пород Африкандского массива. Минерал образует зернистые скопления, друзы, радиальные сростки и одиночные кристаллы. Окраска везувианов от темной коричнево-бурой до бледно-желтой и бесцветной, иногда зональная. Оптические свойства темноокрашенного везувиана значительно отличаются от обычных констант: $N_g=1.764$; $N_m=1.760$; $N_p=1.749$; $N_g-N_p=0.015$; двусный отрицательный; $2V=36-38^\circ$. По мере ослабления окраски светопреломление, двупреломление и угол оптических осей понижаются до обычных значений у бесцветной разновидности: $N_g=1.730$; $N_m=1.728$; $N_p=1.720$; $N_g-N_p=0.010$.

Приведена кристаллохимическая формула и параметры ячейки темно-бурого везувиана. Рассмотрены типы изоморфных замещений. Сокращение параметра a ($a=15.58\pm 0.01$ кх) сравнительно с табличными данными объясняется гетеровалентным изоморфизмом $3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) - 2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$. Темно-бурая разновидность названа титанистым везувианом. (А. В. Л.).

523. Багдасаров Э. А. Физико-оптические свойства и кристаллические особенности перовскита в породах ультраосновного и щелочного комплекса Кольского полуострова. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г., Аннотации докл., Л., 1960, стр. 110—114.

Основная масса перовскита связана с ультраосновными породами ранних интрузивных фаз, где он кристаллизуется после силикатов, обуславливая сидеронитовые структуры. В более поздних щелочных породах (сиениты, ийолиты, мельтейгиты, щелочные пегматиты) перовскит выделялся одним из первых, раньше, чем силикатные минералы.

Для перовскитов ультраосновных пород характерна форма изометрических зерен без признаков граней либо плохо образованные октаэдры. В ийолит-мельтейгитах и рудных щелочных пегматитах преобладают кубооктаэдры, а в нерудных пегматитах — кубы.

Перовскиты из щелочных пегматитов отличаются от перовскитов из ультраосновных пород заметной анизотропией (до 0.008) и сложным полисинтетическим двойникованием, а также меньшими показателями преломления (соответственно 2.29—2.33 и 2.36—2.38). Уд. в. колеблется от 3.98 до 4.20. Показатель преломления увеличивается с увеличением содержания в перовските TR^{3+} , Fe^{2+} , Sr^{2+} , а уд. в. зависит от содержания в перовските тяжелых металлов. Параметр кристаллической ячейки перовскита, $a_0=7.637-7.686$ Å, зависит от состава катионов группы А (Ca, Mg, Na, TR... и др.).

Более поздние по времени образования перовскиты характеризуются более высоким содержанием Nb, Ta, TR, Sr, Zr и других элементов, но более низким содержанием Sc.

Приведены кристаллические формулы некоторых анализированных перовскитов. Разобраны возможные схемы изоморфизма, в частности $\text{Ti}^{4+} \leftarrow \text{Si}^{4+}$, $\text{Ca}^{2+}\text{O}^{2-} \leftarrow (\text{Na}, \text{K})^{1+}(\text{OH}, \text{F})^{1-}$, $\text{Ti}^{4+}\text{O}^{2-} \leftarrow (\text{Fe}, \text{Al})^{3+}(\text{OH}, \text{F})^{1-}$...

Указана частичная аморфизация кристаллической структуры перовскита, исчезающая при прокаливании до $950-1000^{\circ}$, что характерно для частично метамиктных минералов. 1 табл. (Ю. М. К.).

524. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива в связи с некоторыми вопросами генезиса этого комплекса. Геохимия, 1960, № 8, стр. 701—713. Резюме англ. Q-36-V, VI.

В вертикальном разрезе дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива наблюдается периодическое колебание состава редкоземельных элементов (TR) в породах, отвечающее в целом периодичности взаимных переходов фойитов в луавриты и уртиты и обусловленное главным образом неравномерностью распределения TR-минералов в каждой пачке пород разреза. Фойиты обогащены элементами иттриевой группы по сравнению с окружающими породами. Колебания состава TR в породах комплекса не выходят за пределы соотношений TR в эвдиалите и лопарите. Различие в составе двух соседних горизонтов пород определяется степенью дифференциации пачки и глубиной ее положения в разрезе комплекса. Общность закономерностей дифференциации TR в породах и минералах в разрезе комплекса совпадает с представлением об однофазности комплекса. Меньшая степень разделения TR в породах верхней части комплекса по сравнению с более глубокими частями соответствует взглядам о кристаллизации комплекса сверху вниз. Среднее содержание окислов TR с Y в дифференцированном комплексе — 0.2%. Относительное содержание цериевой группы около 85% от суммы TR. Приведены таблицы с содержанием TR в породах комплекса. Библ. — 16 назв. Выводы автора. РЖ Геол., 1961, № 6, В 14.

525. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. О лантановом максимуме редкоземельных элементов в лампрофиллите. Геохимия, 1960, № 7, стр. 618—623. Q-36-V, VI. Работа ИМГРЭ АН СССР.

Статья посвящена необычному соотношению редкоземельных элементов в лампрофиллите и иннелите. Кроме лампрофиллита и иннелита, анализировались редкие земли в нордите, беловите, редкоземельно-стронциевом апатите, ниобиевом лабунцовите. Содержание редкоземельных элементов определялось по методу Ф. В. Зайковского и В. С. Болимаковой, а их состав — рентгеноспектральным анализом.

В стронциевом минерале — лампрофиллите и бариевом — иннелите обнаружены лантановые максимумы. Содержание La резко преобладает над содержанием Ce. При этом отношение La/Ce образует линейную зависимость. Лантановый максимум определяется селективностью кристаллической структуры этих минералов по отношению к редкоземельным элементам, а именно относительно больших ионными радиусами Sr^{2+} и Ba^{2+} главных компонентов кристаллических решеток.

Поведение редкоземельных элементов в минералах с лантановым максимумом может рассматриваться как явление, близкое к эндокриптии. В стронциевом минерале (нордите) содержание редких земель выше, чем Sr. В этом случае влияние кристаллической решетки нивелируется, имеется тенденция к восстановлению кларкового соотношения элементов группы La (отношение La/Ce в нордите равно 1 : 1).

По аналогии с поведением La в лампрофиллите объясняется накопление Yb и Lu в тортвейтите, главным элементом кристаллической решетки которого является Sc. Ионный радиус последнего близок к ионному радиусу Yb и Lu и меньше, чем у прочих лантаноидов. 1 табл. Библ. — 17 назв. (О. Б. Д.).

526. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Особенности состава редкоземельных элементов в эвдиалитах и лопаритах Ловозерского

массива. Геохимия, 1960, № 2, стр. 121—130. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Приводятся результаты систематического изучения соотношений и содержаний TR в лопаритах и эвдиалитах из пород и пегматитов Ловозерского массива. Определение состава TR проводилось рентгеноспектральным методом, после предварительного химического концентрирования. Ловозерский массив сформировался в несколько фаз. Эвдиалит — типичный акцессорный минерал пород и пегматитов II и III комплексов. Лопарит более характерен для пород II комплекса, редок в породах III и в пегматитах обоих комплексов. В работе исследовались эвдиалиты и лопариты из пород и пегматитов II и III комплексов. Исследование TR в лопаритах из пород II и III комплексов и из пегматитов II комплекса показало, что соотношение TR в этом минерале не меняется: $La/Nd=2.1$, $Ce/Nd=3.7$, $Pr/Nd=0.33$, $Sm/Nd=0.07$. Состав TR с относительным содержанием Ce-группы 52—57% характерен для эвдиалитов из пород нижней части II комплекса и эвдиалитовых луавритов III комплекса. Отклонения от этого среднего состава TR в сторону обогащения Ce-группой наблюдаются для эвдиалитов из пород верхних частей II комплекса, а в сторону обогащения Y-группой — для эвдиалитовых луавритов, содержащих лопарит, а также эвдиалитов III комплекса. Лопарит выделяется одним из первых редкоземельных минералов, захватывая главную массу Ce-земель. Эвдиалит, кристаллизующийся позже, обогащается Y-группой. Интенсивность накопления окислов TR в лопарите и относительное обогащение Y-группой в эвдиалите из пород II комплекса изменяется с глубиной. Наиболее резкие изменения для обоих минералов наблюдаются в верхней его части. Библи. — 18 назв. (Д. А. М.). РЖ Геол., 1960, № 12, 26181.

527. Б а р а б а н о в В. Ф. Минералогия апофиллитовых жил горы Юкспор (Хибинские тундры). В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 161—218. Q-36-IV, V. Работа кафедры минералогии ЛГУ.

Детальное описание минерального состава одной из наиболее типичных апофиллитовых жил горы Юкспор, расположенной в эгирин-роговообманковых нефелиновых сиенитах. Жила представляет собой линзообразное тело, залегающее несогласно с вмещающими породами; последние вблизи контакта интенсивно разгнейсованы и заметно канкринитизированы, цеолитизированы и микроклинизированы. Отмечается сложное строение жилы, различные участки которой слагаются натролитом, апофиллитом, эгирином, волокнистым лампрофиллитом и другими минералами (общий список — 22 вида). При описании минералов приводятся оптические, кристаллографические и физические константы, а для ряда минералов — данные химических анализов как ранее опубликованных (вудъяврит, лампрофиллит), так и помещенных впервые (апофиллит). Возникновение апофиллитовых жил связано с глубокой метасоматической переработкой вмещающих пород под действием гидротермальных растворов, в ходе которой часть породообразующих минералов нефелиновых сиенитов была просто переотложена в апофиллитовых жилах (альбит, амфибол, апатит, микроклин, ортоклаз, эвдиалит-эвколит, рамзаит, эгирин), а другая часть (нефелин, лепидомелан, сфен, ринколит-ловчоррит) подвергалась глубокому химическому изменению с образованием минералов, ранее отсутствовавших (апофиллит, флюорит, канкринит, содалит, кальцит, опал, волокнистый лампрофиллит, натролит, катаплеит и др.). В процессе преобразования вмещающих пород и формирования апофиллитовых жил устанавливается стадийность; выделяются стадии содалитовая, канкринитовая, натролитовая и стадия поздней перекристаллизации, различающиеся между собой как по характеру минерализации, так и по тем-

пературному режиму. 13 табл. Библ. — 32 назв. (Г. М.). РЖ Геол., 1962, № 1, В 219.

528. Б а р а н о в И. Я. Некоторые вопросы истории многолетнемерзлых толщ на Кольском полуострове. Сб. ст. по общему мерзлотоведению, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 78—80. (Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 16).

Автор уточняет свои ранее высказанные представления о времени и причинах образования полигональных форм микрорельефа и о современной стадии деградации многолетнемерзлых торфяников на Кольском полуострове. Подтверждается достоверность ранее приведенной границы распространения многолетнемерзлых горных пород в историческое время. (А. А.). РЖ Геол., 1961, № 2, Д 306.

529. Б а т и е в а И. Д., Б е л ь к о в И. В. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 219—233. Q-37-I—III, IX, X.

Детальным геологическим изучением с применением специальных методов исследований (полировка шлифов, изготовление толстых прозрачных шлифов большой площади и др.) установлено наличие следующих признаков осадочной природы высоко метаморфизованных пород докембрийской кейвской серии: 1) явные следы первичной слоистости, параллельной в кванитовых, ставролитовых и слюдяных сланцах и косой в исходно кластических гнейсах, кварцитах и доломитизированных песчаниках; 2) наличие базальных конгломератов в основании гнейсового горизонта и межслоевых конгломератов в виде линз среди гнейсов и слюдяных сланцев; 3) внутрислоевая брекчия, обнаруженная среди гнейсов и имеющая приблизительно однородный гнейсовый состав обломков и цемента; 4) ископаемые знаки ряби в доломитизированных песчаниках и ставролит-кванитовых сланцах; 5) конкреции сульфидов Fe (пирита и пирротина), а также пустоты, возникшие при их выщелачивании, выстланные кванитом и ставролитом.

Фациальная обстановка первичного осадконакопления по совокупности признаков соответствовала зоне малых глубин. Библ. — 7 назв. (И. Д. Бат.). См. также РЖ Геол., 1961, № 7, В 363.

530. Б е л и к о в Б. П. Упругие свойства горных пород.

В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Гостеолтехиздат, 1960, стр. 740—745.

В лаборатории физико-механических исследований горных пород ИГЕМ АН СССР выполнены измерения двух из 4 главных упругих констант: модуля упругости ϵ и коэффициента Пуассона μ . Третья главная константа — модуль сдвига G — получена вычислением.

Приводятся средние значения модулей упругости и коэффициента Пуассона для некоторых типов горных пород СССР (при напряжениях около $\frac{1}{3}$ прочности на сжатие).

В таблице приведены данные для горных пород Кольского полуострова (В. А. Т.).

Порода	Месторождение	Возраст	Число пород	ϵ , кгсм ⁻² · 10 ⁻³	μ
Перидотит.	Мончегундра.	Верхний палеозой.	1	16.8	0.26
Щелочные интрузивы (луаврит, уртит, хибинит).	Хибины.	Палеозой.	4	5.3	0.26

531. Б е л ь к о в И. В. Геология свиты кейв и генезис Кейвских месторождений. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 568—572. Q-37-I, II, III, IX, X. Работа Кольского фил. АН СССР.

Свита кейв входит в состав верхней части восточнокольской формации и представлена сланцами, без перерыва лежащими на гнейсах и относящимися к верхнему архею (или нижнему протерозою). Геологические процессы, в которых принимала участие свита кейв, происходили в такой последовательности: 1) региональный метаморфизм; 2) внедрение основных пород и связанный с ней контактовый метаморфизм; 3) складчатость, повторный региональный метаморфизм, сопровождаемый интрузиями плагиомикроклиновых гранитов; превращение основных пород в различные амфиболиты; 4) послескладчатые интрузии щелочных гранитов, контактово изменивших сланцы свиты.

Большую роль в расшифровке истории формирования пород свиты кейв играет изучение морфологии кианита.

Выделяются сланцы с кианитом, образующим параморфозы по псевдоквадратным призмам хиастолита, и сланцы с разнообразно ориентированными агрегатами тонковолокнистого кианита. В контакте с основными интрузиями эти сланцы испытали полную перекристаллизацию с возникновением гигантских идиобластических кристаллов кианита.

Последовавшая за интрузиями основных пород складчатость подвергла кианит контактово-измененных сланцев новой деформации и перекристаллизации. Контактное воздействие послескладчатых интрузий щелочных гранитов выразилось в преобразовании кианитовых сланцев в силлиманитовые. (М. Н. М. и И. Д. Бат.). РЖ Геол., 1961, № 11, В 391.

532. Б е л ь к о в И. В. Закономерности размещения и формирования метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений (на примере кианитовых месторождений Кейв на Кольском полуострове). В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Докл. II Всесоюзн. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. I, Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 178—186. Q-37-I—III, IX, X. Работа Кольского фил. АН СССР.

Породы, слагающие кейвский синклиорий, прошли сложную историю формирования: отложения осадков в зонах ритмических колебаний, сопровождаемых тектогенезом, магматизмом и метаморфизмом.

В структурном и возрастном отношении намечается тесная пространственная связь между областями развития железорудных и кейвских высокоглиноземистых сланцев. Предполагается, что мощные процессы химической и осадочной дифференциации, обусловившие накопление Fe и кремнезема, сопровождались соответствующим накоплением богатых глиноземом осадков в сопряженных структурно-фациальных зонах докембрийских геосинклинальных поясов. Отмечая большую устойчивость кианитовых (и силлиманитовых) сланцев к воздействию многообразных геологических процессов, автор считает возможным сохранение и выявление среди древних докембрийских образований других крупных метаморфических месторождений высокоглиноземистого сырья. (И. Д. Бат.).

533. Б е л ь к о в И. В. Титанит из щелочных гранитов района Канозера. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, стр. 255—258. Q-36-XI.

Типичными петрографическими разновидностями канозерских щелочных гранитов являются средне- и мелкозернистые гнейсо-граниты, нередко обладающие, кроме плоскостной, и линейной ориентировкой цветных минералов. Количественно-минералогический состав гнейсо-гранита (в об.%): кварц — 35—88; микроклин-пертит — 30.00; альбит (№ 3—6) — 19.40; амфибол (феррогастингсит) — 10.20; эгирин-авгит — 0.60; лепидо-

мелан — 0.60; титанит — 1.04 (в отдельных случаях до 2% и более); магнетит — 1.01; ортит — 0.49; флюорит — 0.21; апатит — 0.13; эпидот — 0.11; циркон — 0.10; гранат — 0.09; гематит — 0.01; пирротин — 0.01; халькопирит — 0.01; молибденит — 0.01.

Титанит пространственно приурочен к скоплениям цветных минералов, никогда не образует включений в полевые шпаты или кварц, но иногда резорбирует их и включает их реликты. Уд. в. минерала 3.541, $2V=42^\circ$, $cNg=52^\circ$, $Ng=1.99$, $Np=1.90$. Хим. состав (в вес.%): SiO_2 — 30.07; TiO_2 — 29.22; ZrO_2 — 0.50; Al_2O_3 — 4.54; Fe_2O_3 — 2.35; FeO — 1.00; MnO — 0.16; MgO — 0.03; CaO — 25.26; SrO — 1.34; Na_2O — 0.38; K_2O — 0.14; Nb_2O_5 — 0.55; Y_2O_3 — 2.42; H_2O^+ — 0.16; F — 1.75; сумма — 100.87. Библ. — 3 назв. (С. И. Б.). РЖ Геол., 1961, № 7, В 294.

534. Б е у с А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд. АН СССР, 1960. стр. 340 (ИМГРЭ).

Книга написана с использованием материалов по Кольскому полуострову. В главе «Минералогия бериллия», по данным других авторов (Л. Л. Шилина, Е. И. Семенова, В. И. Герасимовского), описываются следующие минералы бериллия, найденные в Ловозерском щелочном массиве: эпидидимит, эвидимит, чкаловит, карспинскиит, лейкофан, мелинофан, гельбертрандит, сферобертрандит и бериллит.

При рассмотрении роли бериллия в магматическом процессе приводятся данные о его содержании в породах, в почвах, современных осадках и растениях Хибинского и Ловозерского массивов. Библ. — 302 назв. (И. М. А.).

535. Б и л и б и н а Т. В., Ш а п о ш н и к о в Г. Н. Краткая сравнительная характеристика металлогении Алданского и восточной части Балтийского щитов. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Докл. II Всесоюзн. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Ч. I. Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 200—218.

В работе приводится сравнительная характеристика металлогении Алданского и советской части Балтийского щитов. В отдельных местах имеются упоминания о Кольском полуострове.

Печенгская серия отнесена к верхнему протерозою и синхронизируется с субганским комплексом Алданского щита. Абсолютный возраст ее определяется в 1710 млн лет, мощность 1400—12 000 м, метаморфизована в зеленосланцевой фации.

Упоминается кейвская формация с абсолютным возрастом 1570—1670 млн лет, метаморфизованная в амфиболитовой или зеленосланцевой фации. Ее мощность 300 м. Эта формация рассматривается как образование верхов нижнего протерозоя. Тундровая серия отнесена к средней части нижнего протерозоя, ее мощность 2000 м, абсолютный возраст 1630 млн лет.

К перечисленным метаморфическим комплексам отнесены гранулиты (мощность более 1000 м) и гнейсы Беломорской и Кольской серий с абсолютным возрастом более 2000 млн лет и мощностью 5500 м. Они сопоставляются с джештулинской серией Алданского щита.

Рассматривая проявление магматизма в палеозое, авторы отмечают, что на Балтийском щите (Кольский полуостров) проявлен щелочной магматизм (Ловозеро, Хибин), которого нет на Алданском щите.

Для Балтийского щита характерны своеобразные типы минерализации: ванадиевый, железо-титановый, связанный с габбро-диабазам, и кобальт-медно-никелевый, связанный с ультраосновными породами среднего протерозоя; апатит-нефелиновый комплекс, связанный со щелочными интрузиями палеозойской платформы. Высказывается мысль о возможной

алмазности нижнепалеозойских интрузий Кольско-Карельского региона. Граф. — 2 табл. Библ. — 12 назв. (М. Т. К.).

536. Биске Г. С. Сводка по четвертичной геологии Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 176—179.

Краткая рецензия на книгу М. А. Лавровой «Четвертичная геология Кольского полуострова». (М.—Л., Изд. АН СССР, 1960). Отмечается ценность книги, содержащей тщательно подобранный, убедительный фактический материал. Дается критический разбор монографии по главам. Отмечается аналогия между Кольским полуостровом и Карелией в зависимости состава валунов морены от подстилающей породы и незначительная эскарзация поверхности этих территорий. Недостаточное развитие песчаных заандровых равнин как в Карелии, так и на Кольском полуострове объясняется расчлененным рельефом, неблагоприятным для их формирования. Подчеркивается ценность фактического материала, раскрывающего характер строения краевых образований на юге полуострова (Терские Кейвы).

Предположительно поддерживается теория А. А. Григорьева и Г. Д. Рихтера о том, что Кейвы являются краевыми образованиями, ограничивавшими беломорский ледниковый поток. Предлагается иная трактовка, чем у М. А. Лавровой, поздней и послеледниковой истории Кольского полуострова. Частичное или полное отсутствие следов морских трансгрессий в долинах рек восточной части полуострова объясняется тем, что масса мертвого льда долгое время сохранялась в котловине Белого моря и препятствовала проникновению туда океанических вод, поэтому на побережье Белого моря имеются следы уровней, которые имели место после регрессии литторина. В западной же части депрессия Колы, Туломы, Имандры представляла собой морской пролив, соединявший Баренцево море с Кандалакшским заливом. (Н. Н. А.).

537. Богданов В. В. Очерк исследований озер Кольского полуострова Уч. зап. ЛГУ, 1960, № 292, сер. геогр. наук, вып. 14, стр. 160—195.

В статье дается хронологическое описание характера работ по изучению некоторых крупных озер преимущественно в западной части Кольского полуострова. Некоторые работы проводились в комплексе с изучением рельефа и рыхлых отложений.

С. Ф. Егоров (1926 г.) делает вывод о распространении в окрестностях оз. Большая Имандра отложений древнего озера.

Г. Д. Рихтер (1926 г.) предполагает наличие концентрических и радиальных разломов, образование которых связано с неодинаковым поднятием отдельных частей Кольского полуострова. В связи с этой гипотезой высказывается предположение о тектоническом происхождении впадины оз. Имандра.

В 1931 г. С. Ф. Егоров развил свои выводы относительно древнего озера в районе оз. Имандра и пришел к выводу о разных знаках тектонического движения на различных участках берегов озера и общем опускании района Большой Имандры в настоящее время.

В 1932 г. вышла в свет новая работа Г. Д. Рихтера, подтверждающая новыми данными выводы, сделанные в 1926 г. Приводятся данные о грунтах озера — на первом месте по распространению стоят илы, затем пески, каменистые грунты. Среди илов часто встречаются сапропели и диатомиты.

Работа Е. М. Крохина (1936 г.) по Умбозеру показала, что грунты здесь представлены камнем, песком, глиной, илом.

В 1930 г. под руководством А. А. Григорьева было начато изучение диатомитов Кольского полуострова. Первые сведения о них приведены у Н. В. Полонского, затем у А. А. Григорьева (1932 г.).

В 1934 г. Геоморфологический институт выпустил специальный сборник со статьями нескольких авторов. Начало образования диатомитов А. А. Григорьев относит к послеледниковому времени. С. Ф. Егоров подтверждает этот вывод, отмечая, что месторождения кольских диатомитов относятся к числу немногих месторождений, имеющих послеледниковый возраст. В работе В. С. Порецкого, А. П. Жузе, В. С. Шашуковой указывается на высокое качество кольских диатомитов. Библ. — 120 назв. (Н. Н. А.). См. также РЖ Геогр., 1961, № 2, Д 246.

538. Б о н д а р е н к о Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзъявр на Кольском полуострове). В сб.: Геология и петрология докембрия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 249—269. (Тр. ЛАГЕД, вып. 11). R-36-XXXV.

Описан разрез, представленный согласным чередованием гнейсов и гранулитов, обогащенных магнетитом. Типоморфными минералами являются гранат и гиперстен, указывающие на принадлежность всей толщи к гранулитовой фации. Гранат имеет пиральспитовый тип и высокое постоянное содержание альмандиновой молекулы, характерное для пород чарнокитовой ассоциации. Гиперстен обладает высокой железистостью. Своеобразный минеральный парагенезис представляют фаялитсодержащие породы с гранатом и гиперстеном. Во многих минеральных ассоциациях совместно с двумя последними минералами наблюдаются железистый биотит и зеленовато-бурая роговая обманка, устойчивая с гиперстеном и плагиоклазом при недостатке в породах кремнезема. Указаны парагенетические ассоциации, необычные для гранулитов других областей: гранат+эгирин+диопсид+биотит+сфен+роговая обманка+кварц+плагиоклаз+магнетит. Доказывается первичноосадочное происхождение всех типов пород, подтверждаемое: 1) необычно высоким содержанием закисного Fe, не наблюдаемым в изверженных породах; 2) тонким переслаиванием пород типа флишеидных образований; 3) отсутствием реликтов магматических структур. Граф. — рис. 7. Библ. — 6 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 9, В 307.

539. Б о н д а р е н к о Л. П., Дагелайский В. Б. Породы серии сиенит-мигматитов района Поркозера и озера Репъявр (Кольский полуостров). В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 176—203. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9). Q-36-XXXV.

Эти породы залегают согласно с архейским гнейсовым и амфиболитовым комплексом, представлены в различной степени мигматизированными породами субстрата, сиенит-мигматитами разных типов, а также пегматитами и аплитами. Приведенные в статье геологические наблюдения указывают на метасоматическое происхождение пород серии, обусловленное преобразованием субстрата в связи с привнесом щелочей и выносом CaO, MgO и FeO. Все многообразие пород, входящих в серию, вызвано как различной интенсивностью метасоматических процессов, так и различиями исходного состава пород субстрата. Специфический сиенитовый состав мигматитов не является признаком принадлежности к щелочным породам, так как химические анализы позволяют отнести их к известково-щелочным. Сиенит-мигматиты района, по всей видимости, сингенетичны более широко развитым гранитным мигматитам и связаны с ними постепенными переходами. Определения абсолютного возраста аргоновым методом по слодам показывают, что оба типа мигматитов являются одновозрастными, вероятно, архейскими образованиями (2300—2750 млн лет). (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 308.

540. Б о н д а р е н к о Л. П., Дагелайский В. Б. Эгиринсодержащие пироксены в породах серии сиенит-мигматитов (Кольский полуостров). В сб.: Геология и петрология докембрия, М.—Л., Изд.

АН СССР, 1960, стр. 270—277. (Тр. ЛАГЕД, вып. 14). Q-36-XXXV.

Излагаются данные исследования пироксенов из сиенит-мигматитовой серии, залегающей в архейских метаморфических образованиях района озер Решъявр и Поркозеро. Пироксен является главным породообразующим минералом и имеет сложный 4-компонентный состав: геденбергит—диопсид—эгирин—жадеит. Геденбергит—диопсид наблюдается в мигматизированных амфиболитах и гнейсах, а эгирин—геденбергит—диопсид с небольшой примесью жадеита — в сиенит-мигматитах и сиенит-анатектитах.

Приведены оптические константы и определенный по ним состав пироксенов, а также график корреляции оптических свойств и составов. Дается химический анализ пироксена из сиенит-анатектита.

Сравнение составов пироксена, полученного в процессе химического анализа и корреляционным путем, указывает на невозможность точной корреляции его состава по оптическим константам, что вызвано сложностью состава пироксена. Эгириновый компонент можно определять лишь приблизительно по углу $2V$.

Перечисляются признаки, свидетельствующие о метасоматической природе пироксена. Предполагается, что резкие колебания составов пироксена свидетельствуют о сложности и неравновесности процесса образования этого минерала, а присутствие жадеитовой молекулы говорит о высокой температуре этого процесса. (А. К. Я.). См. также РЖ Геол., 1961, № 11, В 253.

541. Б о н ш т е д т - К у п л е т с к а я Э. М. Новые минералы. IX. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 1, 1960, стр. 63—81.

Описаны новые минералы: 1) кафетит (по данным А. А. Кухаренко и др.) — водный титанат Са и Fe, найденный в массиве Африканда; 2, 3) фенаксит и канасит (по данным М. Д. Дорфмана), найденные в Хибинских тундрах; 4) гирдополилитионит (по данным Е. И. Семенова) из Ловозерских тундр. По мнению автора, название, данное продуктам изменения полилитионита, является лишним.

542. Б о р и с е н о к Л. А. Са у к о в А. А. Геохимический цикл галлия. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема I. Геохимические циклы. М., Гостеолтехиздат, 1960, стр. 41—51. Резюме англ.

Приводятся данные распределения La в породах Кольского полуострова. Ультраосновные породы содержат: Ga — 0.0003, основные породы — 0.0011, средние породы — 0.0040%. Граф. — 4 табл., 3 рис. Библ. — 19 назв. (Л. А. С.).

543. Б о р о в и к - Р о м а н о в а Т. Ф., С о с е д к о А. Ф. О соотношении между содержанием таллия и рубидия в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по данным спектрального анализа. Геохимия, 1960, № 1, стр. 31—36. Резюме англ.

Методом спектрального анализа в микроклинах, слюдах и поллцитах определялось содержание Rb и Tl. Содержание Rb и Tl в микроклинах пегматитового поля (в северо-западной части Кольского полуострова) соответственно (в %): 0.12—1.085 и 0.0012—0.020, отношение $Rb/Tl = 67—111$; в средней части — 0.42—0.57 и 0.0042—0.0060, $Rb/Tl = 95—100$, в южной и юго-восточной частях поля 0.35—0.70 и 0.0037—0.019, $Rb/Tl = 37—110$; в пегматитовой жиле юго-восточной части поля 1.05—1.55 и 0.038—0.061, $Rb/Tl = 19—32$; в пегматитовом поле в 30 км к юго-востоку от изучаемого поля 0.30—0.37 и 0.0026—0.0038, $Rb/Tl = 97—115$. В слюдах пегматитового поля северо-западной части Кольского полуострова Rb — 0.59—1.90, Tl — 0.0082—0.052, $Rb/Tl = 36—80$; в поллцитах из этого района Rb — 0.30—0.56, Tl — 0.016—0.044, $Rb/Tl = 13—19$. Содержание Tl и Rb в минералах, взятых из жил, увеличивается с северо-

запада на юго-восток поля, а в зональных жилах — от контакта к центру. Отношение Rb/Tl для микроклинов, взятых из пегматитовых жил северо-западной, средней и южной частей пегматитового поля, а также из пегматитовых жил соседнего поля, равно 103. Отношение Rb/Tl для микроклинов юго-восточной части пегматитового поля понижается до 25. Отношение Rb/Tl в других минералах этого поля такое же, как в микроклинах. Библиография — 16 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1960, № 9, 16952.

544. Боровиков П. П., Львова И. А. Типы месторождений вермикулита и их промышленное значение. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 37, стр. 7—18. Q-36-I, III.

Выделяются три генетических типа месторождений вермикулита: I группа — в ультраосновных породах.

1-я подгруппа — месторождения в оливинитах, пироксенитах и других ультраосновных породах внутри сложных ультращелочных интрузий.

2-я подгруппа — месторождения в серпентинитах вблизи массивов щелочных пород; к этой группе относятся месторождения Кольского полуострова (Ковдорское, Африкандское).

II группа — месторождения в измененных карбонатных породах.

1-я подгруппа — в диоксидо-флогопитовых породах.

2-я подгруппа — в кальцифирах и других продуктах изменения карбонатных пород.

III группа — проявления вермикулита в реакционных оторочках корундовых, тальковых, пегматитовых и других месторождений, а также метасоматические жилы в серпентинитах.

Вермикулит развивается по слюдам биотито-флогопитового ряда и реже по пироксенам и амфиболам. В образовании вермикулита различаются две стадии: а) образование слюд биотит-флогопитового ряда и б) образование вермикулита. Флогопитизация является результатом метасоматической переработки минералов ультраосновных пород растворами, производными щелочной магмы. Гидратация флогопита протекает или под воздействием низкотемпературных гидротерм, или в условиях поверхностного выветривания. Имеющийся фактический материал не позволяет однозначно решить этот вопрос. Известен ряд фактов, позволяющих считать, что образование вермикулита на месторождениях Кольского полуострова протекало под воздействием гидротерм. С другой стороны, имеются факты, которые противоречат этому мнению. Не исключена возможность гидратации слюд в приповерхностных зонах, доступных циркуляции грунтовых вод.

Поэтому кора выветривания должна рассматриваться как один из поисковых признаков вермикулитовых месторождений. (А. П. А.).

545. Боровко Н. Н. Магниторазведка при картировании интрузий ультраосновных—щелочных пород на Кольском полуострове. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 34, стр. 17—27.

Задачи магниторазведки — окунтурирование массивов ультраосновных—щелочных пород и прослеживание контактов различных пород в пределах массивов — решаются с различной степенью точности, в зависимости от состава вмещающих пород и их физических свойств. Рекомендуется использование не только *та*, но и *На*. Экстремумы *На* позволяют проводить «опорные оси», на базе которых строится «корреляционная» карта, близкая к геологической. Оценку формы и элементов залегания массивов рекомендуется выполнять приближенными методами. Рассматриваются практические примеры интерпретации. Библиография — 2 назв. (А. Н. Б.). См. также РЖ Геол., 1961, № 8, Г 580; РЖ Геоф., 1961, № 9, А 236.

546. Бородин Л. С. [Выступление в дискуссии на II Всесоюз. петрограф. совещ.]. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископае-

мых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Гостеолтехиздат, 1960, стр. 494—495. Q-36-III, VII.

Защита гипотезы о возникновении ийолит-мельтейгитов (и карбонатитов) в результате нефелинизации и эгиринизации ультраосновных пород. Приводятся отдельные петрографические наблюдения по массивам Вуориярви и Африканда. (Более подробный материал приводится автором в других его работах).

547. Б о р о д и н Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных—щелочных пород. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 16. Генетические проблемы руд. М., Гостеолтехиздат, 1960, стр. 88—99.

Пространственная и генетическая связь карбонатитов и щелочных пород в платформенных массивах ультрабазитов указывает на то, что образование любых типов карбонатитов следует объяснять с единых генетических позиций. В частности, наличие штокообразных тел карбонатитов среди генетически чуждых пород или жилородных выделений и зон карбонатизации в массивах ультраосновных—щелочных пород (со всеми переходами между этими крайними типами) зависит от глубины эрозионного среза.

Повторяются основные положения выдвинутой ранее (Бородин, 1957 г., 1959 г.) гипотезы возникновения ийолит-мельтейгитов в результате нефелинизации пироксенитов при их взаимодействии с высокотемпературными щелочными растворами, последовательно изменяющими свой состав по мере продвижения из глубинных участков интрузий к апикальным. Выделены 2 главных типа метасоматической зональности в строении массивов: 1) зональность «периферического типа» (развитие кольцевых зон метасоматических пород по периферии массива), характерная для глубинных эрозионных срезов, как например в массиве Африканда, и 2) зональность «центрального типа» (развитие процессов метасоматического изменения пироксенитов от центра к периферии массивов), характерная для менее глубоких эрозионных срезов, как например в массиве Вуориярви.

Приводятся многочисленные примеры геологических и петрографических особенностей массивов карбонатитов Африки, Бразилии, Норвегии и Советского Союза (Алдан и Кольский полуостров).

Указано, что собственные минералы редких элементов (пироклор, бадделейт и т. п.) появляются лишь на поздних стадиях метасоматоза, преимущественно в зонах развития апатито-магнетитовых пород и карбонатитов. Граф. — 4 рис. Библ. — 14 назв. (Ю. М. К.).

548. Б о р о д и н Л. С., Б ы к о в а А. В., К а п и т о н о в а Т. А., П я т е н к о Ю. А. Новые данные о цирконолите и его ниобиевой разновидности. ДАН СССР, т. 134, 1960, № 5, стр. 1188—1191. Q-36-III.

Цирконолит,¹ впервые установленный в массиве Африканда, встречается в Арбарахстанском ультраосновном щелочном массиве в крупнозернистом пироксените, в котором проявлены процессы амфиболизации и ослоденения. Цирконолит наблюдался в виде неправильных обособлений до 2—3 см, изредка плохо образованных толстотаблитчатых кристаллов. Сопутствующие минералы — апатит и ильменит. Цвет его железночерный. В тонких осколках просвечивает красновато-бурым цветом. Черта светло-бурая. Излом неровный. Блеск алмазный до жирного. $N=2.5$, тв. около 6, уд. в. 4.37. На кривой нагревания отсутствует высокотемпературный экзотермический эффект, обычный для метамиктных минералов. Минерал не является полностью метамиктным и без прокалывания дает слабые

¹ Некоторые авторы (А. Т. Булах, Г. А. Ильинский, А. А. Кухаренко. Зап. Всесоюзн. минералог. о-ва, ч. 89, вып. 3, 1960, стр. 61—273) «цирконолит» Л. С. Бородина считают неверно диагностированным циркелитом.

и размытые линии на дебаеграмме при $700-800^\circ$, дифракционная картина соответствует кубической фазе ($a_0=5.02 \text{ \AA}$), близкой структурному типу. Ниобоцирконолит установлен в апатито-магнетитовых породах массива Вуориярви, дебаеграммы образцов ниобоцирконолита, прокаленного до 800 и 1100° , идентичны порошкограммам цирконолита. Уд. в. ниобоцирконолита 4.51 , $a_0=5.03 \text{ \AA}$. Хим. состав цирконолита и ниобоцирконолита (соответственно в вес. %): $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 4.25, 24.84$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0.09, 2.00$; $\text{TiO}_2 - 32.5, 18.19$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3.44, 1.11$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2.23, -$; $\text{MgO} - 0.53, -$; $\text{ZrO}_2 - 35.75, 25.0$; $\text{U}_3\text{O}_8 - 0.10, 0.40$; $\text{ThO}_2 - 0.37, 2.90$; $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 36.0, 4.00$; $\text{CaO} - 12.03, 11.00$; $\text{FeO} - 2.85, 6.00$; $\text{MnO} - 0.12, 0.38$; $\text{Na}_2\text{O} - -, 1.40$; $\text{K}_2\text{O} - 0.24, -$; $\text{SiO}_2 - 1.18, -$; $\text{H}_2\text{O} - 0.09, -$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 1.56, 2.48$; $\text{F} - -, 0.60$; сумма $100.44, 100.30$. Состав цирконолита достаточно точно отвечает формуле $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, ниобоцирконолита — $(\text{Ca}, \text{Zr}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Zr})_2\text{O}_7$ при $\text{Ca}/\text{Zr} \approx 1:1$. Библ. — 6 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 7, В 155.

549. Б о р о д и н Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. Геохимия, 1960, № 6, стр. 506—517. Исследования проведены в ИМГРЭ АН СССР.

В качестве примера «селективного цериевого минерала» приводятся характерный для некоторых массивов нефелиновых сиенитов ринколит и его метамиктная разновидность — ловчоррит. Приводится содержание отдельных редкоземельных элементов в этих минералах и продукте их гиперогенного изменения — вудъяврите. Приводится «лантановый» график содержания редких земель в этих минералах. Связь между изменением содержания редкоземельных элементов и La выражена достаточно определенно. По характеру корреляции относительно La с ними вполне сопоставимы и редкие элементы иттриевой группы, представленные на графике в виде суммы из-за их относительно низкого содержания в минерале.

Прямая корреляция Ce и La выражена слабее. При изменении относительного содержания La от 15 до 25% содержание Ce сохраняется более или менее постоянным, в пределах 45—49%. Здесь Ce играет роль «промежуточного элемента», разделяя La, с одной стороны, и все остальные редкоземельные элементы — с другой.

На основании «лантанового графика» можно констатировать очевидное обогащение ловчоррита более основными элементами цериевой группы за счет относительного уменьшения содержания остальных редкоземельных элементов, в частности иттриевых. При вторичном изменении ринколита и ловчоррита — образовании вудъяврита — заметного изменения состава редкоземельной группы не происходит.

Сфен и апатит из щелочных пород обогащены цериевыми землями по сравнению с образцами из кислых пород. Сфен и апатит из нефелиновых сиенитов, ийолитов, метасоматически измененных пироксенитов и других пород содержит выше 19—20% La. В случае наиболее высокой активности основных элементов цериевой группы — La и Ce — и их преимущественного выделения из раствора происходит образование сфена и апатита в различных щелочных породах или в условиях щелочного метасоматоза ультраосновных пород, при высокой активности щелочей K и Na. Редкие земли в сфенах и апатитах из подобных пород представлены только цериевой группой. Если усиление активности элементов цериевой группы происходит в условиях единого процесса минералообразования, то с этого периода редкоземельные минералы могут иметь не только «селективный», но даже «резко селективный цериевый состав» (например, лопарит).

Приводится таблица содержания редких земель в сфенах и апатитах из различных пород, в том числе и из щелочных пород Кольского полуострова.

Даны четыре таблицы содержания редких земель в некоторых редкоземельных минералах и пять графиков относительной концентрации редких земель в минералах в зависимости от концентрации La («лантановые графики») Библ. — 11 назв. (Н. И. П.).

550. Б о р о д и н Л. С., Б а р и н с к и й Р. Л. Редкие земли в перовскитах (кнопитах) из массивов ультраосновных—щелочных пород. Геохимия, 1960, № 4, стр. 291—297. Работа ИМГРЭ АН СССР.

Для выяснения процесса геохимической миграции редких земель большое значение имеют те минералы, в которых редкие земли присутствуют в качестве изоморфной примеси. В комплексе ультраосновных—щелочных пород основная масса редких земель захватывается таким широко распространенным минералом, как перовскит.

В статье излагаются данные изучения состава редких земель в образцах перовскита, представляющих массивы ультраосновных—щелочных пород из различных районов Советского Союза (в том числе и Кольского полуострова).

Приводится процентное содержание редких земель в африканских перовскитах: 1) из перовскит-магнетитовой жилы («рудный пегматит») в крупнозернистых пироксенитах, 2) из амфиболизированных и кальцитизированных пироксенитов. (Анализировались два образца из Африканды).

В статье приводятся корреляционные графики зависимости содержания La, Ce, Pr и Nd от суммы редкоземельных элементов в перовскитах; содержания Ce, Nd и Pr от содержания La; содержания Ce, La и Pr от содержания Nd.

Рассмотрение этих графиков позволяет сделать геохимические выводы: 1) изменение общего содержания редких земель в перовскитах сопровождается закономерным изменением относительной концентрации отдельных редкоземельных элементов; 2) при переходе от более ранних генераций перовскита к поздним уменьшается содержание La и увеличивается количество Nd и Pr; 3) применительно к перовскитам можно говорить не только о парной корреляции соседних четных и нечетных элементов, но также и о множественной корреляции.

По особенностям состава редких земель перовскиты из массивов ультраосновных—щелочных пород можно разбить на две группы: 1) перовскиты с относительно высокой концентрацией наиболее основных элементов цериевой группы, особенно La, и 2) перовскиты, обогащенные лантанидами меньшей основности — Pr и Nd.

В первую группу попадают образцы из оливинитов, пироксенитов, мелилититов и других пород с перовскитом обычного морфологического типа. Ко второй группе относятся образцы, обычно описываемые как кнопки, с повышенным содержанием редких земель и Nb или относимые к кубическому дизаналиту.

Характерное для массивов ультраосновных—щелочных пород сочетание таких редких элементов, как Nb, Zr, Th и редкие земли цериевой группы, несвойственное собственно ультрабазитам, может быть объяснено генетической связью гидротермальных растворов со щелочными комплексами типа нефелиновых сиенитов. При этом находит объяснение парадоксальное, на первый взгляд, предположение о геологической одновозрастности массивов ультраосновных—щелочных пород типа Африканды и массивов нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера, до последнего времени относимых большинством геологов к разновозрастным образованиям. Очевидно, что в данном случае нельзя возраст наложенной редкометальной минерализации в массивах ультраосновных—щелочных пород безоговорочно отождествлять с возрастом самих массивов ультрабазитов.

В статье приводятся одна таблица процентного содержания элементов редких земель в перовскитах и три графика зависимости содержания элементов редких земель от содержания суммы редких земель и от содержания отдельных редкоземельных элементов в перовскитах. Библ. — 13 назв. (Н. И. П.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, В 19.

551. Б о р у ц к и й Б. Е. Пегматиты в северной приконтактной полосе Хибинского массива. В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг., М., 1960, стр. 243—244. Q-36-IV, V.

Автором изучались пегматиты Хибинского массива в зоне развития хибинитов, рисчорритов и ийолит-уртитов. Обычными для этих комплексов являются пегматиты: эгирино-микроклиновые с нефелином и сфеном и арфведсонито-микроклиновые с эвдиалитом, энigmatитом, лампрофиллитом и поздним эгирином.

В центральной же труднодоступной и малоисследованной части района высот, окаймляющих долину Тахтарвум, где развиты главным образом хибиниты и в меньшей степени рисчорриты, кроме перечисленных обыкновенных пегматитов (эвдиалит-энigmatитовых), обнаружены необычные альбитизированные пегматиты арфведсонитмикроклинового типа с эвколлитом, астрофиллитом, энigmatитом, золотистым сфеном и апатитом. Пегматиты слагают секущие жилы или шпирообразные тела изометричной формы. Пространственно они приурочены к выходам эгирин-авгитовых нефелиновых спенитов, а также находятся в хибинитах. Жилы пегматитов секут жильные породы тералито-шонкинитового ряда.

Эпигенетические пегматитовые жилы, обнаруженные в хибинитах, можно связывать генетически с фойяитовым комплексом (что хорошо согласуется со схемой образования Хибинского массива), но это не вяжется с фактом пересечения пегматитами пород тералито-шонкинитового ряда, которые считаются молодыми жильными породами. Возможно, тералито-шонкиниты имеют более древний возраст. Для выяснения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования. (Т. Н. И.).

552. Б р а у н Г. А. Железородная база черной металлургии СССР. (Сырьевые ресурсы и перспективы развития железорудной промышленности). М., Госгортехиздат, 1960. 323 стр.

553. Б р а у н Г. А., П о к р о в с к и й М. А. Развитие железорудной промышленности СССР в 1959—1965 гг. М., Госгортехиздат, 1960, 91 стр.

Запасы железных руд Северо-Запада обеспечивают нужды Череповецкого комбината.

Выделяются три генетических типа железорудных месторождений. Первый — метаморфогенные, представленные железистыми кварцитами; второй — контактово-метасоматические, представленные вкрапленными апатит-магнетитовыми рудами; третий — магматические, представленные титано-магнетитами.

К первому типу относятся Оленегорское, Кировогорское, Костомукшское, Мешозерское месторождения, ко второму — Ковдорское, к третьему — Пудожгорское.

Добыча сырой железной руды по Мурманской области в 1970 г. составит 13 550 тыс. т, будет обогащено гравитационными методами 1300 тыс. т руды, мокрым магнитным обогащением — 7400 тыс. т. (П. М. Г.).

554. Б р у н с Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 16—24. Резюме англ.

Сложная серия вулканогенно-осадочных образований осадочного чехла Русской платформы, общей мощностью 2.5—2.7 км, расчленяется на 2 разновозрастные толщи. Нижняя позднедокембрийская толща, мощностью до 1.3 км, залегающая непосредственно на породах кристаллического фундамента, представлена красноцветными терригенными отложениями (песчаники, аргиллиты, гравелиты и др.), слабо метаморфизованными и недислоцированными. В строении этой толщи участвуют пластовые интрузии габбро-диабазов. Отложения нижней толщи в пределах Кольского полуострова распространены по Терскому берегу Белого моря, по южной окраине Балтийского щита на о. Суур-Саари (Хогланд), в пределах Русской платформы — на территории Белоруссии, Волыни, Рязано-Саратовского прогиба, западной Башкирии.

Верхняя толща раннекембрийского возраста отделена от нижней резкой границей размыва и несогласия. На большей части территории она вскрыта только глубокими скважинами. В естественных обнажениях известна лишь по южной и восточной окраинам Балтийского щита и на западном погружении Украинского кристаллического массива. В пределах Русской платформы нижнекембрийская толща разделяется на три серии: волынскую, валдайскую и балтийскую.

В позднем докембрии на платформе существовал широкий центральный прогиб северо-восточного простирания, протягивавшийся от западной части СССР до Тимана, своим северо-западным краем примыкавший к Балтийскому щиту, на территории которого красноцветные отложения распространялись по второстепенным депрессиям (Ладожской, Онежской, Беломорской). Особенностью нижнекембрийского осадконакопления является распространение трансгрессии моря в южную и восточную части Балтийского щита и на северо-западе окраины центральных массивов платформы. Накопление главной массы нижнекембрийских осадков происходило в обстановке неглубокого эпиконтинентального моря.

Нижнекембрийские отложения палеонтологически охарактеризованы очень слабо. Наибольшие значения абсолютного возраста для рассматриваемой толщи — 1200—1350 млн лет, наименьшие — 460—470 млн лет. Рис. 1. (К. А. Н.).

555. Б у д а н о в В. И., И о н и н А. С., К а п л и н П. А., М е д в е д е в В. С. Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 10. Морская геология. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 175—187. Резюме англ.

На берегах Баренцева и Белого морей отмечается современное (последние тысячелетия) поднятие, связанное с общими восходящими движениями Фенноскандии.

На картосхеме современных вертикальных движений берегов видно, что Мурманский и Кандалакшский берега относятся к участкам поднятия, а Терский берег — к относительно стабильным участкам. Библ. — 26 назв. (А. А. Н.).

556. Б у л а х А. Г. Валунные дайки Турьего мыса. Загадочные породы южного побережья Кольского полуострова. Природа, 1960, № 4, стр. 100—102. Q-36-XVII. Работа ВСЕГЕИ.

Среди палеозойских даек Турьего мыса, залегающих в песчаниках и гранодиоритах, обнаружены так называемые валунные дайки. Они сложены плотной, сильной измененной базальтовидной породой, в которой заключены окатанные округлые обломки (галки) главным образом основных пород (габбро, лабрадориты), а также измененных гранитов. Размеры галек — до 5, реже до 20 см, в единичных случаях достигают 40 × 10 см. В среднем обломки занимают 7—10% объема даек, но распределены они беспорядочно. Часть даек имеет неправильную форму, с раздвухами и

пережимами. Мощность их колеблется от 0.4 до 1 м. Иногда по простирающую дайки сменяются цепью линз.

Разбираются две гипотезы возможного происхождения валуновых даек, однако отмечается, что для объяснения генезиса этих загадочных пород Турьего мыса обе они не подходят. Для того чтобы понять способ их образования, необходим дополнительный фактический материал. Граф — 3. Библ. — 4 назв. (М. Е. О.). См. также РЖ Геол., 1961, № 1, В 448.

557. Булах А. Г., Кухаренко А. А., Книпович Ю. Н., Кондратьева В. В., Бакланова К. А., Баранова Е. Н. Некоторые новые минералы в карбонатах Кольского полуострова. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г., Аннотации докл., Л., 1960, стр. 114—116. Q-36-III, VII, Q-35-XII. Выделены два типа карбонатитов: 1) более ранние, преимущественно кальцитовые, реже доломитовые и 2) доломито-кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые и тому подобные карбонатиты, реже кварцево-карбонатные породы. Описаны дизаналит, натроннобит, сульфатмонацит, анкилит и карбоцернаит. Натроннобит обнаружен в доломитовых карбонатитах Лесной варакы и Салланлатвы в виде неправильных зерен в доломите и псевдоморфоз по дизаналиту и пироклору. Натроннобит замещается пироклором II. Цвет минерала от желтого до черного, сингония моноклиная (?), тв. 5.5—6, уд. в. 4.40. Угол $2V = (-) 10-30^\circ$, дисперсия $v > \sigma$. $cNp = 10-15^\circ$; $Ng = 2.21-2.24$; $Nm = 2.19-2.21$; $Np = 2.10-2.13$; хим. состав (в вес. %): $SiO_2 - 0.97$; $TiO_2 - 5.56$; $Nb_2O_5 - 74.06$; $Ta_2O_5 - 0.83$; $Al_2O_3 - 0.20$; $TR_2O_3 - 3.25$; $ThO_2 - 0.56$; $FeO - 1.35$; $MnO - 0.05$; $MgO - 0.35$; $CaO - 2.80$; $Na_2O - 9.08$; $H_2O - 0.67$; $F - 0.00$; сумма 99.73%. Характерные линии дебаграммы: 3.06 (9); 2.97 (10); 1.60 (8).

Сульфат-монацит встречен в экзоконтактных породах одного из массивов в виде радиально-лучистых агрегатов в кварце, реже в карбонатах, с эгирином, баритом, целестином и др. Окраска буроватая, твердость 5, уд. в. 4.54. $Ng = 1.776$; $Nm - Np = 1.730$ (для слабо окрашенных зерен). Хим. состав (в вес. %): $CaO - 460$; $TR_2O_3 - 50.61$; $ThO_2 - 5.57$; $P_2O_5 - 25.84$; $SO_3 - 3.12$; $Fe_2O_3 - 6.10$; $SiO_2 - 0.70$; $H_2O - 3.50$; прочие — 0.23%; сумма — 100.47%.

По составу и характеру дебаграммы близок к монациту. Характерные линии дебаграммы: 3.07 (9); 2.86 (10); 1.960 (7); 1.867 (7); 1.734 (7).

Анкилит — наиболее распространенный карбонат редких земель. Встречен во многих массивах в поздних карбонатитах в виде мелких дипирамидальных или призматических кристалликов и зернистых агрегатов с баритом, стронцианитом, хлоритом. Физические свойства и дебаграммы анкилита аналогичны эталонным.

Карбоцернаит встречен в доломито-кальцитовых карбонатитах Вуориярви — мелкие таблитчатые кристаллы с анкеритом и хлоритом. Сингония ромбическая; $a = 6.39$ кэ, $b = 7.27$ кэ, $c = 5.21$ кэ. Характерные линии дебаграммы: 3.00 (10); 2.015 (9); 1.813 (8); 1.174 (8). Бесцветный, блеск стеклянный, тв. 3, уд. в. 3.53. $Ng = 1.708$; $Nm = 1.679$; $Np = 1.569$; хим. состав (в вес. %): $CaO - 15.10$; $SrO - 12.43$; $BaO - 3.20$; $Fe_2O_3 - 1.50$; $Al_2O_3 - 0.30$; $TR_2O_3 - 26.10$; $Na_2O - 5.11$; нерастворимый остаток — 1.40; $CO_2 - 31.82$; $H_2O^+ - 2.10$; $H_2O^- - 0.30$; сумма — 99.36.

Источник редких земель при образовании описанных минералов — ранний кальцит, при замещении которого более поздними карбонатами с меньшей изоморфной емкостью к лантанидам высвобождается их «избыток». (Ю. М. К.).

558. Булах А. Г., Абакумова Н. Б. О редкометальной минерализации Себлявского массива. В сб.: Материалы годичной сессии

Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г., Аннотации докл., Л., 1960, стр. 132—134. R-36-XXVII.

В строении массива принимают участие ультраосновные породы и постмагматические образования, в том числе существенно апатитовые породы и карбонатиты.

С постмагматическими образованиями связана ниобиевая, циркониевая, редкоземельная, стронциевая и бариевая минерализация, представленная следующими акцессорными минералами: пироклор, циркон, бадделит, неизвестный минерал циркония, анкилит, стронцианит, барит и др. Для неизвестного минерала циркония приводятся оптические и рентгеновские данные, для анкилита — показатели преломления. (Ю. М. К.).

559. Булах А. Г., Абакумова Н. Б. Себлявский массив ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов (Кольский полуостров). Сов. геол., 1960, № 5, стр. 47—60. Резюме англ. R-36-XXVII.

Массив, имеющий штокообразную форму и размеры в плане около 4×5 км, сложен оливинитами (развиты незначительно), пироксенитами (преобладают), жильными ийолитами и разнообразными постмагматическими метасоматическими образованиями: амфиболовыми, апатитовыми, флогопитовыми породами, а также карбонатитами, образующими «ядро» в центральной части массива. Приводится минералого-петрографическое описание оливинитов, перидотитов, пироксенитов (в том числе нефелиновых), ийолитов, доломито-флогопитовых, доломито-амфиболовых и существенно апатитовых пород, кальцитовых, кальцито-доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Геологическое строение массива иллюстрируется двумя разрезами, составленными по данным буровых работ СЗГУ.

Массив относится к ниже-среднепалеозойскому комплексу ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова и имеет абсолютный возраст 355—360 млн лет.

В петрографическом отношении массив сходен с массивом Вуориярви.

С ультраосновными породами массива связана титаномagnetито-перовскитовая минерализация. Постмагматические образования массива несут стронциевую, бариевую, редкоземельную минерализацию. Библ. — 6 назв. (Ю. М. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, В 275.

560. Булах А. Г., Ильинский Г. А., Кухаренко А. А. Циркелит из месторождений Кольского полуострова. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 3, 1960, стр. 261—273.

Циркелит¹ широко распространен в качестве акцессорного минерала ультраосновных и щелочных пород ниже-среднепалеозойских массивов Кольского полуострова. Он появляется в наиболее ранних образованиях постмагматического этапа формирования массивов и приурочен к участкам особенно интенсивного автометасоматического изменения гипербазитов. Циркелит установлен в следующих массивах и типах пород: 1) в кальцито-амфиболо-диопсидовых образованиях Африканды, в кавернах и пустотах тесно ассоциирует с сфеном, реже — с перовскитом и кальцитом, замещает кнопит, обрастает сфеном, выделяется позже диопсида, роговой обманки и флогопита; 2) в апатито-форстерито-магнетитовых и других близких по составу породах рудного комплекса Вуориярвского и Ковдорского массивов, где он локально распространен в виде шестиугольных пластинок и сростков в карбонате и апатите, в ассоциации с бадделитом, цирконом, пироклором, форстеритом, магнетитом, апатитом, кальцитом; 3) в доломито-флогопитовых породах Себлявского массива распространен в качестве аксессуара в ассоциации с флогопитом, титано-магнетитом

¹ Л. С. Бородин и др. (ДАН СССР, т. 134, 1960, № 5, стр. 1188—1191) утверждает, что А. Г. Булах и другие ошибочно описали вместе с циркелитом и цирконолит, впервые установленный и описанный Л. С. Бородиным и др. (ДАН СССР, т. 110, 1956, № 5, стр. 845—848). В данной статье А. Г. Булах и другие отрицают это обвинение.

апатитом и бадделейтом; 4) в карбонатитовых породах встречается реже, находится в ассоциации с пироксолом. Во всех случаях циркелит встречается в виде хорошо образованных кристаллов (до 2 мм в поперечнике), в плоских трех- или четырехугольных табличек, уплощенных по паре противоположных граней октаэдрами. Наблюдались полисинтетические срастания и простые двойники по (111).¹ Цвет смоляно-черный, в краевых частях темно-коричневый до бурого. Метаинтено изменен. Изотропен, несколько варьирует: 2.88—2.25—2.18. Хим. состав (в вес. %): 1) из апатито-магнетито-оливиновой породы Вуориярви, 2) из кальцито-доломитовых карбонатитов Себляврского массива и 3) из кальцито-амфиболо-диопсидовой породы Африканды (соответственно): CaO — 8.51, 10.22 и 12.01; SrO — 0.97, 0.21 и 0.34; MgO — 0.63, сл. и —; FeO — 2.51, 3.19 и —; Fe₂O₃ — 6.48, 4.81 и 5.83; TR₂O₃ — 3.66, 6.10 и 3.77; Ce₂O₅ — 0.92, — и —; ThO₂ — 4.25, 2.73 и 5.57; UO₂ — 0.56, 0.96 и 0.76; ZrO₂ — 27.68, 33.42 и 35.26; HfO₂ — 0.35, 0.64 и 0.25; TiO₂ — 24.30, 20.00 и 27.50; SiO₂ — 0.30, 1.23 и 2.90; Nb₂O₅ — 16.17, 11.25 и 2.50; Ta₂O₅ — 0.87, 1.50; сумма H₂O⁺ и H₂O⁻ — 2.16; H₂O — 0.33 и 0.17; H₂O⁺ — 3.26 и 2.98; сумма — 100.32, 98.85 и 99.71; уд. в. 4.52, 4.27 и 4.34. Постоянно присутствует Hf. Для циркелита возможны 2 формулы: 1) аналогичная пироксолому A₂B₂O₇, где A=Zr и Ca; B=Ti и Nb и 2) ABO₄ — с учетом данных рентгеноструктурного анализа, показавшего, что общий мотив структуры циркелита аналогичен структуре кубической модификации (тип флюорита). Возможна и формула типа АВ (О, О_n). От циркелита-якупиранга циркелит Кольского полуострова отличается почти вдвое более низким содержанием Nb и значительно более высоким содержанием Ti. Граф. — 3 табл. Библ. — 14 назв. (Е. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 6, В 145.

561. Буссен И. В., Померанцева Н. Г., Зитта Е. Ф. Дайка щелочного лампрофира с горы Карнасурт (Ловозерские тундры). В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 234—240. Q-36-V, VI.

Дайка неизменного лампрофира с горы Карнасурт в северо-западной части Ловозерских тундр прослежена на 0.5 км, мощность ее около 4 м. Жильная порода отчетливо выделяется на фоне светлых крупнозернистых вмещающих фойитов и ювитов. Дайка имеет симметрично-зональное строение. Структура краевых частей порфировая, к центру она постепенно сменяется порфировидной. У контактов основная масса породы представлена неяснополостчатым стеклом с участками гналопилитового сложения. Количественно-минералогический состав (в об. %): моноклинический пироксен — 45.3; амфибол — 18.2; оливин и серпентин — 12.0; анальцит — 8.1; калиналовый полевой шпат и альбит — 7.4; биотит и хлорит — 3.2; магнетит — 5.8; сумма — 100. Хим. состав породы (в вес. %): SiO₂ — 41.57; TiO₂ — 2.92; Al₂O₃ — 11.77; Fe₂O₃ — 4.53; FeO — 8.28; MnO — 0.28; MgO — 10.59; CaO — 11.24; Na₂O — 3.63; K₂O — 1.38; H₂O⁻ — 0.72; H₂O⁺ — 2.33; п. п. п. — 3.04; сумма — 99.95. Порода по химическому составу наиболее близка к тьозиту, по минералогическому же составу она заметно отличается от него: в ней нет нефелина, но имеется оливин. Авторы считают возможным назвать эту породу «оливиновым тьозитом». (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 289.

562. Буссен И. В., Сахаров А. С. О некоторых деталях строения и о взаимоотношениях двух главных комплекс-плутонов Ловозерского щелочного массива. В сб.: Вопросы геологии и минералогии

¹ И. И. Шафрановский (Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 90, вып. 4, 1961, стр. 482—486) указал на неправильное описание А. Г. Булахом кристаллографии циркелита, образующего не прорастания (сложные сростки), а гранные октаэдрические пучки (скелетные монокристаллы).

Хорошо обнаженный многофазный Ловозерский щелочной массив является предметом разносторонних исследований, ему посвящено большое количество работ.

Инtruзия нефелиновых сиенитов произошла в последевонское время в дислоцированные толщи гнейсов архея, перекрытые палеозойской осадочно-вулканогенной ловозерской свитой.

Доступная исследованию часть щелочного массива сложена породами пяти комплексов, отвечающих пяти фазам внедрения щелочной магмы (от древних — к более молодым): 1) комплекс метаморфизованных щелочных пород — нефелиновых сиенитов, ромбен-порфиров и т. д.; 2) комплекс пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов; 3) комплекс луавритов—фойяитов—уртитов; 4) комплекс эвдиалитовых и порфировидных луавритов; 5) жильные щелочные породы (лампрофиры).

Все комплексы, за исключением жильного, первично расслоены, но расслоенность проявилась не везде одинаково отчетливо. Многие породы обладают трахитоидной текстурой, причем плоскость трахитоидности местами не совпадает с положением границ слоев.

На большей части поверхности Ловозерского массива обнажаются породы 3-го и 4-го комплексов, названные «главными», — они и определяют строение и состав массива. Породы более ранних комплексов образуют в них ксенолиты или участки вдоль внешних контактов. Дайки щелочных лампрофиров секут все остальные породы и выходят за пределы массива.

Тонкорасслоенные породы комплекс-плутона луавритов—фойяитов—уртитов обнажаются от подножия массива и почти до верха склонов, уходя вниз на значительную глубину. Положение их нижней границы не установлено. Контакт падает к середине массива сначала круто, потом постепенно выполаживается. Эвдиалитовые луавриты прорвали, а местами разбили на крупные глыбы, и на значительной площади перекрыли породы комплекса луавритов—фойяитов—уртитов. Инtruзия произошла по сложной системе расколов, образовавших «ареал прорыва».

Общая форма массива близка к грибообразной или воронкообразной (лакколит), с широкой «ножкой». Строение массива в схематизированном виде может быть уподоблено двум, вставленным одна в другую воронкам. При инtruзии вертикальное перемещение масс преобладало над горизонтальным. Библ. — 17 назв. (И. В. Б.). См. также РЖ Геол., 1961, № 4, В 280.

563. Б у с с е н И. В., Са х а р о в А. С. О первичной расслоенности в Ловозерском щелочном массиве. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 139—149. Q-36-V, VI.

Закономерное чередование пород массива — выражение первичной расслоенности его комплекс-плутонов, т. е. составных частей, представляющих отдельные геологические тела. По срезанию одним комплекс-плутоном полосчатости в другом можно установить их геологические взаимоотношения. Ловозерский массив состоит из 5 комплексов (в возрастном порядке): 1) метаморфизованные щелочные породы (нефелиновые сиенит-порфиры и ромбен-порфиры), 2) порфировидные и пойкилитовые нефелиновые сиениты, 3) луавриты—фойяиты—уртиты, 4) эвдиалитовые (и порфировидные эвдиалитовые) луавриты, 5) жильные щелочные породы. Два первых комплекса раздроблены и присутствуют в других в виде ксенолитов. Подробно разбирается послойное строение всех комплекс-плутонов. Расслоенность их заключается в относительном обогащении частей комплекса различными минералами, в частности титанитом,

апатитом и содалитом. Отмечаются особенности химизма дифференциации щелочной магмы, проявившейся в изменении валового состава последовательно образующихся комплексов. Общее содержание Ti вначале увеличивается, а затем уменьшается, заметно возрастает содержание Zr в комплексе эвдиалитовых луавритов. Относительная роль Al постепенно снижается, а Fe — возрастает. В связи с этим увеличивается степень меланократовости пород. Агпаитовый порядок кристаллизации сохраняется. Библ. — 20 назв. (А. Г.). РЖ Геол., 1962, № 1, В 244.

564. Буссен И. В. Распространенность виллиомита в Ловозерском щелочном массиве. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 209—241. Q-36-V, VI. Работа Кольского фил. АН СССР.

Виллиомит (NaF), растворимый в воде, как показали буровые работы, широко распространен в первичнорасслоенном комплексе луавритов—фойяитов—уртитов Ловозерского массива. Наиболее обогащены им горизонты фойяитов (средние и нижние их части). Распределение в породе неравномерное, он занимает промежутки между зернами других минералов, часто разъедает зерна содалита и нефелина. Обилие виллиомита в нефелиновых сиенитах указывает на значение F в формировании щелочных комплексов. Библ. — 2 назв. (В. К.). РЖ Геол., 1961, № 7, В 142.

565. Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С. Галлий. Методы исследований, распространение в горных породах и минералах, типы месторождений. М., Изд. АН СССР, 1960.

Приведены данные по распространению Ga в ультраосновных породах Кольского полуострова: в перидотитах его содержание — 0.0003, в оливинитах — 0.0001, в основных породах — 0.0011, в средних — 0.0017, в кислых — 0.0014, в щелочных — 0.0024—0.0062%. Приводится таблица содержаний Ga в фосфатах Кольского полуострова и Калбинского хребта. В сподумене из пегматитов содержание Ga равно 0.05—0.06%. Самые высокие его содержания (до 0.1%) отмечены в натролите и гакманите из пегматитов щелочной магмы.

На Кольском полуострове выделяются месторождения двух типов — магматические и пегматитовые. Магматические представлены массивами нефелиновых сиенитов, пегматитовые — связаны с кислой и щелочной магмой. По наиболее высоким содержаниям Ga этот район выдвигается на первое место среди всех металлогенических провинций Советского Союза. Библ. — 18 назв. (Л. А. С.).

566. Виноградов А. П. Геохимические циклы изотопов свинца [краткое изложение]. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 5—15. Резюме англ. Q-36-III.

Изотопный состав рудного Pb зависит от времени его извлечения из породы. Для всех континентов известно наличие рудного Pb, возраст которого оценивается по изотопному составу от нескольких миллионов до $3.0 \cdot 10^9$ лет.

Древний Pb был обнаружен в массивной магнетитовой руде Ниттис-Кумужья Кольского полуострова (Монче-тундра), для которого определены следующие отношения изотопов: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13.64$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.66$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 32.24$. Библ. — 17 назв. (Ю. И. И.).

567. Вологовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 451—454.

В пределах Карело-Кольского региона намечают три ослабленных пояса: южный Кандалакшский, центральный Ковдорско-Салмагорский и северный Себляврский. Эти пояса маркируются интрузиями палеозой-

ских ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. К Кандалакшскому поясу приурочены следующие тела (с востока на запад): многофазный жильный комплекс Турьего полуострова, Ковдорский массив ийолит-мельтейгитов, массив Большой Vuoriaarvi, представленный главным образом пироксенитами, массив Малый Vuoriaarvi, образованный карбонатизированными ийолитами, Салланлатвинский массив, сложенный ийолитами и карбонатитами.

К центральному ковдорско-салмогорскому поясу принадлежат следующие тела: Песочный массив (пироксениты, перидотиты, ийолит-уртиты и карбонатиты), Салмагорский массив (рудные оливиниты, перидотиты, пироксениты, ийолит-мельтейгиты и др.), массивы Африканда и Лесная варака (рудные оливиниты, пироксениты, жильные пегматоидные ийолиты и нефелиновые пегматиты), массив Озерная варака (ийолит-мельтейгиты, щелочные пироксениты, карбонатиты), Большой Ковдорский массив (оливиниты, перидотиты, пироксениты, щелочные породы, турьяиты, апатит-кальцит-оливиновые руды, карбонатиты). К северному поясу относятся небольшой массив ийолитов и нефелиновых сиенитов Эгириновского Наволока и Себлявский массив, сложенный рудными пироксенитами с подчиненными им перидотитами и оливинитами, жильными ийолитами, апатит-оливин-магнетитовыми рудами и карбонатитами. Устанавливается следующий последовательный ход развития этой провинции (от древних к молодым породам): гипербазиты (оливиниты, перидотиты), щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии, турьяиты, магнетитовые руды различного состава, карбонатиты.

Для всего комагматического комплекса характерно наличие двух периодов рудообразования: раннего титаномагнетит-перовскитового, связанного с ультраосновными породами первой фазы, и позднего магнетитового, характерного для постмагматических этапов развития этих тел.

Образование сложных многофазных интрузий палеозоя, выделенных в Карело-Кольскую петрографическую провинцию ультраосновных, щелочных и карбонатных пород, предполагается связанным с процессами дифференциации ультраосновной магмы, близкой по составу к перидотитовой в условиях платформы. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 8, В 329.

568. Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 169—173. Резюме англ.

Массивы Большой Ковдорский, Африканда, Лесная варака, Озерная варака, Салмагорский, Песочный, Ковдорозерский, Салланлатвинский, Себлявский, Эгириновский Наволок, ряд тел окрестностей оз. Vuoriaarvi и часть щелочных пород Турьего мыса обладают рядом общих особенностей, позволяющих объединить их в одну возрастную и генетическую группу — Карело-Кольскую петрографическую провинцию ультраосновных, щелочных и карбонатных пород, абсолютный возраст которых (340—350 млн лет) отвечает каледонскому интрузивному циклу. Все эти тела приурочены к крупным радиальным разломам северо-западного направления, с которыми связаны грабенообразные опускания свиты кильдина-рыбачьего и районы Кандалакшского залива, являющихся отражением орогенетических движений каледонской складчатости в области платформы. Намечаются 3 ослабленных пояса-зоны, маркирующих интрузии ультраосновных, щелочных и карбонатных пород: южный Кандалакшский, центральный Ковдорско-Салмогорский и северный Себлявский. Почти все массивы данной провинции имеют коническую, реже штокообразную форму и конфокальное строение, обусловленное наличием нескольких вложенных

одно в другое конических тел. Это платформенные интрузии центрального типа (по-видимому, субвулканы). Почти все массивы сформировались в одинаковой последовательности (от древних к молодым): гипербазиты, щелочные породы, мелилитовые породы, апатито-оливиновые породы и магнетитовые руды различного состава, карбонатиты. Породы имеют отчетливые эруптивные соотношения.

Формирование сложных магматических комплексов сопровождается широким развитием процессов метасоматоза. Для Карело-Кольской петрографической провинции характерно наличие двух периодов рудообразования: раннего титаномagnetит-перовскитового, связанного с гипербазитами первой фазы, и позднего магнетитового. Массивы характеризуются резкой недосыщенностью SiO_2 , Al_2O_3 , высоким содержанием MgO , CaO , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , преобладанием Na_2O над K_2O и варьирующим отношением MgO/CaO . Библ. — 10 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 278.

569. Вологовская Н. А. Колвицкий массив. Магматическая деятельность и метаморфизм. Палеозой. В сб.: Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 548—549. Q-35-XII, Q-36-VII.

Приводятся краткие сведения о местоположении, форме, геологическом строении массива. Указывается на присутствие, по данным спектральных анализов, некоторых редких элементов. Отмечается слабая изученность массива. (В. Н. Б.).

570. Вологовская Н. А., Фиженко В. В. Массив Вуори-Ярви. Магматическая деятельность и метаморфизм. Палеозой. В сб.: Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 539—548. Q-36-VII.

Массив Вуориярви расположен в юго-западной части Мурманской области. Массив представляет собой удлиненное тело площадью 19.5 км^2 , вытянутое в широтном направлении, залегает среди гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Центральная часть массива сложена пироксенитами, несущими титаномagnetит-перовскитовое оруденение. Краевая зона его представлена щелочными породами, образующими коническую интрузию, круто падающую к центру массива. Весь комплекс рассечен карбонатитами, образующими систему жил различной величины и формы. С воздействием карбонатитов связано изменение пироксенитов, местами превращенных в своеобразную тремолито-слюдажно-карбонатную породу.

Массив Вуориярви окружен зоной метасоматически измененных гнейсо-гранитов архея. Состав фенитизированных гнейсо-гранитов контактного ореола значительно отличается от среднего состава архейских гнейсо-гранитов резким обеднением SiO_2 , в меньшей степени Al_2O_3 и одновременным обогащением TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и щелочами, которые связаны с последовательным выносом этих окислов вначале из ультраосновной, а затем из щелочной магмы. (Л. А. С.).

571. Вологовская Н. А. Палеозой. Введение. (Магматическая деятельность и метаморфизм). В сб.: Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 539.

В северной части Карелии (Мурманская область) известен ряд небольших интрузий. Это — массивы Вуориярви, Колвицкий, Салланлатвинский и ряд других мелких тел. По своим основным особенностям эти массивы сходны с Ковдорским, Салмагорским, Себляврским и другими массивами Кольского полуострова, что позволяет объединить их в единую возрастную ($380-428 \cdot 10^6$ лет по Э. К. Герлингу, 1958) и генетическую группу карело-кольских ультраосновных, щелочных и карбонатных пород.

Массивы, относящиеся к этой группе, тяготеют к окраинам крупных прогибов архейского кристаллического фундамента и, вероятно, приуро-

чены к разломам северо-западного простирания, ограничивающим эти прогибы. В пределах Кольского полуострова намечаются три таких ослабленных пояса — южный Кандалакшский, центральный Ковдозерско-Салмагорский и северный Себлявский. Упомянутые интрузии приурочены к центральной части южного пояса, прослеживающегося далее на территории Финляндии. (В. Г. З.).

572. Волотовская Н. А. Щелочные породы и связанное с ними редкометальное оруденение. [Выступление на дискуссии.] В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 495—496.

По Л. С. Бородину, ийолит-мельтейгиты в щелочно-ультраосновных массивах Кольского полуострова образовались путем постмагматической нефелинизации пироксенитов. По мнению Н. А. Волотовской, это положение о метасоматическом генезисе ийолит-мельтейгитов вызывает принципиальное возражение, так как резко противоречит фактическому материалу. Щелочные породы имеют резкие секущие контакты, преимущественно жильную форму залегания, часто первично-магматические структуры течения, известны самостоятельные тела щелочных пород без следов первичного пироксенитового состава. (А. В. Г.).

573. Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений. В сб.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 41—113. Q-36-V, VI.

Методика картирования и детального изучения стратифицированных массивов щелочных пород может быть освещена по работам Н. А. Елисева и Н. К. Нефедова (1940), Н. А. Елисеева (1936, 1941), Н. А. Елисеева и др. (1938) и О. А. Воробьевой (1940).

Изученный этими авторами Ловозерский массив нефелиновых сиенитов представляет собой интрузивное тело, внедрившееся вдоль контакта архейских гнейсов и девонской эффузивно-осадочной толщи. Этот сложный массив образовался в несколько этапов. Каждому этапу свойственен определенный комплекс пород. Н. А. Елисеев выделяет 4 таких комплекса (начиная с самых древних): 1) пойкилитовых нефелиновых сиенитов, 2) первичнорасслоенных фойяитов—уртитов—малинитов—луявритов; 3) первичнорасслоенных эвдиалитовых луювритов и 4) дайковый комплекс.

Большинство пород, составляющих массив, обладает хорошо выраженными первичнополосатыми структурами течения. Отчетливо устанавливается, что они располагаются параллельно поверхности контакта и повторяют его изгибы и неровности. Полосчатость нижнего и верхнего первично расслоенных комплексов следует поверхности контакта с более древними породами комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов. На контакте между расслоенными комплексами в отдельных интервалах залегают ксенолиты вмещающих девонских пород и пластовые залежи порфиroidных луювритов и ювитов.

Наиболее отчетливо первичная стратификация проявляется в нижнем комплексе, к которому приурочено лопаритовое оруденение. Эти рудоносные пласты хорошо картируются путем прослеживания по простиранию. В массиве отчетливо развиваются четыре системы трещин. Характерной особенностью внутренней структуры Ловозерского массива является приуроченность щелочных пегматитов к пологим трещинам, параллельным первичной стратификации. (А. В. А.).

574. Вольфсон Ф. И. Место оруденения в ходе развития структур некоторых типов магматогенных месторождений. В сб.: Проблемы тектонофизики, Тр. I-го Всесоюз. тектонофизического совещания, 1957 г., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 175—187. Q-36-III.

Работами В. К. Котульского (1947 г.) и П. В. Лялина (1956 г.) установлено, что формирование богатых медно-никелевых сульфидных рудных жил представляет собой длительный многоэтапный процесс. На Мончегорском месторождении рудные жилы залегают в стратифицированном массиве ультраосновных пород. Породы массива (пироксениты, оливиниты, пироксениты, перидотиты) залегают в форме мульд.

На рудоносной площади выделено не менее пяти этапов деформации: 1) возникновение первичных трещин, ориентированных поперек и вдоль вытянутости массива, и трещин, ориентированных параллельно контакту интрузива; 2) появление крутопадающих сколовых нарушений, развитых преимущественно в осевой части массива; 3) развитие сбросов, падающих под углом $40-50^\circ$ и ориентированных параллельно или под углом к длинной оси интрузива; 4) формирование крутопадающих трещин разрыва, ориентированных поперек и под углом к длинной оси массива (трещины эти оказались заполненными дайками порфиров и частично диабазовых порфиритов); 5) раскрытие ранее заложенных сколов с синхронным заполнением этих трещин сульфидами. Оруденение развивалось вдоль как основных сколов, так и поперечных крутопадающих нарушений и пологих трещин, расположенных между ними. Установленная на месторождении Монче-тундры последовательность развития структуры типична и для других жильных медно-никелевых месторождений, залегающих в стратифицированных интрузивах, обнажающихся на щитах. Библиография — 13 назв. (А. В. А.). См. также РЖ Геол., 1962, № 1, Д 122.

575. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. (Сборник статей). М.—Л., Изд. АН СССР, 1960. 259 стр. (АН СССР, Кольский фил. им. С. М. Кирова). Библиография в конце статей. См. №№ 533, 562, 564, 599, 619, 626, 630, 635, 674, 675, 734.

576. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. (Сборник статей). М.—Л., Изд. АН СССР, 1960. 240 стр. (АН СССР, Кольский фил. им. С. М. Кирова). Библиография в конце статей. См. №№ 527, 529, 561, 563, 620, 627, 641, 713, 732, 767.

577. Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Вып. 1. (Сборник статей). Апатиты, 1960. 196 стр. (АН СССР, Кольский фил. им. С. М. Кирова). Библиография в конце статей. См. №№ 517, 518, 519, 536, 581, 600, 681, 682, 719.

578. Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 431—436.

Щелочные породы относятся к редкой группе природных образований, составляя около одного процента от общей массы изверженных пород Земли.

Щелочные породы появляются на поздних и завершающих этапах развития того или иного тектоно-магматического цикла. Зарождаются они в условиях исключительного накопления щелочей и летучих на значительных глубинах. Пространственное размещение щелочных пород контролируется разломами.

Геотектонические факторы влияют не только на размещение щелочных пород, но и на их состав. В складчатых структурах преобладают щелочные и субщелочные их представители, на платформах — ультращелочные и щелочные ассоциации.

При смене геосинклинального этапа развития постгеосинклинальным периодом происходит увеличение щелочности интрузий. Большинство исследователей для основной массы щелочных пород признает магматическое происхождение. Однако близкие по составу разновидности их могут возникать и другим путем (метасоматоз, гибризм и др.). С исто-

рией развития щелочного магматизма и метасоматизма связана геохимия Nb(Ta), Zr(Hf) и редких земель, чаще Се-группы. Характер проявления редкометальной минерализации щелочных пород зависит от тектонической обстановки. При формировании щелочных интрузий на платформах TR, Nb, Zr и другие элементы могут оставаться в пределах самой интрузии, входя в состав породообразующих минералов. В складчатых структурах осуществляется вынос этих элементов в эндо- и экзоконтактные зоны. При благоприятных условиях эта миграция может происходить на значительные расстояния.

Носителями TR, Nb, Zr и других редких элементов в количествах, превышающих кларковые, является обширная группа нефелиновых сиенитов палеозойского возраста и бесполовошпатовых нефелиновых пород, образующих своеобразные комплексы с ультрабазами и карбонатитами. После этой общей характеристики щелочных пород автор кратко характеризует: 1) нефелиновые сиениты, многофазные дифференцированные плутоны нефелиновых сиенитов платформ, одноактные линейно вытянутые крупные палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, малые щелочные и субщелочные интрузии; 2) бесполовошпатовые нефелиновые породы ийолит-мельтейгитовой серии. Библи. — 9 назв. (Т. Н. И.).

579. В о р о б ъ е в а О. А. Щелочные породы СССР. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрологические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 104—121. Резюме англ.

На территории СССР щелочные породы имеют широкий возрастной диапазон, сформировались в различной геотектонической обстановке (платформы, области завершённой складчатости, районы развития молодых складчатых структур). Щелочной магматизм сопровождает поздние и завершающие этапы тектоно-магматических циклов, особенно — палеозойской эпохи. Распределение щелочных интрузий контролируется зонами разломов, а периоды их внедрения нередко совпадают с пароксизмами дизъюнктивной тектонической деятельности. Известные на территории СССР щелочные породы образуют крупные структурно-петрографические единицы: 1) Кольская щелочная провинция в северо-восточной части Балтийского щита — классический регион развития щелочных интрузий платформы и одна из самых значительных областей проявления щелочного магматизма (щелочные граниты, ультраосновные—ультращелочные интрузии центрального типа, сопровождаемые карбонатитами, нефелиновыми сиенитами).

Далее указывается еще 10 провинций на территории СССР (Урал, Южная Сибирь, Алдан, Северо-Восток СССР, северная окраина Сибирской платформы, Таймыр, Приморье, Сахалин, Тянь-Шань, Кавказ). После сжатого описания отдельных щелочных провинций и комплексов с характеристикой основных этапов их формирования подчеркиваются некоторые общие особенности развития щелочного магматизма на территории СССР. Библи. — 44 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 277.

580. Г а н е ш и н Г. С., С е л и в е р с т о в Ю. П. Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000. М., 1960. 20 стр. (АН СССР. Отд. геол.-геогр. наук. Геоморфологическая комисс.).

Дана характеристика геоморфологической карты СССР, принципы ее построения и частично — содержание. Кольский полуостров показан как денудационная равнина на древнем кристаллическом основании, с наложением в виде внемасштабных знаков моренных, флювиогляциальных и озерных равнин, а также элементов конечноморенного рельефа.

581. Г а р и ф у л и н Л. Л. О находке диатомовых отложений в районе хребта Магазин-Мусюр. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии

осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 172—175. Q-37-II, III.

Отложения диатомитов на Кольском полуострове имеют широкое развитие, но сведения о диатомовых отложениях северо-восточных районов полуострова весьма ограничены. Пласт диатомитов мощностью 1 м прослеживается на 20—25 м по берегу р. Нижняя Песочная. Диатомит представлен легкой, пористой трепелообразной породой, в которой устанавливается более 100 видов диатомовых. Возраст диатомовых отложений определяется как постатлантический. Месторождение может представить практический интерес в случае разработки кейвских киацитов, расположенных вблизи от этого нового месторождения. Библ. — 5 назв. (Л. Л. Г.).

582. Г е д о в и у с Е. А. Краткая характеристика Костомукшского железорудного месторождения и предварительные соображения о целесообразности его использования в качестве сырьевой базы Северо-Западной металлургии. В сб.: — Минеральные ресурсы Карельской АССР и пути их промышленного освоения. Петрозаводск, Гос. изд. КАССР, 1960, стр. 20—31. R-36-XXXIV.

Приводится характеристика Костомукшского месторождения и сравнение с Оленегорским и Кировогорским по следующим показателям: 1) по качеству: руды Костомукшского месторождения содержат S в 5, а P в 3 раза больше, чем руды Кировогорского и Оленегорского месторождений; 2) по запасам на 1949 г. Костомукшское месторождение в 2 раза превышает Оленегорское и Кировогорское; 3) по мощности вскрытия Костомукшское месторождение превышает Оленегорское и Кировогорское в 3 раза (то же относится и к водоносности). (П. М. Г.).

583. Г е й с л е р А. Н. Стратиграфия и условия образования терской свиты красноцветных отложений на Кольском полуострове. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Аннот. докл. Л., 1960, стр. 127—128. Q-36-XVIII, Q-37-XIII, XIV.

Указывается место распространения терской свиты. Дается краткая тектоническая характеристика района развития красноцветных отложений. Приводится стратиграфический разрез терской свиты. В разрезе выделяются четыре пачки (снизу вверх): 1) грубых разнотернистых, 2) мелких разнотернистых, 3) однородных мелкозернистых песчаников, 4) алевроитов и алевролитов с отдельными прослоями песчаников. Среди алевроитов и алевролитов залегают прослои карбонатных пород (нижнее течение р. Чапомы).

В основании терской свиты на размытой поверхности пород докембрия залегают конгломераты с галькой подстилающих пород.

На основании изучения косой слоистости, знаков ряби, трещин усыхания автор приходит к выводу, что песчаные и глинистые отложения терской свиты образовались в мелководной зоне бассейна.

По наличию пелитоморфных карбонатных пород в алевропелитовых отложениях верхней части разреза терской свиты, а также по определению спорового комплекса из отложений р. Чапомы автор сопоставляет эту свиту с верхнепротерозойскими отложениями приозерской (Карельский перешеек), полевской (Орша) и сердобской серий (Рязано-Саратовский прогиб). (Л. Н. Л.).

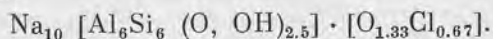
584, 585. Г е р а с и м о в с к и й В. И. Геохимия редких элементов Ловозерского щелочного массива. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 16—25. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Ловозерский массив сложен нефелинсодержащими породами, в основном агпайтовыми нефелиновыми сиенитами (РЖ Геол., 1958, 17772) и сформировался в 4 интрузивные фазы: 1) комплекс нефелиновых сиени-

тов, 2) комплекс луавритов, фойяитов и уртитов, 3) комплекс эвдиалитовых луавритов и связанных с ними порфировидных луавритов, пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов, 4) комплекс мончикитов, тингуаитов. Содержание Zr и Hf в породах массива первого комплекса (в %): 0.074—0.21 (среднее 0.124), второго — 0.071—1.24 (среднее 0.211), третьего — 0.11—1.29% (среднее — 0.96), Zr/Hf — 29—48. Содержание Nb и Ta составляет 0.0095—0.22%. В породах первого комплекса содержится (в %): 0.0296% Nb и $2.284 \cdot 10^{-3}$ Ta; второго — 0.063 Nb и $5.245 \cdot 10^{-3}$ Ta; третьего — 0.106 Nb и $9.00 \cdot 10^{-3}$ Ta. Среднее для Nb $7.014 \cdot 10^{-2}$ и Ta — $5.85 \cdot 10^{-3}$. Содержание TR увеличивается в породах к концу магматического процесса. Среди них особенно TR иттриевой подгруппы (до 45% от общей суммы TR). Содержание SrO колеблется от 0.04 до 1.75%, а CaO — от 0.55 до 11%. Прямой зависимости между содержанием Sr и Ca в породах нет. Среднее содержание Sr в породах первого комплекса 0.2, второго 0.11, третьего — 0.19%. Среднее содержание Rb в породах первого комплекса — 0.012, второго — 0.022, третьего 0.035, среднее — 0.024%. Отношение K/Rb составляет 97.7—64.7. Среднее содержание Li в породах первого комплекса 0.0016, второго — 0.0026, третьего — 0.0059, по массиву — 0.0032%. Содержание Rb колеблется от 0.4 до $1.5 \cdot 10^{-4}\%$, а Cs от $0.7 \cdot 10^{-4}$ до $3.1 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание Ga составляет $3 \cdot 10^{-3}$ — $10 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее для пород первого комплекса $4.1 \cdot 10^{-3}\%$, второго и третьего — $6.10^{-3}\%$, среднее по массиву $6 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее содержание Be в породах массива — 0.0012%. Для распределения TR в массиве намечаются закономерности, отражающие развитие магматического процесса. К концу его происходит накопление Zr, Hf, Nb, Ta, TR, Ga, Rb, Li, U. Породы третьей интрузивной фазы богаче редкими элементами, чем породы первой и второй фаз. Прямой зависимости между содержанием в породах Na и K и редких элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, TR, U) нет. Библ. — 14 назв. (Е. К.). РЖ Геол. 1961, № 8, В 25.

586. Герасимовский В. И., Поляков А. И., Воронина Л. П. Гидросодалит — пороодообразующий минерал нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. ДАН СССР, т. 131, 1960, № 2, стр. 402—405. Q-36-V, VI.

В пойкилитовых сиенитах Ловозерского массива гидросодалит составляет основную массу пойкилитовых включений. Приведены физические свойства и химический состав минерала. Гидросодалит по основным физическим свойствам близок к содалиту, по химическому составу отличается от последнего меньшим содержанием Cl и большим содержанием воды. Формула минерала:



В породе гидросодалит замещается цеолитами. Генезис гидросодалита спорный. Здесь мнения авторов статьи расходятся. А. И. Поляков считает гидросодалит автотасоматическим минералом, образующимся по нефелину и калиевому полевому шпату, а В. И. Герасимовский указывает, что гидросодалит может быть первичным магматическим минералом. Библ. — 2 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 4, В 196.

587. Герасимовский В. И., Венкина В. А. О ниобиево-танталовом соотношении в минералах Ловозерского массива. Геохимия, 1960, № 8, стр. 697—699. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Основная масса Nb и Ta в Ловозерском массиве сосредоточена в минералах Ti и Zr, но значительная часть этих элементов в породах связана с эгирином, где содержание Nb достигает 0.15, Ta — 0.015 и Nb/Ta ≈ 10 . В породах с высоким и низким содержанием Ti и Zr отношения Nb/Ta близки между собой, варьируя от 8 до 16 и в среднем составляя 12. В наиболее распространенных Ti и Zr минералах Nb/Ta-отношения колеблются

от 9 до 17. Среднее содержание Nb в массиве составляет около 0.07, а Ta — 0.0058%. В результате процессов изменения в Ti-минералах происходит увеличение Nb по сравнению с Ta, а в Zr-минералах наоборот: уменьшение Nb и увеличение Ta. При постмагматических процессах Nb/Ta-отношение увеличивается до 120 в титановых минералах и уменьшается до 1.1 в цирконийсодержащих, что обусловлено большим сходством химических свойств Ta с Zr, чем Nb с последним. Библ. — 4 назв. (М. С.). РЖ Геол., 1961, № 6, В 15.

588. Герасимовский В. И., Несмеянова Л. И. О распределении свинца и цинка в породах Ловозерского массива. Геохимия, 1960, № 7, стр. 590—593. Резюме англ. Q-36-V, VI.

Содержание Zn в нефелиносодержащих породах Ловозерского массива выше, чем в нефелиновых сиенитах других регионов и иных типах магматических пород. Здесь Zn резко преобладает над Pb (в среднем для массива $Zn/Pb=16.2$). К концу магматического процесса происходит накопление Zn и Pb, но накопление Zn по отношению к Pb происходит в меньшей степени. Среднее содержание этих элементов в породах первой интрузивной фазы равно $145 \cdot 10^{-4}\%$ Zn и $8.1 \cdot 10^{-4}\%$ Pb ($Zn/Pb=20.0$), второй — $189 \cdot 10^{-4}\%$ Zn и $13.4 \cdot 10^{-4}\%$ Pb ($Zn/Pb=16.9$), третьей — $260 \cdot 10^{-4}\%$ Zn и $20.5 \cdot 10^{-4}\%$ Pb ($Zn/Pb=12.5$). Библ. — 6 назв. (О. В.) РЖ Геол., 1961, № 9, В 34.

589. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О содержании цезия в породах Ловозерского массива. Геохимия, 1960, № 6, стр. 545—546. Q-36-V, VI.

Массив сформировался в четыре интрузивные фазы. К породам первой фазы относятся равномернозернистые, порфировидные, пойкилитовые и другие нефелиновые сиениты, ко второй — комплекс уртитов, фойяитов-луавритов, к третьей — эвдиалитовые луавриты и связанные с ними порфировидные луавриты, пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, к четвертой — комплекс жильных пород (мончикиты и др.).

Содержание Cs в породах варьирует в широких пределах от $0.8 \cdot 10^{-4}$ до $3.10 \cdot 10^{-4}\%$ Cs_2O . Среднее его содержание в породах первого комплекса с учетом их распространения в массиве $0.85 \cdot 10^{-4}$, второго — $1.4 \cdot 10^{-4}$ и третьего — $2.3 \cdot 10^{-4}\%$ Cs_2O . Колебания значений величин K/Cs составляет 13 000—62 000, что обусловлено низким содержанием в породах Cs. Количество Rb, как и Cs, в породах массива увеличивается также от первой интрузивной фазы к третьей. Среднее содержание Rb в породах первой фазы с учетом их распространенности в массиве 0.015, второй — 0.025 и третьей — 0.032%. Величина калиево-рубидиевого отношения уменьшается от пород первой фазы к третьей. Для пород первой интрузивной фазы эта величина равна 301, второй — 198, третьей — 137, что указывает на относительную концентрацию Rb по отношению K к концу магматического процесса. Библ. — 5 назв. (Р. П.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 31.

590. Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Левский Л. К., Овчинникова Г. В. Определение возраста некоторых слюд по рубидий-стронциевому методу. В сб.: Труды 7-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 326—342.

Описана методика определения возраста слюд, применяемая в ЛАГЕД АН СССР. Аналитическое определение Rb и Sr производится масс-спектрометрически с использованием метода изотопного разбавления. Масс-спектрометрическое определение Rb производится с помощью одноленточного источника. Для изотопного анализа Sr также используется двухленточный источник. Произведено сравнительное определение $Rb=Sr$ и $K=Ar$ методами возраста 9 образцов слюд.

Для семи образцов слюд из пегматитовых жил Кольского полуострова величины возраста, определенные по $Rb=Sr$ и $K=Ar$ методам, колеблются в интервале 2000—2400 млн лет. Хорошее схождение данных наблюдается при использовании констант распада $\lambda_{87}Rd=1.39 \cdot 10^{-11}$ год/1, $\lambda_{40}K=5.5 \cdot 10^{-10}$ год/1. В двух случаях наблюдается расхождение между данными $Rb=Sr$ и $K=Ar$ методов, которое вызвано, по-видимому, перекристаллизацией слюд.

Для слюды из пегматитовой жилы Мамского района возраст по соответственно $Rb=Sr$ (420 ± 55 млн лет) и $K=Ar$ ((367 ± 20) млн лет) оказывается более молодым, чем это считалось по геологическим данным. 6 табл. Библ. — 30 назв. (Л. И. А.). РЖ Геол., 1961, № 5, В 64.

591. Гинзбург И. В., Ефремова С. В., Елисеева О. Н., Воловикова И. М. К вопросу о количественно-минеральной классификации гранитоидов. Тезисы докл. БМОИП, т. 65, 1960, отд. геол., т. 35, вып. 4, стр. 142—143.

При составлении предлагаемой классификации гранитоидов использованы данные о количественно-минеральном составе гранитоидов Кольского полуострова. При этом эмпирически наметилась связь между составом гранитоидов, размерами их массивов и составом вмещающих пород (фактический материал в тезисах не приводится).

592. Гинзбург И. В., Белова Е. Н. О гастингситах с малым углом оптических осей. ДАН СССР, 1960, т. 134, № 3, стр. 666—669.

α -Гастингсит из контакта гранито-гнейсов со щелочными гранитами в северо-восточной части Западно-Кейвского интрузива образует мелкие (0.3—0.8 мм) длинностолбчатые кристаллы черного цвета, просвечивающие сине-зеленым в очень тонких срезах.

Приведены и пересчитаны на кристаллохимическую формулу данные химического анализа. Минерал является магнезиально-железистой разновидностью, а не железистой, как обычно у гастингситов с малым $2V$. Порошкограмма не указывает признаков изменения структуры. Специальные рентгенографические исследования различных кристаллов показали моноклинную и ромбическую симметрию. Это объясняется промежуточным положением минерала между моноклинными и ромбическими амфиболами при допущении внутреннего двойникования ячеек и кристаллических индивидов с поворотом на 180° вокруг оси c . Малая распространенность гастингситов с небольшим $2V$ объясняется переходным характером их структуры. Табл. — 2, рис. — 1. Библ. — 16 назв. (А. В. Л.).

593. Гинзбург И. В. О сходстве гранитоидов формаций больших и малых глубин. Автореф. докл. БМОИП, т. 65, 1960, отд. геол., т. 35, вып. 4, стр. 138—139.

Выделяются фазы формирования комплексов гранитоидов Мурманского и Мурманско-Иоканьского массивов, указаны основные процессы минералообразования, обуславливающие смену фаз. Обращено внимание на сходство описанных комплексов с гранитоидами формаций малых глубин из других районов СССР.

594. Гинзбург И. В. Об изменении свойств минералов горных пород в ходе региональной магматической эволюции (на примере гранитных и щелочных пород Кольского полуострова). БМОИП, т. 65, 1960, отд. геол., т. 35, вып. 2, стр. 85—101. Резюме англ.

Детальное изучение оптических свойств породообразующих и акцессорных минералов гранитных и щелочных пород Кольского полуострова проведено для двух щелочноземельных гранитоидных комплексов (Мурманский и Мурманско-Иоканьский массивы), комплекса щелочных гранитов и комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов. Установлено, что не только петрохимические особенности пород, но и оптико-химические свойства минералов могут отражать в своем изменении определенные законо-

мерности магматической эволюции (по крайней мере, в пределах данной петрографической провинции).

Региональная эволюция магматизма на этапе перехода от щелочно-земельных пород к щелочным заключается не столько в накоплении щелочей, сколько в изменении содержания других окислов и смене одних минералов другими. Образование щелочных гранитов обусловлено переломом в эволюции магмы, после которого намечается убыль в породах Al_2O_3 , CaO и MgO за счет обогащения их FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 . Это изменение состава вызывает появление в щелочных гранитах альбита, бедных Al_2O_3 , щелочных амфиболов и пироксенов, а также лепидомелана. Образование фельдшпатоидных пород также связано с резким изменением режима магматической эволюции, при котором наблюдается накопление Na_2O , Al_2O_3 и, отчасти, FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 . В щелочных и нефелиновых сиенитах появляются при этом нефелин, альбит и те же цветные минералы, что и в щелочных гранитах. Представление о неуклонном росте содержания щелочей при переходе от нормальных гранитов к щелочным разновидностям и далее к фельдшпатоидным породам, по-видимому, неверно. Щелочам, как и другим породообразующим окислам, свойственна тенденция накапливаться лишь до известного предела на каждом из крупных эволюционных этапов. При переходе к следующему этапу эта тенденция нарушается. Библ. — 34 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 3, В 258.

595. Г и н з б у р г И. В. Петрографические данные о первично-осадочной природе «порфиroidов» свиты Воронья-Поросозеро на Кольском полуострове. Автореф. докл. БМОИП, 1960, т. 65; отд. геол., т. 35, вып. 4, стр. 143. Q-37-I—III.

При петрографическом исследовании «порфиroidов»¹ автором были обнаружены признаки осадочных пород. Среди них по соотношению кварца и плагиоклаза выделяются кварциты, сланцы и гнейсы. Признаки осадочных пород: а) наличие обломков агрегатного кварца и порфиробласт плагиоклаза; б) образование в этих породах мелко- и крупногалечного конгломерата; в) установление базального соприкосновения и порового цемента пород; г) выявление слоистости по расположению гравийных и псаммитовых обломков кварца, субпараллельному скоплению углеродистого вещества, косой микрослоистости. Сланцеватость подчинена слоистости. Минеральный и спектральный состав этих пород и кристаллических сланцев свиты сходен. (Л. Л. Г.).

596. Г о р б у н о в Г. И. Особенности формирования Печенгского рудного поля. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Докл. II Всесоюзн. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. I, Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 168—177. R-36-XIX, XXV. Работа Кольского фил. АН СССР.

Медно-никелевое рудное поле приурочено к печенгской свите, сложеной основными эффузивами, их туфами, кислыми эффузивами, филлитами, песчаниками, туфогенными сланцами, которые простираются в северо-западном направлении в виде широкой дуги, обращенной выпуклостью к северо-востоку, с падением пород внутрь дуги под углами 30—60°. В центральной части этой дуги, в области максимального прогибания Печенгского синклиория, располагаются все известные месторождения

¹ Автор доклада неверно объединяет под термином «порфиroidы» совершенно различные породы. Позднейшие работы показали, что в группу «порфиroidов» в старом понимании были включены как магматогенные, так и седиментогенные породы. В настоящее время из группы порфиroidов выделены двуслоистые, кварцсерцитовидные сланцы и кварцитовидные породы. Необходимо отметить, что часть этих пород и раньше считались седиментогенными, чего не учитывает автор. Кроме того, для некоторой части пород группы порфиroidов остается ясно определенным магматическое происхождение. (Л. Л. Г.).

и основная масса интрузий. Установлены 3 фазы интрузивной деятельности. Вначале внедрялись габбро-диабазы, не несущие медно-никелевого оруденения, ко второй фазе относится внедрение никеленосных ультраосновных и основных пород и к третьей — формирование даек диабазов, габбро-порфиров, фурчитов, мончикитов. Интрузии первой и второй фаз залегают в виде вытянутых по простиранию пластообразных тел мощностью от нескольких до 600 м и длиной 2000—7000 м. Никеленосные интрузии разделяются на две группы: 1) дифференцированные, сложенные (снизу вверх) серпентинитами (измененными перидотитами), пироксениитами, габбро, монционитовыми габбро, 2) недифференцированные, представленные серпентинитами, реже — габбро. В крупных дифференцированных интрузиях бедное (непромышленное) вкрапленное оруденение приурочено к серпентинитам вблизи нижнего контакта и к габбро вблизи верхнего контакта интрузий. Распространение богатых руд контролируется сложно разветвленной тектонической сдвиговой зоной, простирающейся параллельно напластованию пород печенгской свиты. Рудные тела образовались в тех участках зоны, где она пересекает никеленосные интрузии или идет по их контакту. При отклонении тектонической зоны в филлиты происходит постепенное выклинивание рудного тела и замена его минерализацией кварцпирротинового состава. Большинство месторождений характеризуется пластовой формой рудных тел, вытянутых по простиранию тектонической зоны и оруденелых интрузий. Полости тектонических зон и крупных трещин выполнены сплошными и брекчиевидными рудами. В боках зоны залегают вкрапленные и прожилковые руды, которые преимущественно развиты в серпентинитах, но в небольшом количестве наблюдаются и в филлитах. Рудообразующие минералы представлены пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Интенсивные гидротермальные изменения боковых пород около рудных тел, обилие в рудах кальцита, кварца, серпентина, хлорита, талька — все это свидетельствует о кристаллизации руд в гидротермальных условиях. Вероятно, большая часть сингенетической вкрапленности сульфидов в перидотитах в процессе гидротермального метаморфизма была мобилизована гидротермальными растворами и переотложена в тектонических трещинах. (В. Е.). РЖ Геол., 1961, № 6, Г153.

597. Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 100—119. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9). Q-36-I, II, VII, VIII.

Пегматитовые тела Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова приурочены к полосе распространения верхних свит беломорского комплекса гнейсов. Слюдоносные пегматиты тяготеют к свитам высокоглиноземистых гнейсов плагиоклазового состава, а керамические и комплексные пегматиты — к свитам амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Беломорская пегматитовая провинция имеет резко удлиненную форму и протягивается с юго-востока (район Кандалакши) на северо-запад (район оз. Ковдор) на расстояние свыше 300 км при средней ширине 40—60 км. Выделяют 2 крупных района развития пегматитов — Чупинско-Лоухский и Ениский. В пределах площадей развития благоприятных пород отмечается групповое распределение жил. На примере м-ния Сушки-Селька установлены особенности локализации пегматитовых жил: 1) пространственное распределение, морфология и условия залегания пегматитовых жил контролируется в основном складчатостью вмещающих пород; 2) рудо-контролирующая структура представляет собой антиклинальную складку шириной около 1.8 км; 3) пегматитовые жилы приурочены в основном к своду антиклинали; 4) жильные полости ориентированы перпендику-

лярно к шарниру складки и представляют собой типичные трещины разрыва; 5) однообразная выдержанная в северо-восточном направлении ориентировка шарниров складок и линейных текстур гнейсов свидетельствует о формировании рудоконтролирующей антиклинали в течение единого этапа складкообразования. Основным признаком для выявления закономерностей пространственного размещения пегматитовых узлов Беломорья должно быть выделение антиклинальных складок шириной 2—3 км из общей системы складчатости и их структурное изучение. Библ. — 16 назв. (Н. Г.). РЖ Геол., 1961, № 6, В 336.

598. Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья. В сб.: Геология и петрология докембрия, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 53—77. (Тр. ЛАГЕД, вып. 14).

Изучена антиклиналь, простирающаяся в северо-западном до меридионального направлении. Ее северо-восточное крыло осложнено более мелкими складками двух взаимно перпендикулярных направлений, одно из которых нормально, а второе параллельно простирацию оси антиклинали. Складки второго направления (северо-западного) наиболее интенсивно развиты и относятся к складкам волочения. Эти складки в подавляющем большинстве являются более поздними, чем складки, ориентированные перпендикулярно к ним и к оси антиклинали. Места сопряжения антиклинальных складок двух взаимно перпендикулярных направлений имеют, как правило, куполовидное простое и сложное строение, и в них очень часто сосредоточены пегматитовые жилы. Библ. — 7 назв. Резюме автора. РЖ. Геол., 1961, № 7, А 338.

599. Горстка В. Н., Иванова Т. Н. Геологические особенности и петрографическая характеристика апатит-нефелиновых тел Куэльпора и Поачвумчорра. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 171—187. Q-36-IV, V.

Куэльпорское апатит-нефелиновое тело сходно с другими апатитовыми месторождениями Хибин по форме, строению и характеру слагающих пород. Главными его особенностями являются: 1) залегание на контакте среднезернистых нефелиновых сиенитов и полевошпатовых ийолитов; 2) отсутствие резкого деления на богатую и бедную апатитом зоны; 3) резкое изменение строения тела по простирацию от северной к южной части — в северной части оно сложено полосчатыми апатитовыми породами, а в южной — брекчиевидными (полевошпатовый ийолит с ксенолитами полосчатых апатитовых пород).

Формирование тела происходило в 2 фазы: 1) полосчатые апатитовые породы; 2) полевошпатовый апатитсодержащий ийолит (брекчия). Апатит-нефелиновое тело представляет собой линзу, мощность которой по простирацию не выдерживается. Возможно, вскрыта лишь верхняя его часть.

Поачвумчоррские апатитовые тела жилородобы, в контакте с вмещающими породами (рисчорритами) обычная сфеновая зона отсутствует, местами сфен развит в контакте. Апатитовые тела Поачвумчорра резко отличаются от тел других месторождений района. Среди апатит-нефелиновых месторождений Хибин выделены 2 генетические группы: магматическая, приуроченная к одному коническому разлому (основная дуга), и метасоматическая, приуроченная к параллельным более мелким разломам (группа Поачвумчоррских тел). 6 рис. Библ. — 9 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 279.

600. Граве М. К. Рельеф области развития доледниковой коры выветривания к югу от Хибин и признаки древнего карста. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 160—171. Q-36-IV. В пределах района с севера на юг выделяются три полосы.

1. Предгорья Хибинского массива. Сложены альбито-хлоритовыми сланцами и эффузивами свиты имандра-варзуга со структурно-денудационным рельефом грядовых возвышенностей. Кора выветривания сохранилась ограниченно вследствие экзарации покровным ледником.

2. Ледниково-аккумулятивная равнина на породах свиты имандра-варзуга и архейских гнейсах. Грядовой рельеф не вполне совпадает с простираем пород и образован мореной. Отмечается хорошая сохранность доледниковой коры выветривания.

3. Между этими полосами выделяется продольное понижение, в геологическом отношении соответствующее линзе известково-доломитовых пород, расположенных среди сланцев свиты имандра-варзуга. В пределах понижения вытянуты небольшие грядовые возвышенности и имеется значительное количество озер; водотоки имеют субширотное направление вдоль депрессии. К последней приурочена наиболее глубоко проработанная хорошо сохранившаяся кора выветривания с развитым профилем, перекрытая мореной.

По условиям залегания кора выветривания разделяется на площадную *in situ*, переотложенную и имеющую локальное распространение на известняках и доломитах в депрессиях, напоминающих карстовые воронки. Ненарушенная кора выветривания имеет мощность свыше 22 м. В ней выделено три зоны и дана их литологоминералогическая характеристика: 1) верхняя — зона окремнения (с халцедоном и каолинитом), 2) средняя — глинистая зона (преобладают гидрохлорит и каолинит) и 3) нижняя — зона дезинтеграции (с гидрохлоритом и гидрослюдами). Разрезы коры выветривания на участках предполагаемого развития карста характеризуются отсутствием ясной зональности, скоплением местного выщелоченного материала типа карстовой брекчии и распространением красных глин.

В период развития этого древнего карста, до начала оледенения, на Кольском полуострове существовали более благоприятные климатические условия.

Особенности рельефа района объясняются развитием площадной коры выветривания и наличием карста на карбонатных породах. В восточной части территории можно ожидать наличия известняков и доломитов, скрытых под мореной. Библ. — 4 назв. (М. К. Г.). См. также РЖ Геол., 1962, № 8, Г 34.

601. Григорович М. Б. Новые эффективные виды строительных материалов и их сырьевая база. Разведка и охрана недр, 1960, № 8, стр. 63—64. Q-36-I.

На Кольском полуострове выявлены крупные ресурсы вермикулита. Ковдорское месторождение по запасам не уступает всемирно известным залежам Либи (США) и Лулекоп (Южная Африка). На базе этого месторождения могут быть созданы значительно более мощные предприятия, чем это намечается.

Генезис вермикулита изучен недостаточно. Заслуживает специального исследования возможность выявления на глубине промышленных скоплений негидратизированного флогопита. (А. П. А.).

602. Гусева А. Н., Холодков Ю. И. О составе органического вещества в породах Ловозерского интрузивного массива. Новости нефтяной техники Гос. научн.-иссл. ин-та научн. и технич. информации. Геология, 1960, № 6, стр. 40—41. Q-36-V, VI.

Приводятся результаты изучения химического состава «битумов», обнаруженных как в изверженных породах Ловозерского массива, так и во вмещающих метаморфизованных осадочных породах. Были исследованы хлороформные экстракты из луавритов, фойяитов, уртитов, туфогенных пород и метаморфизованного песчаника, а также проведен люминесцентно-битуминологический анализ. Приводится таблица характеристик

компонентного и элементарного состава экстрактов органического вещества из пород Ловозерского массива. Органическое вещество в породах Ловозерского массива не связано с формированием интрузий, так как по составу является «молодым» образованием, близким к живому веществу. Основная его часть состоит из жирового материала с примесью углеводного. Появление этого вещества в породах связано, по-видимому, с подземными водами. Библ. — 4 назв. (М. Е. О.).

603. Гусева А. Н., Красильникова М. П. О составе органического вещества в породах Хибинского щелочного массива. Вестн. МГУ, 1960, сер. 4, Геология, № 2, стр. 68—69. Q-36-IV, V.

Приведены результаты исследования распределения и состава органического вещества в породах Хибинского массива и во вмещающих породах. В тех и других содержание его колеблется от 0 до 0.0006%, возрастая в единичных образцах до 0.002%. Изверженные породы содержат битума больше, чем вмещающие. Основная часть органического вещества представлена воском и жировым материалом. Такой состав позволяет рассматривать это вещество как реликт отмирающих организмов, попадающих в породы с подземными водами, дренирующими массив.

Органические вещества относятся к наземным образованиям, а не имеют магматическое происхождение. Библ. — 2 назв. (Т. Н. И.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, Г 386.

604. Дагелайский В. Б. Об анатексисе глиноземистых гнейсов. В сб.: Геология и петрология докембрия, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 121—129. (Тр. ЛАГЕД, вып. 11). Q-37-VII.

В центральной части Кольского полуострова (оз. Репьявр) анатектические явления наблюдаются на контакте гипабиссальной диабазовой дайки палеозойского возраста с высокоглиноземистыми силлиманитогранато-биотитовыми гнейсами протерозоя (?).

Состав исходных гнейсов: плагиоклаз (55—56% анортита), кварц, биотит, гранат, силлиманит. Состав дайки: пироксены ромбический и моноклинный, плагиоклаз (52—54% анортита), железистая слюда, амфибол.

В состав анатектитовой породы входят кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гранат, биотит, гиперстен, шпинель, силлиманит, магнетит. Вторичные: мусковит, эпидот. Акцессорный — циркон.

При анатексисе происходит выплавление кварц-полевошпатовой эвтектики. Биотит разлагается на гиперстен, шпинель и калиевый полевой шпат с выделением магнетита и воды. Образование биотита, совместное существование шести минералов+вода, как минеральная фаза, говорят о неравновесности системы, поскольку полное число компонентов в ней равно только шести.

Решающим фактором анатектических изменений была температура в интервале 700—800°. Фактор глубинности в данном случае является проблематичным. Библ. — 7 назв. (Л. А. В.).

605. Дорфман М. Д. Линейная (трещинная) кора выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр. В сб.: Кора выветривания, вып. 3, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 219—245. Q-36-IV, V.

В Хибинском массиве широко распространены зоны разломов. На горе Юкспор в пределах толщи якупирангит-уртитовых пород встречено 22 зоны разлома, вдоль которых породы подверглись интенсивному выветриванию.

Геологическое положение зон измененных пород дает основание выделить среди них 2 типа — крутопадающие и пологопадающие. Первые наиболее распространены, имеют большую мощность и раздувы причудливой формы. Пологопадающие зоны — это система ветвящихся трещин разной мощности. Зоны разломов имеют зональное строение; их части, близкие к дневной поверхности, характеризуются наибольшей степенью

изменения первичных минералов. В зонах трещинной коры выветривания распространен ряд характерных минералов.

1. Калиевая гидрослюда — преобладающий минерал крутопадающих зон выветривания; образуется по нефелину, по цвету и содержанию К выделяются три разновидности.

2. Монтмориллонит — наиболее широко распространен в пологопадающих зонах выветривания; образуется по нефелину, гидрослуде, бейделлиту, цеолитам. Для монтмориллонита типично постоянное содержание щелочей, преимущественно К.

3. Сапонит — встречен вблизи пересечения зон разлома с Mg-содержащими дайками мончикита или тингуайта.

4. Магнийевый бейделлит — распространен в пологопадающих зонах выветривания. Является минералом преобразования нефелина.

5. Нонтронит — образуется по эгирин-авгиту и встречается вдали от дневной поверхности в крутопадающих зонах выветривания.

6. Цеолиты — филлипсит, томсонит и реже натролит — постоянно присутствуют в пологопадающих зонах выветривания, в наиболее глубоких их частях. Обычно выделяются в виде кристаллов, но встречаются и скрытокристаллические агрегаты. В иных физико-химических условиях цеолиты неустойчивы и замещаются монтмориллонитом, гиббситом и халцедоном.

7. Гидрогематит — конечный продукт изменения эгирин-авгита, широко развитый в крутопадающих зонах выветривания. Тесно ассоциирует с халцедоном и кварцем.

8. Халцедон выделен в три разновидности, встречающиеся в круто- или пологопадающих зонах выветривания.

9. Анатаз — образуется при изменении сфена в крутопадающих зонах выветривания.

10. Гиббсит — образуется при разложении цеолитов одновременно с монтмориллонитом и халцедоном.

Возраст линейной коры выветривания определяется как доледниковый.

Табл. — 9. Библ. — 17 назв. (Л. В. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 6, В 34.

606. Дудкин О. Б. О механизме образования пленок и примазок на Хибинском апатите в условиях гипергенезиса. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960, стр. 572—576. Q-36-IV, V. Работа Кольского фил. АН СССР.

Детально изучены пленки гипергенных минералов на зернах апатита. Бурые пленки представлены гетитом или гидрогетитом. Бесцветные пленки и примазки сложены монтмориллонитом, который способствует закреплению мелких механических и коллоидных частиц гидроксидов Fe на поверхности апатита. Несущие на своей поверхности отрицательный заряд, коллоидные частицы монтмориллонита активно взаимодействуют с поверхностью апатитовых зерен, закрепляясь на ней адсорбционными и хемогенными силами. На глинистые примазки могут налипать гидроокислы Fe. Библ. — 9 назв. (Н. Р.). РЖ Геол., 1961, № 9, В 50.

607. Дудкин О. Б., Денисов А. П. [Об изменении параметров элементарной ячейки апатита и его физических свойств при изоморфном замещении в нем кальция стронцием и редкоземельными элементами. Аннотации докл.] Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960, стр. 615.

Установлена прямолинейная зависимость параметров a_0 и c_0 апатита от суммарного содержания редкоземельных элементов и окиси Sr.

608. Духанина В. И. Закономерности распространения и формирования грунтовых вод Русской равнины. В сб.: Проблемы гидрогеологии.

Докл. к собр. Междунар. ассоциации гидрогеологов. М., Гостеолтехиздат, 1960, стр. 62—68. Резюме англ.

На основе карты грунтовых вод европейской части СССР мелкого масштаба, составленной ВСЕГИНГЕО, предлагается новая схема зональности грунтовых вод. В ней выделяется 8 зон грунтовых вод. К первой зоне отнесены «надмерзлотные воды тундры Севера и неглубокие воды тундр Кольского полуострова». Последние широко развиты в покровных отложениях песчанистой морены и в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород. Для них характерно неглубокое залегание (0—5 м), низкая температура (1—3°), малая минерализация (40—60 мг/л), гидрокарбонатный состав с большим содержанием гумуса и кремневой кислоты, слабые притоки в скважины и колодцы.

Во вторую зону отнесены «грунтовые воды области молодого ледникового рельефа последнего оледенения». Это зона избыточного увлажнения с преобладанием в северной ее части тайги, а в южной — смешанных лесов. Зона включает различные типы вод. Среди них выделяются «трещинные грунтовые воды Тимана и Кольского полуострова, заключенные в различных кристаллических докембрийских и осадочных палеозойских отложениях». Указывается, что они еще недостаточно изучены.

Приводится карта-схема зональности грунтовых вод Русской равнины. (М. Д. М.).

609. Е г о р о в Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных—щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 1, стр. 108—111.

Работа дискуссионная по поводу статьи Л. С. Бородина (Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 5) и критики ее Н. А. Вологовской и А. А. Кухаренко (Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 3). Отвергается концепция Л. С. Бородина о панметасоматическом генезисе нефелиновых пород, но признается справедливость его утверждений о значительном масштабе проявлений нефелинизации в комплексах ультраосновных—щелочных пород. По наблюдениям автора, проведенным на массивах северной части Сибирской платформы, нефелинизацию следует относить к проявлениям метасоматоза магматической стадии и в этом смысле сопоставлять с процессом фенитизации. Подтверждается идея Л. С. Бородина о наличии процессов железомagneзиально-кальциевого метасоматоза при нефелинизации пироксенитов. Однако мелилитовые породы и карбонатиты возникают не только в результате подобных процессов. Указывается на отсутствие в Меймеча-Катуйском районе прямой связи карбонатитовых тел с метасоматическими нефелино-пироксеновыми породами.

По-видимому, образование карбонатитов может происходить как в результате метасоматоза (Л. С. Бородин, Е. М. Эпштейн и др.), так и в результате внедрения карбонатитового расплава (О. Ф. Таттл, автор и др.). При определении самого термина «карбонатит» отвергается предложение Л. С. Бородина и предлагается пользоваться более общим определением В. Т. Пикоры. Вероятно, карбонатиты могут являться такими же интрузивными телами, как пироксениты и ийолит-мельтейгиты, но карбонатиты обычно сильно изменяются на последующих этапах развития (пневматолитическом и гидротермальном). В частности, при этом происходят различные структурно-текстурные изменения и обогащение их редкими элементами.

Утверждение Н. А. Вологовской и А. А. Кухаренко об отсутствии в массивах Кольского полуострова нефелинизированных пироксенитов подвергается сомнению на основании, например, данных Б. М. Куплетского по массиву Африканда. Библ. — 9 назв. (Ю. М. К.).

610. Е л и с е е в Н. А. Петрология и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий Кольского полуострова. В сб.: Маг-

матизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 391—394.

Никеленосные интрузии Кольского полуострова представлены дифференцированными первичнорасслоенными телами, в лежащем боку которых преобладают оливиниты и перидотиты, а висячем — нориты или габбро. Оруденение сульфидных медно-никелевых месторождений может быть первичным и вторичным. Первичные сульфиды образуются из остаточных гидротермальных растворов при кристаллизации ультраосновных и основных пород. Первичная сульфидная вкрапленность является источником Cu и Ni и для переотложенных, вторичных руд. Переотложение сульфидов связано с расщелачиванием вмещающих пород и сопровождается оталькованием, хлоритизацией и карбонатизацией последних. Процессы переотложения сульфидов сопровождаются рудным (сульфидным) метасоматозом. Особенностью рудных метасоматитов является хорошая сохранность реликтовых структур, позволяющих судить о первичном минералогическом составе и структуре исходных перидотитов. Наиболее богатые месторождения приурочены к мощным тектоническим зонам типа сдвигов. В соответствии с генезисом оруденения различают сингенетический и эпигенетический типы месторождений; последний тип в промышленном отношении является более ценным, (Л. Л.). РЖ Геол., 1962, № 2, Д 159.

611. Е л и с е е в Н. А. Ультраосновные и основные интрузии Кольского полуострова. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 174—182. Резюме англ.

На Кольском полуострове выделяется пять групп ультраосновных и основных интрузий.

1. Нижнеархейские (доорогенные, синорогенные и посторогенные), как правило, интенсивно метаморфизованные.

2. Верхнеархейские — друзиты Беломорья, породы районов Нотозера, Туадаш и Сальных тундр, Хлебной вараки, Ловно-озера, Кандалакши и Порей губы.

3. Нижнепротерозойские, предположительно образовавшиеся в условиях формирования посткарельских складчатых областей, Главного хребта (тундры Лосевая, Сальная, Монча и Чуна), района Нотозера, бассейна р. Цаги, массивов Кандалакшских и Колвицких тундр, Кейв и бассейнов рр. Варзуги, Стрельны, Пялицы и Ондомских озер. В отличие от интрузий четвертой группы эти породы пересекаются интрузиями гранитов.

4. Верхнепротерозойские, формировавшиеся предположительно во вторую фазу посткарельского диастрофизма: интрузии Мончи, Печенги, Федоровой тундры, Панских высот, Застейд, Падос-тундры и др. Приведены данные новейших исследований интрузивных тел Мончи, Печенги и Федоровой тундры, несущих сульфидное оруденение.

5. Палеозойские интрузии ультраосновных и щелочных пород, включающие две самостоятельные возрастные подгруппы — посткарельскую и палеозойскую. К первой относятся ультраосновные и щелочные интрузии Гремяха-Вырмес, щелочные граниты Кейв, массивы Елетьозера, ко второй — массив Африканда, Озерная и Лесная вараки, Большой Ковдорский, Вуориярви и др. Характерной особенностью эволюции магматизма на Кольском полуострове явилось широкое развитие щелочных пород (связанных с ультраосновными) в заключительные этапы магматизма в платформенных условиях. Библ. — 7 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 273.

612. Елисеев Э. Н., Волкова М. И., Денисов А. П. Влияние изоморфных замещений на размеры элементарной ячейки апатита. Вестн. ЛГУ, 1960, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1, стр. 48—53. Резюме англ.

Изучено 13 образцов хибинских апатитов. При замещении Са крупными катионами — Sr и TR — происходит увеличение всех параметров и объема элементарной ячейки (при условии относительного постоянства состава аниона). С увеличением размера катиона отношение c_0/a_0 остается неизменным; при изменении размеров аниона отношение c_0/a_0 изменяется: замещение F крупными анионами — OH или Cl — приводит к возрастанию значения a_0 , тогда как c_0 уменьшается. Различиями положения катионов и анионов в структуре апатита объясняется влияние их изоморфных замещений на размеры ячейки. Библ. — 11 назв. (Л. П. Ц.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 214.

613. Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И., Юдин Б. А. Оливин в ультраосновных и основных породах Кольского полуострова. Вестн. ЛГУ, 1960, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 5—14. Резюме англ. Q-36-III, VI, R-36-XXXIII.

Приводятся анализы оливина интрузивных основных и ультраосновных горных пород: 5 из никеленосного плутона Монче-гундры и 4 из интрузий с титаномагнетитовым оруденением — плутона Гремяха-Вырмес и массива в районе р. Цаги. Обращает на себя внимание резкое увеличение содержания Mn в оливине с большим количеством Fe; Mn приурочен к несколько более поздним железистым оливинам.

Выявляется приуроченность сульфидных медно-никелевых месторождений к интрузиям с маложелезистыми оливинами. Титаномагнетитовое с ильменитом оруденение приурочено к богатым Fe породам с более железистым оливином. Если ультраосновные интрузии четко дифференцированы и имеют резко меняющееся соотношение Fe и Mg, то хорошо видна зональность распределения различных руд. Наличие железистых оливинов в дифференцированных интрузиях может служить поисковым признаком на титаномагнетитовые с ильменитом руды магматогенного происхождения.

Изменения в составе ультраосновных и основных пород оказывают влияние на состав приуроченных к ним сульфидных медно-никелевых руд: 1) Mn накапливается в оливине в связи с увеличением его железистости; 2) состав оливина изменчив в зависимости от стадии дифференциации интрузивных тел; 3) состав ультраосновных интрузий меняется вместе с характером приуроченного к ним оруденения; 4) минералогический состав сульфидных медно-никелевых руд зависит от состава вмещающих горных пород; 5) в природных условиях имеет место непрерывный изоморфизм для ряда минералов фостерит—фаялит. Рис. — 2. Библ. — 14 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 285.

614. Еськова Е. М. Основные черты геохимии ниобия и тантала в нефелиновых сиенитах СССР. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 101—109. Резюме англ.

В СССР известно около 30 мелких и крупных массивов нефелиновых сиенитов. Большинство массивов сформировано в среднепалеозойское время (D—C). По составу это миаскитовые и агпайтовы нефелиновые сиениты. Среднее содержание Nb в массивах колеблется от 0.010 до 0.090%, причем в большинстве из них оно ниже кларковой величины. Отношение Nb/Ta имеет тот же порядок (12.0—20.5), что для ультраосновных, основных и кислых пород.

В массивах нефелиновых сиенитов СССР Nb и Ta имеют крайне неравномерное распределение. Средние содержания Nb и Ta в пегматитах, альби-

татах и поздних гидротермальных (кальцитовых) жилах в несколько раз выше их содержаний в материнских породах.

Химическими анализами Nb установлен в 55 минералах нефелиновых сиенитов и генетически связанных с ними жильных образований, а Ta только в 25. Из этого числа свыше 40 присутствуют в агпаитовых нефелиновых сиенитах и их пегматитах и около 20 — в миаскитовых. Nb и Ta концентрируются в титановых, циркониевых и титансодержащих минералах. В настоящее время известно 13 собственно ниобиевых минералов. Танталовые минералы отсутствуют. Геохимия Nb и Ta в массивах агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов различна: в агпаитовых сиенитах Nb и Ta не образуют собственных минералов и концентрируются в минералах Ti и Zr; в миаскитовых Nb всегда образует самостоятельные минералы наряду с концентрацией в титановых и циркониевых минералах. Большую роль при миграции Nb и Ta имеют абсолютная и относительная концентрации этих элементов, а также общий химизм щелочной магмы и различные пределы изоморфизма Nb и Ta с Ti и Zr.

Повышенные и промышленные концентрации Nb и Ta в массивах нефелиновых сиенитов наблюдаются в магматических, пегматитовых, пневматолито-гидротермальных и экзогенных образованиях. Ведущими факторами повышенной концентрации Nb и Ta является кристаллизационная и эманационная дифференциация. 2 табл. Библиография — 11 назв. (Л. А. С.).

615. Жук — Почекотов К. А. Альбитовые образования северо-восточной части Хибинского массива и связанная с ними редкометалльная минерализация. В сб.: Краткие сообщения по научно-исследовательским работам за 1959 год, вып. 1, М., 1960, стр. 22—25. Q-36-IV, V.

В северо-восточной части Хибинского массива широко развиты процессы альбитизации, которой подвергаются как породы массива, так и вмещающие их гранито-гнейсы и гнейсы. С процессом альбитизации связано образование эгирин-полевошпатовых жил с альбитом. В жильных телах, измененных гранитах и гнейсах в небольшом количестве содержатся редкометалльные минералы, только в отдельных случаях образуя повышенные концентрации. Наибольшим развитием пользуются эвдиалит, ловчоррит и ринколит.

Здесь же развиваются несколько иные альбитовые образования, более молодые по возрасту, обладающие кавернозным строением и окрашенные гидроокислами Fe. В этих образованиях найден ильменорутил (описывается в Хибинах впервые). Приводится полный химический анализ минерала. (Л. А. С.).

616. Зискинд М. С., Терновой В. С. Месторождения вермикулита Кольского полуострова. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1960, стр. 128—149. Q-36-I, III, IV, VII.

Месторождения вермикулита на Кольском полуострове пространственно и генетически связаны главным образом с интрузиями ультраосновных и щелочных пород центрального типа. Возраст их определяется как палеозойский (каледонский). Наиболее изучено в настоящее время Ковдорское месторождение. Вермикулит здесь в основном приурочен к разрушенным зонам ультраосновных пород (оливинитов, перидотитов, пироксенитов) и щелочных пироксенитов (якупирангитов). Общая площадь этих пород составляет 25 км². Вермикулит рассеян в виде отдельных табличек и чешуек, образующих иногда неправильные гнездообразные и жиллообразные скопления различных размеров. Содержание его колеблется от долей процента до 20—30% (400—600 кг/м³), размеры — от мельчайших пылеобразных частиц до 20—30 см в поперечнике. Основная масса представлена частицами мельче 3 мм. В целом Ковдорский массив представляет единое крупное месторождение вермикулита. Запасы

вермикулита крупнее 0.5 мм на разведанном северо-восточном участке на глубину в среднем 40 м составляют 2 млн т, а фракции менее 0.5 мм — 1 млн т. Общие запасы по всему Ковдорскому месторождению до глубины 40—50 м ориентировочно оцениваются в 40—50 млн т.

Африканское месторождение расположено непосредственно у ст. Африканда. Наибольший интерес как по содержанию вермикулита, так и по условиям разработки представляет окаймляющая массив ультраосновных и щелочных пород периферическая зона. Качество вермикулита весьма высокое. Общие запасы месторождения до глубины 20—30 м оцениваются порядка 2—3 млн т. Изученный вермикулит находит применение как тепло- и звукоизоляционный материал. Библ. — 27 назв. (С. Ш.). РЖ Геол., 1961, № 6, Г 253.

617. Золотарев Б. П. Акцессорные минералы некоторых массивов ультраосновного—щелочного комплекса Кольского полуострова. В сб.: Вторая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, Тезисы докл., М., 1960, стр. 13—14. Q-36-III, VII, Q-35-XII.

В породах массивов Африканда, Вуориярви и Салланлатва найдены следующие минералы, не отмечавшиеся ранее: рамзаит, нептунит, астрофиллит, перовскит, торит, циркон, бадделейт.

Перовскит является одним из наиболее распространенных минералов. В ультраосновных породах он выделяется до стадии нефелинизации.

Акцессорные минералы в породах развиты неравномерно из-за широкого распространения постмагматических процессов. При использовании цифр среднего арифметического содержания минералов эта неравномерность приводит к ошибкам. Для получения приемлемых результатов предлагается применять методы математической статистики, особенно дисперсионный анализ содержаний. (Ю. М. К.).

618. Иванов А. А., Смирнова В. С. Памяти Александра Семеновича Амеландова. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 26, стр. 143—146.

619. Иванов А. М. Материалы к геологии северо-восточной части Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 7—28. Q-37-III, IV, R-37-XXXIII, XXXIV.

Наиболее древними породами на территории, прилегающей к оз. Почеръявр,¹ являются биотитовые гнейсы и амфиболиты, образующие ксенолиты в олигоклазовых гранитах и диоритах. Из пород архея преимущественно развиты диориты, олигоклазовые и микроклиновые граниты, амфиболиты. Основная масса диоритов генетически связывается с олигоклазовыми гранитами и рассматривается как своеобразная фациальная разновидность, обусловленная явлениями дифференциации магмы. На исследованной территории широко развиты мигматитовые микроклиновые граниты по диоритам и олигоклазовым гранитам. Вместе с мигматизацией под влиянием микроклиновых гранитов во вмещающих породах в больших масштабах происходили процессы кварцевого и калиевого метасоматоза, обусловившие образование пород смешанного состава. Наблюдается также ассимиляция вмещающих пород микроклиновыми гранитами. Предполагается образование микроклиновых гранитов (или части их) из магматического расплава. Выявлено широкое развитие молодых основных пород, образующих 3 крупных дайкоподобных тела, объединяемых в единый массив, и серии более мелких даек, сопровождающих последний. Для геологического строения района характерны крупные разломы северо-восточного и почти широтного направления. Библ. — 10 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1961, № 11, В 390.

¹ В тексте допущена опечатка. Следует читать Погелявр.

620. И в а н о в Н. В. Распределение минералов в породах комплекса фоййитов—уртитов—луавритов Ловозерского плутона. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, Изд. АН СССР, 1960, М., стр. 150—160. Q-36-V, VI.

Подчеркивается ассиметричность строения комплекса фоййитов—уртитов—луавритов. Верхняя часть его сложена многократно повторяющимися трехчленными пачками фоййит—уртит—луаврит. Ниже появляются пачки фоййит—луаврит. Наряду с этим чередованием намечается и ритмичность в крупном плане — чередование частей комплекса.

Разнообразие пород обусловлено количественными изменениями минерального состава: каликатровых полевых шпатов, нефелина, эгирина, арфведсонита, эвдиалита, мурманита, ломоносовита, лампрофиллита и др. В результате сопоставления суммарных мощностей слоев пород и доли этих пород в разрезе, а также процентного содержания минералов и оксидов в породах и структурных единицах, делается вывод о ритмичном закономерном характере изменения в распределении минералов по мощности рассматриваемой интрузии. Суммарное содержание тяжелых минералов — эгирина и арфведсонита сверху вниз возрастает, нефелина и полевого шпата падает. Повышенная концентрация апатита и титанатов наблюдается в сравнительно лейкократовых породах.

Изменение количественного соотношения минералов связано с кристаллизационной дифференциацией, обусловленной следующими факторами: 1) составом расплава, 2) температурным режимом формирования интрузии, 3) последовательностью выделения минералов, 4) вероятно, движением кристаллизующейся суспензии и 5) проявлением гравитационного эффекта (ведущий фактор).

Интрузия комплекса сложена двумя структурными единицами. Часть нижней единицы не вскрыта, общая мощность тела близка к 1600—1800 м. Вероятно, в состав интрузии входит более двух структурных единиц (до 4—6) суммарной мощностью до 5000 м, причем внизу следует ожидать появления меланократовых пород, а в низах верхней части 2-й единицы уртитовых горизонтов с повышенной концентрацией титанатов и апатита; во второй структурной единице — появления горизонтов с повышенным содержанием апатита, а еще ниже — меланократовых пород с максимальным содержанием тяжелых минералов. Библ. — 11 назв. (С. П. Б.). РЖГеол., 1961, № 3, В 278.

621. И в а н о в Т. Н. Закономерности локализации апатитовых месторождений в Хибинском плутоне. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Докл. 2-й Всесоюз. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Ч. I. Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 158—167. Q-36-IV, V.

В Хибинском щелочном плутоне апатит развит как акцессорный минерал в самых различных магматических комплексах. Известен в пегматитах, а также образует крупные самостоятельные тела. Последние пространственно приурочены к интрузии ийолит-уртитов.

Апатитовых месторождений в Хибинах много. Их можно разделить по форме рудных тел, условиям залегания, составу слагающих пород, взаимоотношению между минералами и характеру самого апатита на две генетически различные группы: магматические и метасоматические. Среди апатито-нефелиновых пород магматических месторождений выделяется ряд разновидностей; пятнистые, пятнисто-полосчатые, брекчиевидные (слагающие зону богатых руд), линзовидно-полосчатые, сетчатые, блоковые (слагающие зону бедных руд).

Рудные тела являются многофазными образованиями. Наиболее ранними по времени оказываются породы, слагающие бедную зону, за ними идут породы, слагающие богатую зону, и самыми молодыми являются

брекчиевидные. Метасоматические месторождения оказываются однофазными жилоподобными образованиями.

В апатито-нефелиновых породах магматического генезиса широко развиты элементы прототектоники — полосатые и линейные текстуры, а также и вторичные наложенные текстуры (пликативные и дизъюнктивные).

Апатито-нефелиновые породы главной массы месторождений образовались из расплава, отвечающего по своим свойствам магме.

Главную роль в их пространственном положении играла тектоника, определившая размещение магматических существенно апатито-нефелиновых магм, а также размещение более молодых интрузий ийолитового состава, которые рвут и взламывают апатито-нефелиновые тела. Библ. — 8 назв. (Т. Н. И.).

622. И в а н о в а Т. Н., К о з л о в Е. К. О дифференциации в горизонтальном направлении основных пород Мончегорского плутона. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 394—398. Дискуссия. Стр. 424—427. Q-36-III.

Асимметричное строение восточной ветви Мончегорского плутона в вертикальном и горизонтальном направлениях с юго-запада на северо-восток обусловлено гравитационно-кинетической дифференциацией родоначальной магмы, происходившей при движении магмы по корневым частям и в полости, занятой в настоящее время массивами Сопча и Нюд-Поаз. РЖ Геол., 1961, № 6, В 296.

623. И л ю х и н В. В., Б е л о в Н. В. Кристаллическая структура ловозерита. ДАН СССР, т. 131, 1960, № 1, стр. 176—179.

Проведено подробное рентгеновское исследование ловозерита (Ловозерский массив), состав которого близок к формуле $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ с добавочным количеством (около полумолекулы) NaOH . Параметры моноклинной ячейки: $a_0=10.48$, $b_0=10.20$, $c_0=7.33 \text{ \AA}$, $\beta=92^\circ 30'$; измеренный уд. в. 2.64, пространственная группа $c=2$; $z=2$. Структура решена с помощью трехмерного синтеза Патерсона и одномерного разреза Харкера вдоль оси y . Уточнение проводилось путем последовательных синтезов электронной плотности для трех основных проекций: центросимметричной xz и двух нецентросимметричных. Приведены таблицы координат атомов, межатомных расстояний и межвалентных углов (фактор достоверности $R_{\text{hol}}=20.2$, $R_{\text{hko}}=19.5$, $R_{\text{okl}}=19.4$).

Структурный мотив представляют собой чередующиеся в направлении обеих диагоналей псевдоквадратной ячейки циркониевые октаэдры и Нативосмивершинники, которые образуют почти точную квадратную сетку (со сторонами около $7.31 \text{ \AA}$). Атомы Si в структуре связаны в радикалы $\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6$. Минерал является четвертым примером после афвиллита, пектолита и $\text{Ca}_2(\text{SiO}_3\text{OH})\text{OH}$ -силикатов, в которых Si непосредственно связан с (OH): $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$.

Сравнение структурного мотива ловозерита с ранее расшифрованной структурой катаплеита $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}(\text{K})$ показало, что расстояние между плоскостями центров катионных слоев равно $7.33 \text{ \AA}$ вместо 5 в катаплеите, что обусловлено удвоением высоты кремнекислородных колец. Изометрическое распределение атомов Zr, O, Na с ослабленным направлением с делает кристалл ловозерита отрицательным, псевдотетрагональным, почти одноосным. Библ. — 15 назв. (С. Р.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 224.

624. И л ю х и н В. В., Б е л о в Н. В. Определение структуры ловозерита из сечений трехмерной функции Патерсона. Кристаллография, т. 5, вып. 2, 1960, стр. 200—217.

Ловозерит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O} \cdot 0.5\text{NaOH}$ — минерал моноклинной сингонии: $a=10.48 \text{ \AA}$, $b=10.20 \text{ \AA}$, $c=7.33 \text{ \AA}$, $\beta=92^\circ 30'$, $z=2$. По погасаниям пространственная группа определяется неоднозначно ($c_{2/m}$, c_m , c_2). На развертках (вайсенбергограммах) выявлено 116 ненулевых отражений hol , 117 — hko и 78 — okl , которые позволили построить 3 основные патерсоновские проекции.

Статистический анализ подтвердил центросимметричное распределение в xz и нецентросимметричное в xy и yz . Распределение интенсивностей по всем рефлексам hkl оказалось также нецентросимметричным. Пространственная группа — C_2 .

Сделана попытка изобразить весь комплекс межатомных векторов с помощью сферы, выполненной в диметрической проекции.

Из проекций электронной плотности были установлены координаты всех базисных атомов. Координаты определяются 41 параметром. Основной мотив структуры ловозерита — это каркас из псевдокубов, в вершинах которых находятся Zr-октаэдры. На находится в семивершиннике или искаженном восьмивершиннике, Zr-октаэдры и Na-полиэдры чередуются вдоль диагонали $[110]$ псевдоквадратной ячейки. Кремнекислородный радикал островного замкнутого типа располагается внутри каждой клетки. Он представляет собой шестерное кольцо из кремнекислородных тетраэдров с формулой $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Часть атомов кислорода замещена группой OH или OH_3 . Формула радикала: $[\text{Si}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_6]^-$. Приводятся межатомные расстояния отдельно по каждому сорту атомов, которые хорошо согласуются с ранее установленными в других силикатах. В ловозерите наблюдается полное соответствие физических свойств минерала с его структурой. Изометрический каркас обуславливает отсутствие спайности. Жидковатые стержни из Na-полиэдров при тяжелых Zr-узлах приводят к неустойчивости минерала. Искажение «куба» по оси c приводит к тому, что оптически минерал определяется одноосным с завышением симметрии до гексагональной или тетрагональной. Библ. — 29 назв. (Е. А. Г.).

625. Итоги и перспективы геологоразведочных работ на теплоизоляционные материалы и легкие заполнители. Сов. геология, 1961, № 8, стр. 139—140. Q-36-I.

К числу теплоизоляционных материалов и легких заполнителей относятся перлит и вермикулит. Благодаря высокой пористости, огнестойкости, незначительному объемному весу они являются весьма эффективными тепло- и звукоизоляционными материалами, а также легкими заполнителями в бетон, используются в качестве фильтров, носителей удобрений и т. п.

Наиболее крупные ресурсы вермикулита выявлены на Кольском полуострове, перспективные запасы которого оцениваются в 50 млн т. Крупное Ковдорское месторождение имеет утвержденные запасы в количестве 2.4 млн т и перспективные — до 25 млн т при среднем содержании вермикулита в породе 10—15%. (В. Н. Б. и В. П. Е.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, Г 314.

626. Кавардин Г. И. К минералогии сплошных титаномagnetитовых руд Цагинского месторождения. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 229—244. Q-36-VI.

Титаномagnetитовое оруденение приурочено к южным и северным частям Цагинского массива габбро-лабрадоритов. Выделяются сплошные и вкрапленные руды. Сплошные руды развиты среди гигантозернистых лейкократовых габбро, образуя тела линзовидной формы. Вкрапленные рудные тела пространственно связаны со среднезернистым габбро и габбро-норитами краевых частей массива, в которых они образуют сингенетиче-

ские пластовые залежи с постепенными переходами и к вмещающим породам.

Минералогический состав руд: титано-магнетит, ильменит, магнетит, пирротин, пентландит и халькопирит. Редко пирит и марказит. Из нерудных минералов: плагиоклаз, оливин, амфиболы, хлорит, гранат, шпинель.

Сплошные титаномагнетитовые руды подразделяются на четыре типа: а) с лабрадоритом, б) с лабрадоритом и оливином, в) с оливином, г) почти без примесей нерудных минералов.

Титаномагнетитовые руды носят комплексный характер и содержат 11% TiO_2 , 0.43 V_2O_5 и более 50% ($Fe_2O_3 + FeO$), относятся к многотитанистому типу руд. Главным рудным минералом является титано-магнетит. Он содержит до 24% ильменита и около 7% шпинели. Общее содержание ильменита не превышает 25%. Руды Цагинского месторождения следует рассматривать в качестве комплексных титаномагнетитовых.

Выделение ильменитовых концентратов из руд крайне затруднительно. Библ. — 3 назв. (М. Г. Ф.).

627. К а в а р д и н Г. И. О сульфидном медно-никелевом рудопроявлении в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л. Изд. АН СССР, 1960, стр. 39—49. Q-36-VI.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов занимает площадь 170 км² и относится к категории первично-расслоенных плутонов с трахитоидными и полосчатыми текстурами слагающих его основных и ультраосновных горных пород.

Ильменит-титаномагнетитовые руды и окружающие их породы несут заметную вкрапленность пирротина, пентландита, халькопирита и пирита. Наиболее богатое сульфидное оруденение в пределах Цагинского титаномагнетитового месторождения приурочено к рудным пироксенитам и сплошным титаномагнетитовым рудам. Тесная пространственная и генетическая связь сульфидного и титаномагнетитового оруденения позволяет говорить о наличии на Кольском полуострове особого типа сульфидного медно-никелевого титаномагнетитового оруденения, приуроченного к основным и ультраосновным породам. Ценные примеси в рудах делают их природнолегированными. Характерной особенностью сульфидного оруденения является высокое отношение Co к Ni (1 : 1). Обнаруживаемые в пределах Цагинского месторождения участки со значительной концентрацией сульфидов свидетельствуют о возможном наличии более богатых медно-никелевых руд в глубинных частях массива. Библ. — 2 назв. (М. Г. Ф.).

628. К а в а р д и н Г. И. Титановое оруденение плутона Гремяха-Вырмес. Автореф. дисс. на соискание уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. Л., 1960, 21 стр. (ЛГУ им. Жданова. Кольский фил. им. С. М. Кирова АН СССР). R-36-XXXIII.

Титановое оруденение в плутоне Гремяха-Вырмес связано с габбро-сиенитами, которые слагают почти всю южную половину и северо-восточную часть сложного многофазного плутона. По времени формирования плутон относится к протерозою. Он залегает почти согласно с направлением простирания вмещающих архейских гнейсов и разбит на ряд блоков крупными сбросами с амплитудой до 1—1.5 км. Первичнорасслоенная интрузия габбро-сиенитов Гремяха-Вырмес относится к трещинным наклонным телам третьей величины. Ее слагают четыре генетические серии пород: габбро и габбро-нориты, перидотит-габбро-анортозиты, перидотит-пуласскиты и жильная серия.

Выделяются шесть последовательных этапов формирования титанового оруденения: 1) раннемагматически-сегрегационный — связан с се-

рией габбро и габбро-норитов и приурочен к лежащему боку интрузии, образуя шпирь различной мощности и протяженности; 2) позднемагматический (фузивный) — связан с серией перидотит-анортозитов и перидотит-пуласкинов, представлен пластообразными и линзовидными залежами среди безрудных пород этой серии; 3) гетеромагматический — пластообразные и жильные тела с согласными и секущими контактами к габброидным породам; 4) пегматитовый — ассоциирует с такситовыми разновидностями габбро- и габбро-норитов; 5) автопневматолитический — представлен мощными мелкокрапленными зонами в измененных щелочных и нормальных габброидах, приуроченных к висячему боку интрузии габбро-сиенитов; 6) дайковый — развит в маломощных дайках микрогаббро.

По текстурным особенностям руды подразделяются на крапленные и сплошные. Содержание в рудах (в вес. %): TiO_2 — 4—25; Fe (суммарное) 20—50; V_2O_5 — 0.7; P_2O_5 — 2.5; Cr_2O_3 — 1.0.

Выделены руды метаморфогенного типа, возникшие за счет преобразования первичномагматических рудосодержащих пород в тектонических зонах.

Приводится описание главных минералов: титано-магнетита, ильменита, оливина, ромбического и моноклинного пироксенов и полевых шпатов. Устанавливается эволюция состава минералов снизу вверх по интрузии: у плагиоклазов — от лабрадора через андезин и олигоклаз к альбиту, у оливина — от хризолита к фаялиту, у ромбического пироксена — от бронзита до феррогиперстена, у моноклиновых пироксенов — от богатого Mg и известью авгита к ферроавгитам с повышенным содержанием геденбергитовой и эгириновой молекул. Для рудно-окисных минералов (титано-магнетита) характерно постепенное обогащение ильменитовой составляющей и обеднение V. Библ. — 6 назв. (Б. А. Ю.).

629. К а д р о в Г. Ф. К вопросу о строении и генезисе пегматитовых жил мыса Пинагорий. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1960, стр. 150—158. R-36-XXVII—XXVIII.

На мысе Пинагорий, представляющем собой крупное месторождение керамического сырья, известно около 100 пегматитовых жил. Форма их линзовидная и плитообразная. Длина — от 200—500 м до 1.3 км, мощность — 0.5—50 м. Жилы залегают согласно с вмещающими их гнейсами кольской серии, крутопадающие, имеют северо-западное простирание. Строение жил и минеральный состав довольно однообразны. Встречаются следующие разновидности: а) плагио-микроклиновый гранит-пегматит полосчатой текстуры является преобладающим над другими разновидностями; б) кварц-микроклиновый пегматит графической, неяснографической, блоковой и пегматоидной структур слагает небольшие жилонподобные зоны, ориентированные вкрест простирания основного гранит-пегматитового тела; в) кварц-мусковитовый и альбитовый замещающие комплексы, метасоматически замещают все перечисленные разновидности пегматита, располагаются в виде прожилков и гнезд на границах блокового кварца, микроклинового, неяснографического пегматита и полосчатого гранит-пегматита.

Формирование пегматитовых жил мыса Пинагорий происходило в три одновременных этапа (первые два — магматические, третий — метасоматический).

1. Внедрение пегматитового материала по трещинам, согласным гнейсовидности вмещающих пород, в результате чего образовались плитообразные тела, сложенные плагио-микроклиновым пегматитом гранит-пегматитовой структуры;

2. Образование кварц-микроклиновых зон пегматита блоковой, неяснографической и графической структуры. Их образование можно объяснить

двойко. Во-первых, путем заполнения трещин отдельности, возникших в ранее сформированном пегматите самостоятельным пегматитовым расплавом, во-вторых, за счет перекристаллизации ранее образованных минеральных агрегатов в условиях большого неоднородного давления.

3. Альбитизация и «грейзенизация» большей части кварц-микроклиновых зон, сопровождающиеся образованием мусковит-кварц-альбитового пегматита. Этот процесс связан со вторичным приоткрыванием трещин на контактах кварц-микроклиновых зон с гранит-пегматитом. 5 рис., 1 табл. (К. А. Н.). См. также РЖ Геол., 1961, № 10, В 315.

630. К а л а ф а т и Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения Беломорской толщи. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 38—58. Q-36-I—III, VII—IX.

Комплекс беломорских парагнейсов нижнего архея расчленяется на 7 разновозрастных свит, внутри которых выделяется 14 горизонтов, объединяющих 50 пачек пород. Основой объединения пород в свиты является их петрографический состав с учетом минерального состава и текстуры, условий залегания, пространственных взаимоотношений свит, внутренней структуры.

Породы беломорского комплекса слагают юго-западное крыло крупной кандалакшской синклинальной складки, сменяющейся к юго-западу Кольско-Карельской антиклиналью. Основная система складчатости осложнена складками второго, третьего и других порядков. Большинство пегматитовых жил приурочено к сложным тектоническим узлам, возникающим в породах II и IV свит. Ениское месторождение наиболее типично для юго-западной части Кольского полуострова. В районе месторождения выделяется 5 систем трещин, выполненных пегматитовыми жилами. Намечена взаимосвязь слюдоносности с геологическими структурами района, устанавливается разновозрастность пегматитов существенно плагиоклазового и микроклинового состава. Выделяется 5 генетических типов пегматита. Пегматитовые жилы Ениского месторождения разделяются на 4 группы. 1 табл., Библ. — 2 назв. (К. А. Н.). См. также РЖ Геол., 1961, № 11, В 346.

631. К а п у с т и н Ю. Л. К минералогии карбонатитов массива Вуориярви. В сб.: Вторая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, Тезисы докл, М., 1960, стр. 9—10. Q-36-VII.

Массив Вуориярви, прорывающий архейские гнейсы, фенитизированные близ контакта, имеет зональное строение: центральная часть его сложена пироксенитами, периферическая — ийолитами. В центральной части обнаружены тела карбонатитов, среди которых выделены 2 типа: 1) ранние, в основном кальцитовые; 2) поздние, преимущественно доломитовые и анкеритовые. В подчиненных количествах обнаружены: в кальцитовых карбонатитах — пироксен, оливин, актинолит, флогопит, магнетит, апатит, пироклор, в доломитовых и анкеритовых — сульфиды, карбонаты и фторкарбонаты редких земель. (Ю. М. К.).

632. К а р п о в Н. Н. Следы послеледниковых тектонических разломов в Хибинских горах. Вестн. МГУ, 1960, сер. V, География, № 4, стр. 61. Q-36-IV—V.

Резкий поворот под углом 90° рр. Айкуайвентйок и Ловчоррйок, сопровождающийся отмиранием древних русел и переход долин ледникового облика в узкие теснины, где полностью отсутствуют следы ледниковой обработки, а русла имеют изменчивое падение, объясняется наличием послеледниковых тектонических разломов по контакту Хибинского плутона с архейскими и протерозойскими породами свиты имандра-варзуга. (А. Ч.). РЖ Геол., № 6, 1961, А 221.

633. Келлер Б. М., Соколов Б. С. Поздний докембрий севера Мурманской области. ДАН СССР, т. 133, 1960, № 5, стр. 1154—1157. R-36-XX—XXII.

В позднедокембрийских отложениях о. Кильдин и полуостровов Рыбачьего и Среднего выделяются две серии.

1. Кильдинская — кварцевые песчаники и глинистые породы; на о. Кильдин — линзы доломитов, содержащих *Collenia* (*Gymnosolen*) *ramsayi* Steinmann, общая мощность 600—700 м. Эта серия сопоставляется с нижним (серым) спарагмитом Норвегии, каратовской серией Урала и сердобской серией Русской платформы.

2. Волоковая — песчаники, аргиллиты и алевролиты мощностью более 220 м, которые сопоставляются с верхним (красным) спарагмитом Норвегии и валдайской серией Русской платформы. Очевидно, части волоковой серии соответствует мотовская свита (перешеек между полуостровами Средним и Рыбачьим). Здесь встречаются линзы конгломератов, считавшихся тиллитами. По мнению авторов, эти конгломераты не являются ледниковыми образованиями, а похожи на глыбовые конгломераты мелового и палеогенового флиша. Стратиграфически они, по-видимому, соответствуют какой-то части волоковой серии. Библ. — 7 назв. (Н. К. и Д. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1961, № 6, Б 18.

634. Келлер Б. М., Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделения. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960, стр. 149—159. Резюме англ. R-36-XX, XXI, XXII.

На основании данных абсолютного возраста и биостратиграфического изучения позднего докембрия подтверждается существование рифейской группы. Приводится характеристика отложений по отдельным регионам.

По аналогии с Тиманом на полуостровах Рыбачьем, Среднем и о. Кильдин выделяются рифейские отложения с двумя сериями: 1) кильдинской — кварцевые и глауконитовые песчаники с прослоями доломитов, мощность 600—650 м и 2) волоковые кварциты с глинистыми сланцами, мощностью 150—200 м. Кильдинская серия сопоставляется с нижним спарагмитом Норвегии, волоковая с верхним спарагмитом. Рифейские отложения несогласно перекрывают кристаллические породы фундамента. Отложения обеих свит относятся к верхнему комплексу рифея. Библ. — 50 назв. (М. Т. К.).

635. Кириченко Л. А. Геологическое строение свиты полмос на Кольском полуострове. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 245—254.

Породы свиты полмос представлены осадочно-вулканогенными образованиями, образующими зону протяженностью 150 км и шириной от сотен метров до 8—10 км.

Описание гнейсов и сланцев полосы приводится без возрастного разделения. Наибольшим распространением пользуются биотитовые гнейсы, среди которых в виде нечетко ограниченных прослоев залегают гранатобиотитовые, мусковито-биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы. Выделяются кианито-ставролит-биотитовые гнейсы. Среди последних описывается своеобразная разновидность «узловатых» гнейсов, в которых биотит образует желваки («узлы»). Сланцы представлены двумя разновидностями: биотито-плагиоклазовой и кварцево-мусковитовой.

В первично-осадочных породах встречаются прослои конгломератов, которые относятся к различным горизонтам. Среди ставролит-биотитовых гнейсов наблюдаются мономиктовые конгломераты. Стратиграфическое значение их неясно. Среди сланцев залегают полимиктовые конгломераты. Эти конгломераты являются межформационными. Своеобразные,

преимущественно гранитные, конгломераты образуют несколько горизонтов в биотитовых гнейсах. Их стратиграфическое значение не установлено. Вулканогенные породы представлены сланцеватыми и полосчатыми амфиболитами, кварцевыми порфирами.

Граниты относятся к двум разновозрастным интрузиям. Более древние из них — олигоклазовые граниты, гнейсо-граниты и гнейсо-диориты. Гальки этих гранитов встречаются в полимиктовых конгломератах. Более молодые — микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты — секут все породы свиты полномос.

В структурном отношении зона состоит из серии параллельных синклинальных и антиклинальных складок. Наиболее интересные по минералогическому составу пегматитовые жилы залегают в амфиболитах или габбро-анортозитах. Генетически пегматитовые жилы связываются с микроклиновыми гранитами.¹ Библ. — 3 назв. (Л. Л. Г.). См. также РЖ Геол., 1961, № 9, В 359.

636. К и с е л е в М. И. Выездная экспертная комиссия о перспективах геофизических работ на никель в районах Кольского полуострова. Бюлл. научн.-техн. информации МГ и ОН СССР, 1960, № 4, стр. 113—114.

Отмечена положительная роль проведенных геофизических работ по выявлению ряда рудоносных участков и перспективных площадей на Кольском полуострове. Недостатками являются слабая геофизическая изученность Кольского полуострова, недостаточное применение новых геофизических методов (вызванной поляризации, амплитуднофазовых измерений, радиоволнового просвечивания и др.), невыработанность рационального комплекса геофизических методов и совершенно недостаточное использование гравirazведки и сейсморазведки. Отмечена необходимость усиления регионально-структурных геофизических исследований в комплексе с геологическими и даны рекомендации по выбору методики исследований. (ТАФ.). РЖ Геол., 1962, № 2, Д 424.

637. К л е н о в а М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд. АН СССР, 1960, 365 стр. Библ. — 333 назв.

Книга освещает геологию берегов Баренцева моря, происхождение его впадины, рельеф дна, физико-географические особенности моря, особенности распределения донных осадков, их минералогический и химический состав, стратификацию осадков для многочисленных участков акватории. См. № 638.

638. К л е н о в а М. В. Геология Баренцева моря. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 10. Морская геология. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 123—131.

Баренцево море занимает особое положение среди шельфовых морей Евразии, будучи расположенным на стыке системы меридиональных разломов Атлантики и широтных разломов южного края Арктического бассейна.

Рельеф дна Баренцева моря сохраняет следы геологических структур разного возраста, начиная с протерозоя. Наиболее древние структуры имеют северо-западное простирание в южной части моря и северо-восточное — в северной его части, а рифейская складчатость протягивается почти широтно. Каледониды в западной части моря вытянуты меридионально и прерываются здесь более молодым Медвежинским желобом. Центральная возвышенность и Гусиная банка также относятся к останцам каледонид, имеющих северо-восточное простирание. Направление герцинид совпадает с направлением наиболее древних структур (см. выше). В целом

¹ С нашей точки зрения, статья неправильно решает вопросы геологии и основана на давно опровергнутых, устаревших материалах. Позже, в 1961 г., самим же Л. А. Кириченко были опровергнуты ошибочные взгляды, выдвигаемые в реферируемой статье. (Л. Л. Г.).

равнина дна Баренцева моря является аналогом Русской платформы, но не прямым ее продолжением. В северной части моря многочисленные разломы создали систему впадин.

Анализ колонок донных отложений (до 70 см длиной) показывает, что тектоническое развитие района было обусловлено последовательной сменной волнообразных движений широтного и меридионального направлений.

Северо-восточный край Русской платформы обрамлен протерозойскими складчатыми сооружениями и ступенчатыми опусканиями на границе моря. 5 карт. Библ. — 22 назв. (В. А. Т.). См. также РЖ Геогр., 1961, № 5, Б 224 и РЖ Геол., 1961, № 7, А 527.

639. К о в а л е в Г. А., Д љ а к о н о в Ю. С. О структурных особенностях вермикулитоподобных минералов с Кольского полуострова. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 4, 1960, стр. 458—460. Q-36-I, III.

Исследованы слюдоподобные пластинки из Лесной варакы и Ковдозерской интрузии с Кольского полуострова, являющиеся продуктом изменения амфибола. Хим. анализ одного из образцов (в вес. %): SiO_2 — 31.96; TiO_2 — 1.17; Al_2O_3 — 14.19; Fe_2O_3 — 5.87; FeO — нет; MgO — 25.71; CaO — 0.13; MnO — 0.14; Na_2O — 0.31; K_2O — 0.02; Cr_2O_3 — нет; H_2O — 9.7; п. п. п. — 11.07; сумма — 100.11. Термическая обработка (нагревание до 800° и последующее медленное охлаждение) и химическая обработка образцов (кипчение измельченных минералов в течение 10—15 мин. в насыщенном растворе BaCl_2) показали уменьшение базального межплоскостного расстояния от 14.4 до 9.3 $\text{\AA}$, что указывает на дегидратацию межслоевых промежутков в структуре этих минералов и образование талькоподобной структуры. После обработки BaCl_2 большинство исследованных минералов обнаруживает неупорядоченные смешанно-слоистые структуры. Вероятно, в межслоевых промежутках существуют бруситовые очаги наряду с обычными для вермикулита постройками из молекул воды, окружающих катионы Mg. Библ. — 5 назв. (Е. Б.). РЖ Геол., 1961, № 6, В 201.

640. К о в а л е в Г. А. Рентгеновское исследование минералов вермикулитовой группы из различных месторождений СССР. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 32, стр. 187. Q-36-I, III.

Проведено рентгеновское изучение гидробиотита и вермикулита различных месторождений СССР, в том числе вермикулита с Кольского полуострова, из массивов Лесной варакы и Ковдозерского.

Установлено, что вермикулиты двух указанных массивов имеют характерные особенности в дифракционной картине, причиной которых является состав обменных катионов. В вермикулите Лесной варакы обменным катионом является Mg, а в вермикулите Ковдозерского массива — Ca. Вследствие того что радиус иона Ca больше радиуса иона Mg, размер элементарной ячейки вермикулита из Ковдозерского массива больше размера элементарной ячейки вермикулита из массива Лесная варакка. (А. П. А.).

641. К о з л о в Е. К. Зависимость состава сульфидной вкрапленности медно-никелевых руд от состава вмещающих пород. (На примере Мончегундры). В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 118—138. Q-36-III.

В состав сульфидной вкрапленности медно-никелевых руд Мончегундры входят пирротин, пентландит, виолларит, халькопирит, пирит, магнетит. На основании проведенного количественно-минералогического анализа вкрапленных сульфидов основных пород Нью, Сопчи и Ниттис-Кумужья-Травяная установлено, что количественные соотношения между сульфидными минералами в разных месторождениях различны. Это свидетельствует о различном соотношении рудных компонентов до начала рудоотложения. Резкие колебания состава отдельных вкрапленников

указывают на первоначальную неоднородность поровых рудных растворов или, что более вероятно, на дифференциацию их в процессе рудоотложения. Гнездовые руды являются производными единых с вкрапленными рудных растворов. В оливинсодержащих породах месторождений Мончи наблюдается относительное повышение содержания пентландита в сульфидной массе. Это объясняется, по-видимому, наличием значительного количества изоморфного Ni в оливине и очень низким его содержанием в ромбических пироксенах. В магматический период реакция между оливином и магмой, дающая пироксен-бронзит, должна возвращать Ni в магму. Миграция его от мест повышенной концентрации была незначительной, что и обусловило накопление Ni в остаточных растворах и повышенное содержание пентландита во вкрапленниках. Библ. — 10 назв. (В. П.). РЖ Геол., 1961, № 10, В 210.

642. К о з л о в Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Докл. II Всесоюз. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Ч. I. Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 142—149.

Рудные поля и сульфидные медно-никелевые месторождения на Кольском полуострове пространственно тесно связаны с основными и ультраосновными интрузивными породами.

Более древними являются интрузии синорогенные, а более молодыми — посторогенные. Первые размещаются в северо-западном районе (Печенга, Ловно, Алла-Аккаярви) и контролируются складчатыми структурами. Посторогенные интрузии располагаются в Мончетундровском и Федоровотундровском районах и контролируются зонами примерно широтных и меридиональных разломов. Библ. — 3 назв. (В. П. Ц.). РЖ, 1961, № 7, Г 144.

643. К о м а р о в А. Г. Определение абсолютного возраста изверженных горных пород по величине их естественного намагничивания. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, стр. 171—182.

Измерение естественного остаточного намагничивания производилось на астатическом магнитометре с чувствительностью 0.15 γ на деление в поле 0.5 э. Величина остаточного термонамагничивания горных пород является функцией структурного состояния (степени раскристаллизованности), которое в свою очередь зависит главным образом от температуры и от скорости охлаждения горной породы.

Изучение естественного остаточного намагничивания более тысячи образцов базальтов, диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов разного возраста показало функциональную зависимость между возрастом эффузивных пород габбро-базальтовой группы и интенсивностью их естественного остаточного намагничивания. Получены два типа зависимости: одна — для базальтов и долеритов, а также диабазов платформ, другая — для диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов геосинклинальных областей. Эти зависимости существенно отличаются друг от друга.

Процесс магнитного и структурного старения горных пород в условиях геосинклинального режима происходит более интенсивно. Для палеозойских диабазов Кольского полуострова данные остаточной намагниченности по 44 образцам изменяются от 0 до $13100 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM и $J_{rcp} = 1600 \times 10^{-6}$ ед. CGSM. Величина максимальной коэрцитивной силы магнетитов Кольского полуострова (докембрийского возраста) меняется от 8 до 14 э по различным литературным источникам. 3 табл. Библ. — 28 назв. (В. А. Т.).

644. К о м а р о в а З. В. Гидрохимический метод поисков в применении к медно-никелевым сульфидным месторождениям Кольского полуострова. Информац. сб. ВИТР, 1960, № 24, стр. 56—62.

Работы проводились ВИТР и СЗГУ в 1957—1958 гг. на двух месторождениях.

Первое приурочено к небольшим интрузиям норитов и габбро-норитов, залегающим среди метаморфизованных диоритов. Интрузия содержит медно-никелевое оруденение вкрапленного и вкрапленно-агрегатного типа. Мощность зоны окисления — не более 1—1.5 м. Участок месторождения покрывают четвертичные отложения мощностью 2—5 м.

Второе месторождение приурочено к крупным пластовым интрузиям основного и ультраосновного состава, согласно залегающим в туфогенно-осадочной толще. Медно-никелевое оруденение вкрапленного типа переходит в брекчиевидное у контакта с вмещающими породами. Четвертичные отложения имеют мощность 10—12 м.

Подземные и поверхностные воды изученных месторождений отличаются очень низкой минерализацией, редко превышающей 100 мг/л. Химический состав вод — гидрокарбонатный, натрокальциевый. На некоторых участках основным анионом подземных вод является сульфат-ион.

Отбор трещинных вод производился главным образом из фонтанирующих скважин. Из нефонтанирующих скважин предварительно производилась откачка. Поверхностные воды опробовались из озер, ручьев и небольших рек (до 50 проб). Расстояние между точками отбора проб определялось близостью рудного тела и составляло от 20 до 200 м.

Грунтовые воды обоих месторождений характеризуются слабокислой реакцией (рН 5—7), причем пониженные значения рН обнаруживаются без видимой связи с оруденением. Фоновые концентрации тяжелых металлов (Ni, Cu, Co) колеблются в пределах от 0 до 2 г/л, аномальные — от 6 до нескольких десятков г/л и в отдельных пробах достигают 160 г/л по Ni для первого участка, аномальные — ниже, чем на первом участке, и достигают по никелю 32 г/л. Фоновые содержания сульфат-иона колеблются в пределах от 0 до 10 мг/л, аномальные значения достигают 140 мг/л. Воды рудного тела отличаются повышенными концентрациями Ni, SO₄ и отчасти Cu. Ореолы Ni в водах уверенно прослеживаются от рудных тел на расстоянии до 50—60 м, сульфат-иона — до первых сотен метров. Для второго месторождения выявилась зависимость концентраций Ni в грунтовых водах от мощности рыхлых отложений над рудными телами. На западном фланге месторождения, где мощность насосов не превышает 10 м, аномальные концентрации Ni составляют 16 г/л; там, где мощность насосов увеличивается до 15 м, концентрация Ni снижается до 6 г/л. Там, где наносы достигают 27 м, значения концентраций Ni приближаются к фоновым. Обращает на себя внимание тот факт, что наименьшее количество Ni в грунтовых водах обнаружено в засушливый период (конец июля — августа), наибольшее — обнаруживается во время весеннего и осеннего паводков.

Поверхностные воды для первого месторождения характеризуются выдержанными значениями рН (от 6.2 до 6.8). Фоновые концентрации элементов-индикаторов в поверхностных водах очень близки к концентрациям в грунтовых водах.

Поверхностные воды второго месторождения характеризуются слабокислой реакцией и более низкими, нежели в грунтовых водах, содержаниями металлов и сульфат-иона как фоновыми, так и аномальными.

Трещинные воды отличаются нейтральной реакцией, низкими концентрациями тяжелых металлов и однообразием химического состава.

Гидрогеохимические работы на сульфидных медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова показали положительные результаты при мощности насосов над рудными телами до 15 м.

Разделение богатых и бедных руд по гидрохимическим аномалиям не представляется возможным. При поисках следует опробовать два типа вод: грунтовые и поверхностные. При опробовании последних наиболее целесообразно использовать мелкие ручьи с незначительным дебитом и небольшой скоростью течения. Опробование следует производить в периоды весеннего и осеннего паводков при наивысшем уровне зеркала грунтовых вод, когда гидрохимические аномалии максимальны. Библ. — 3 назв. (Л. Ф. К.).

645. К о р н и л о в Н. А. Железистые серпентины печенгских сульфидных медно-никелевых месторождений. ДАН СССР, т. 130, 1960, № 6, стр. 1325—1328. R-36-XIX, XXV.

Описываются промежуточные члены ряда серпентин—гриналит в трех морфологических разновидностях: хризотил-асбест, серпофит и антигорит. Частными химическими анализами на Fe_2O_3 , FeO , Al_2O_3 показано, что содержания FeO и Al_2O_3 изменяются в пределах 1—2%, а содержание FeO колеблется от 1.3 до 9.5%. С увеличением содержания FeO во всех разновидностях увеличивается уд. в. и светопреломление. При одном и том же составе наименьшее светопреломление имеет хризотил-асбест, наибольшее — антигорит и промежуточное — серпофит.

Железистые серпентины встречаются в рудных телах эпигенетического типа, в оталькованных зонах близ них, поэтому могут служить дополнительным поисковым признаком. Библ. — 15 назв. (Ж. А. Ф.). РЖ Геол., 1961, № 4, В 179.

646. К о р н и л о в Н. А. О рентгенометрическом определении железисто-магнезиальных хлоритов. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 2, 1960, стр. 160—165.

Рассматривается диагностика минералов группы хлорита по дебаеграммам и отличие их от минералов группы серпентина. Для большинства хлоритов характерен триплет линий в области углов θ 37—40°, состоящий из наиболее интенсивной центральной линии с индексом 060, ограниченной по сторонам менее интенсивными линиями с индексами 137 и 062, а также три дублета ярких линий в интервале θ 21—26°. У серпентинов такого расположения линий в этих областях дебаеграмм не имеется.

Предлагается определение железистости хлоритов по изменению расстояния между двумя отражениями с индексами 137 и 060. Расстояние между этими отражениями (линиями) уменьшается при переходе от магнезиальных к железистым хлоритам. Δd магнезиальных хлоритов изменяется в пределах 0.020—0.040 kx , при этом для пенино-клинохлоровой подгруппы $\Delta d=0.027—0.040$, а для прохлорито-корундофиллитовой — 0.020—0.027 kx . Хлориты магнезиально-железистой группы характеризуются величиной $\Delta d=0.011—0.020$, железистой группы — от 0 до 0.011 kx . Библ. — 9 назв. (А. П. Д.).

647. К р а т ц К. О., Ш у р к и н К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 7—20. Резюме англ.

Беломорский массив, сложенный архейской беломорской серией, разделяет Карельский и Кольский складчатые пояса карелид нижнего и среднего протерозоя. На окраинах щита развиты иотнийские отложения верхнего протерозоя, заполняющие синеклизы. Беломорская серия (архей) состоит из дислоцированных, сильно метаморфизованных (амфиболитовая, частью гранулитовая фаций) гранитизированных геосинклинальных отложений с комагматическими офиолитами («друзиты»), синорогенными гранитоидами, мигматитами с возрастом 1830—2000 млн лет. Региональная мигматизация и гранитизация связаны с главной фазой архей-

ской (беломорской) складчатости, формировавшей Беломорский массив, который в протерозое развивался как субплатформа.

Нижний протерозой делится на 2 отдела: 1) лопский — метаморфизованные эффузивы, слюдяные сланцы, амфиболиты, гнейсы; 2) сумский — метаморфизованные основные эффузивы и сланцевые толщи.

Средний протерозой состоит из трех отделов: 1) сарилийский — конгломераты, песчаники; 2) ятулийский — континентальные терригенные и мелководные сланцево-карбонатные толщи; 3) суйсарский — вулканогенные образования. Средний протерозой слагает наложенные мульды и грабен-синклинали с пологими углами падения пластов; метаморфизован слабо. Библ. — 30 назв. (В. К.). РЖ Геол., 1961, № 7. Б7.

648. К р а т ц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 68—74. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9).

Для восточной части Балтийского щита выделяется три крупных региона:

1) Центральный Беломорский, представляющий собой область архейских складчатых структур (беломориды) ограничивающие первый, 2) Кольский и 3) Карельский регионы, составляющие области протерозойских складчатых структур (карелиды).

Главное внимание уделено истории развития этой территории в протерозое.

В разрезе протерозойских образований Кольского и Карельского регионов выделяется три подгруппы, отражающие главные этапы протерозойской геологической истории: нижняя, средняя и верхняя. (М. Д. П.).

649. К р ы л о в И. Н. О значении строматолитов *Collenia buratica* Maslov для стратиграфии позднекембрийских отложений окраины Русской платформы. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 132—139. Резюме англ.

Изучение строматолитов из рифейских отложений Южного Урала, Тимана и о. Кильдин и сравнение с их видами, описанными с Полюдова кряжа, п-ова Канин и Скандинавии, позволяют сделать вывод, что строматолиты типа *buratica* во всех случаях характеризуют верхнюю часть позднего докембрия, сопоставляемую с каратавской серией (рифей) Южного Урала. Этот вид представляет собою столбчатые, ветвящиеся колонии с субцилиндрическими столбиками, сложенными пологовыпуклыми наслоениями толщиной до 1—2 мм. Столбики имеют гладкую боковую поверхность и четко отделяются от вмещающей породы. Они ветвятся на 2—3, реже на несколько новых столбиков меньшего диаметра, чем первоначальный. Применялась методика точного восстановления формы построек при помощи большого количества параллельных распилов с последующим изображением строматолитовых столбиков в виде объемных блок-диаграмм. Рифейские строматолиты могут иметь большое значение для определения возраста вмещающих пород. Библ. — 23 назв. (И. К.). РЖ Геол., 1961, № 7, Б 312.

650. К у з ь м е н к о М. В. Генетические типы месторождений и рудопроявлений ниобия и тантала. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 142—173.

Формирование месторождений Та и Nb происходит во все эндогенные этапы процессов минералообразования — магматический, позднематматический, пегматитовый, пневматолито-гидротермальный, экзогенный.

Выделяется 5 генетических типов месторождений, которые в зависимости от парагенетических ассоциаций минералов делятся на виды.

1. Магматические месторождения и рудопроявления, включающие 6 видов (из них четыре встречаются на Кольском полуострове): а) нефелиновые сиениты с лопаритом и титано-ниобо-силикатами (Ловозерский щелочной массив); б) нефелиновые сиениты с эвдиалитом (Ловозерский щелочной массив); в) сфен-апатитовые породы (Хибинский щелочной массив); г) оливиновые, пироксеновые и нефелин-пироксеновые породы с перовскитом (Африканда, Ёна, Вуориярви).

2. Позднемагматические автометасоматические месторождения и рудопроявления включают 5 видов. На Кольском полуострове встречаются зоны ослюденения и амфиболизации с титано-магнетитом и кнопитом.

3. Пегматитовые месторождения и рудопроявления состоят из 11 видов. Четыре из них встречаются на Кольском полуострове: а) плагиоклаз-микроклин-слюдавые и субщелочные пегматиты с редкоземельными титано- и таптал-ниобатами (пегматиты южной части Кольского полуострова); б) полевошпат-эгириновые пегматиты с титано-ниобо-силикатами (Ловозерский щелочной массив); в) полевошпат-эгириновые пегматиты с ринколитом и ловчорритом (Хибинский щелочной массив); г) нефелин-пироксеновые пегматиты с титано-магнетитом и кнопитом (Африканда).

4. Пневматолито-гидротермальные месторождения и рудопроявления включают 8 видов, из которых присущи Кольскому полуострову только карбонатиты и карбонатизированные зоны с кнопитом, пироксеном, гатчетолитом и дизаналитом (Африканда, Вуориярви).

5. Экзогенные месторождения включают 7 видов, из которых на Кольском полуострове не встречено ни одного. Библ. — 18 назв. (В. Н. Г.).

651. Кухаренко А. А., Кравцов Я. М. К геохимии циркония и бериллия в ультраосновных щелочных породах. ДАН СССР, т. 134, 1960, № 4, стр. 931—934.

Ультраосновные и щелочные породы Кольского полуострова, принадлежащие к интрузиям центрального типа и относящиеся к нижнепалеозойскому магматическому комплексу, и их минералы изучались на содержание Zr и Be методами полуколичественного спектрального и химического анализов. Главными минералами-концентрами Zr и Be являются пироксены — с ними связывается 70—85% всего Zr и 75—90% всего Be. Среднее содержание Zr и Be в породах описываемых массивов составляет соответственно около 0.035 и 0.0008%, что заметно превышает кларки этих элементов для гранитоидов и почти на порядок выше их кларков для нормальных гипербазитов. Прямолинейная зависимость между содержанием Zr и Be в пироксенах предполагает непосредственную связь этих элементов при изоморфизме. Приводятся возможные схемы изоморфных замещений для Zr и Be в пироксенах, амфиболах, гранатах, сфенах. Указывается, что изоморфная емкость слюд в отношении Zr и Be почти на порядок ниже, чем емкость пироксенов и амфиболов. Следовательно, при процессах постмагматического ослюденения пироксенитов высвобождалось большое количество Zr и Be. Цирконий образовывал собственные минералы (циркон, бадделит, циркелит и др.), а Be в основном сорбировался тонкодисперсными гипергенными минералами (глины, цеолиты и др.). 1 табл. Библ. — 16 назв. (Ю. М. К.).

652. Кухаренко А. А., Орлова М. П. Некоторые вопросы петрологии нижне- и среднепалеозойского комплекса ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 454—457.

Нижне-среднепалеозойский комплекс ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова характеризуется рядом интересных петрологических особенностей. Все они представлены концентрически-зональными телами центрального типа. В пределах интрузий сочетаются

породы двух серий — ультраосновной и ультращелочной. В этот комплекс входит десять массивов, сформированных в несколько фаз и приуроченных к разломам широтного простиранья.

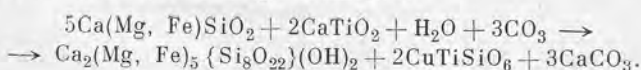
Минералогический состав обеих серий, а также петрохимические и геохимические особенности указывают на образование их из единой недосыщенной кремнекислотной магмы, резко обогащенной Fe, Ca и Ti.

Внедрение щелочной магмы сопровождалось процессами метасоматического изменения как вмещающих архейских гнейсов, так и ультраосновных пород ранних интрузивных фаз. К таким метасоматическим образованиям относятся мелилитовые породы (турьянты), рудные кальцит-сфен-роговообманковые пироксениты, флогопитовые и биотитовые слюдиты и существенно карбонатные породы. Мелилитовые породы приурочены к контактам ийолитов и мельтейгитов с ультраосновными породами.

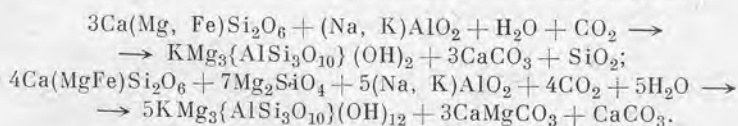
Пироксено-флогопитовые породы, флогопитовые и флогопит-вермикулитовые слюдиты приурочены к зонам интенсивного изменения оливинитов. Флогопит-кнопитовые и флогопит-магнетитовые породы установлены в оторочках оливинитовых блоков (Африканда). К этой же категории должны быть отнесены рудоносные кальцит-сфен-роговообманково-диопсидовые породы (Африканда); амфибол-диопсидовые породы с монтичеллитом (Ковдозерский массив). С амфиболизацией и флогопитизацией неразрывно связано образование карбонатитов (Вуориярви, Ковдор, Себляярв, Лесная варака) и в меньшей степени мельтейгитов и ийолитов (Озерная варака). С карбонатитами связано редкометальное оруденение (циркон, малакон, бадделит, пироклор, циркелит, дизаналит).

Изучение парагенетических минеральных ассоциаций слюдитов, кальцит-сфено-роговообманковых пород и карбонатитов позволяет представить метасоматическое изменение ультраосновных пород по следующей схеме.

«Вибеитовая» реакция в пироксенитах:



«Флогопитовая» реакция в пироксенитах и перидотитах:



В процессе флогопитизации, амфиболизации, вермикулитизации, сфенизации рудных пироксенитов имело место высвобождение значительных количеств редких элементов, миграция их в щелочных и карбонатных растворах и выпадение в виде тех или иных минералов в метасоматических залежах карбонатитов. (А. В. А.).

653. К у х а р е н к о А. А. О геохимии циркония и гафния в ультраосновных—щелочных породах Кольского полуострова. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Аннотация докл. Л., 1960, стр. 116—119.

В сериях магматических пород рассматриваемых комплексов наибольшие средние содержания Zr [Hf] отмечаются для щелочных пироксенитов и мельтейгитов, апатито-форстерито-флогопито-кальцито-магнетитовых пород и некоторых карбонатитов.

Среднее содержание Zr в оливине $\leq 0.003\%$, в вермикулитах и карбонатах $\leq 0.001\%$, в биотитах и флогопитах — 0.1% , в пироксенах — 0.06% , в глиноземистых роговых обманках — 0.085% , в титанистых гранатах и сфенах — 0.04% . Главные концентраторы Zr и Hf — моноклинные пироксены, несущие 70—85% общего количества этих элементов в массивах.

Предложены схемы изоморфизма циркония для пироксенов и амфиболов: $Mg^{+2} [Si^{+4}] \leftarrow Zr^{+4} [Be^{2+}]$, $Ca^{2+}Mg^{2+} [Si^{+4}] \leftarrow NaZr [Al^{3+}]$; для гранатов и сфена: $Ca^{2+}Ti^{4+} \leftarrow Zr^{4+} (Mg, Fe)^{2+}$.

В породах постмагматического этапа Zr(Hf) присутствует в виде самостоятельных минералов: бадделита, β -бадделита (тетрагонального), циркелита, циркона и малакона.

Отношение Zr/Hf в процессе формирования массивов закономерно изменяется, повышаясь в щелочных породах и резко снижаясь в постмагматических образованиях. Это обусловлено различной миграционной способностью Zr и Hf в меняющихся физико-химических условиях, а также кристалло-химическими особенностями этих элементов.

В период протокристаллизации Zr и Hf эндокриптно захватываются пороодообразующими минералами. В постмагматический этап Zr и Hf высвобождаются, переносятся и концентрируются в виде самостоятельных минералов Zr в карбонатитах и вторичных метасоматических образованиях, причем миграционная способность у Zr выше, чем у Hf. (Ю. М. К.).

654. Кухаренко А. А., Вайнштейн Э. Е., Шевалевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в пороодообразующих пироксенах и в циркониевых минералах палеозойского комплекса ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. Геохимия, 1960, № 7, стр. 610—617. Резюме англ. Q-36-I—III, VII, R-36-XXVII.

Для пород в массивах Африканды, Вуориярви, Себлявр, Ковдор, Лесная и Озерная вараки характерно наличие редкометальной минерализации на всех стадиях формирования массивов, особенно в карбонатитах и связанных с ними метасоматических образованиях.

В породах главных этапов кристаллизации Zr не образует собственных минералов, а изоморфно входит в состав пороодообразующих окислов и силикатов. Главными носителями Zr являются пироксены, содержащие 0.01—0.25% Zr.

В процессах преобразования ультраосновных и щелочных пород Zr, Hf, высвобождающиеся из решетки пороодообразующих минералов, образуют собственные минералы: циркон, бадделит, циркелит и др.

Для большинства массивов Zr избирательно концентрируется в щелочных породах и щелочных пироксенитах краевой зоны. В циркониевых минералах метасоматических пород среднее арифметическое значение $ZrO_2 + HfO_2 = 51$, тогда как для пороодообразующих пироксенов магматических пород оно равно 79. Вероятно, это обусловлено меньшей миграционной способностью Hf в карбонатных растворах. Наиболее вероятной формой переноса Zr и Hf являются комплексные соединения типа $Na_2[Me(CO_3)_3]$.

Особенности кристаллохимии бадделита, Zr и циркелита объясняют различия отношения ZrO_2/HfO_2 в этих минералах для одних и тех же комплексов (соответственно 41, 49 и 79).

Содержание ZrO_2 в отдельных минералах колеблется в следующих пределах: моноклинные пироксены — 3.3—17%, бадделиты — 85—97; цирконы — 54—65, циркелиты 35—43%. Для HfO_2 приводятся соответственно: пироксены — 0.08—0.33, бадделиты — 1.90—2.50; цирконы — 0.65—1.55, циркелиты 0.25—0.83%. 4 табл. Библ. — 14 назв. (Ю. М. К.).

655. Лаврова М. А. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова. [Краткая аннотация доклада]. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, 1960, № 24, стр. 145—148.

Отмечено присутствие на Кольском полуострове морен днепровского и валдайского оледенений, разделенных морскими и солоноватоводными межледниковыми отложениями бореальной трансгрессии.

656. Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. В сб.: Международный геол.

конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 4. Хронология и климаты четвертичного периода. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 124—136. Резюме англ.

На Северном побережье Советского Союза обнаруживаются следы двух четвертичных межледниковых трансгрессий — северной и бореальной. Первая имела незначительное распространение и ее отложения встречены в немногих местах. Отложения бореальной трансгрессии на Кольском полуострове наблюдаются на высоте 160—175 м над ур. м. Мощность этих отложений в долине р. Поной достигает 100 м. Отложения трансгрессивной серии в Беломорском бассейне представлены глинами, переслаивающимися с тонкими глинистыми песками, тонкослоистыми глинами. Регрессивная серия, в значительной степени размытая, представлена песками и супесями. Для фауны Беломорского бассейна характерно наибольшее число теплолюбивых видов. Наряду с бореальными широкое распространение имели бореально-лузитанские и лузитанские виды. Библ. — 13 назв. (Н. Н. А.).

657. Л а в р о в а М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960. 233 стр. (АН СССР. Кольский фил. им. С. М. Кирова).

Книга является обобщением фактического материала по четвертичной геологии Кольского полуострова. Проводится сопоставление этапов геологического развития Кольского полуострова с этапами развития европейского Севера, Карелии, Прибалтики и Северной Скандинавии в четвертичный период. Обосновывается существование на Кольском полуострове двух оледенений (днепровского и валдайского); уточняется стратиграфия четвертичных отложений.

Во введении характеризуется рельеф полуострова. Первая часть посвящена подробному описанию четвертичных отложений (большое место уделено описанию межледниковых, поздне- и послеледниковых морских отложений и стадиальных отложений, слагающих район, называемый терскими кейвами, и сопоставляемых с отложениями финских гряд Сальпаусселькя) и связанных с ними аккумулятивных форм рельефа. Вторая часть содержит описание следов денудационной деятельности ледниковых покровов. В третьей части излагаются основные черты истории геологического развития полуострова в четвертичный период. Прилагаются карты четвертичных отложений и рельефа. Указаны возможности использования песков, галечников, глин в качестве полезных ископаемых. Библ. — 211 назв. (Е. А. Л.). РЖ Геогр. 1961, № 3, Б 21 К.

658. Л а п и н А. В. К вопросу о генезисе мелилитовых пород Ковдорского массива. В сб.: Вторая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, Тезисы докл., М., 1960, стр. 30—31. Q-36-1.

Мелилитовые породы связаны только с комплексами ультраосновных — щелочных пород. Многочисленные факты позволяют считать мелилитовые породы продуктом раннего кальциевого метасоматоза ультраосновных пород при движении растворов от контактов к центру массива. Мелилитовые породы Ковдора отличаются непостоянством минералогического состава, широким развитием замещения одних ассоциаций другими, перекристаллизацией минералов, обилием реликтов замещаемых пород, развитием прожилковых и полосчатых текстур. Дальнейшее развитие процесса щелочного метасоматоза приводит к автореакционному скарнированию мелилитовых пород. (В. Н. Б.).

659. Л е б е д е в А. П. Особенности магматических процессов и минерализации в условиях платформ и древних щитов. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 37—46. Резюме англ.

Одной из существенных причин различия в химическом составе изверженных (главным образом основных) пород платформ и океанических впадин земного шара является ассимиляция базальтовой магмой вещества сиалической оболочки при внедрении в верхние структурные этажи платформ.

В верхнем структурном ярусе, в гипабиссальных условиях, на месте внедрения интрузий, иногда идут процессы дифференциации, приводящие к различию в петрографическом составе пород и отделению сульфидных и окисных составных частей.

Существуют два типа минерализации: магматический, приводящий к образованию титано-магнетитового, хромитового и медно-никелевого оруденений, и более поздний, гидротермальный, сильно растянутый во времени и отличающийся большим разнообразием своего состава. Библ. — 32 назв. (Л. А. В.).

660. Л и о г е н ь к и й С. Я. О повышении эффективности геофизических работ при поисках и разведке слюдяных пегматитовых жил. Разведка и охрана недр, 1960, № 8, стр. 33—37.

В Карельской АССР и Мурманской обл. наиболее эффективными методами электроразведки при поисках слюдяных пегматитовых жил являются симметричное профилирование и съемка срединного градиента. Магниторазведка, γ -метод и эманационная съемка положительных результатов не дают. Надежность результатов электроразведочных исследований зависит от величины отношения удельного сопротивления пегматитов и вмещающих пород. Четкость аномалий зависит от особенностей вмещающих пород и структуры пегматита. До проверки горными работами производится классификация аномалий по степени перспективности на основании осмотра местности, расчисток, дополнительных работ по профилированию и с учетом моделирования. Рекомендуются проводить поисковые геофизические работы в средних масштабах; оптимальный шаг и длина MN принимаются равными 10 м. Библ. — 6 назв. (К. Н.). РЖ Геол., 1961, № 6, Г 541.

661. Л о с к у т о в А. В. Жидкие и многофазовые включения в натролите. Аннотация докл. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960, стр. 615. Q-36-IV, V.

Произведено изучение включений в зональных кристаллах натролита из натролитовой жилы, залегающей в нефелиновых сиенитах на горе Эвслогчорр (Хибины). Отношения объемов жидкой и твердой фаз непостоянны. Состав, форма и размеры включений разнообразны. Твердая фаза представлена гидраргиллитом, эгирином и гидрослюдой. Жидкие включения при длительном хранении теряют часть или целиком жидкую фазу сквозь вещество кристалла. Эта особенность жидких включений в натролите ограничивает возможность применения результатов исследования их для выяснения условий кристаллизации минерала (Г. С. К.).

662. Л у к а ш е в К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, Изд. АН БССР, 1960, 368 стр.

Среди ледниковых образований отмечены друмлины Кольского полуострова, на северо-западном конце обычно имеющие бараньи лбы, а на противоположном — скопление морены. Упомянуто о развитии в пределах полуострова типичного озового рельефа и камов (стр. 37, 45). Со ссылкой на М. И. Сумгина (1934 г.) отмечено наличие вечной мерзлоты. Библ. — 540 назв. (М. К. Г.).

663. Л ю б ц о в В. В. Первая находка наутилоида в доломитизированных известняках печенгской свиты Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 133, 1960, № 1, стр. 199—201. R-36-XIX, XXV.

Сообщается о находке в карбонатных отложениях печенгской свиты наутилоида, скорее всего принадлежащего к представителям отряда

Ellesmenocentrida. Последние были известны до сих пор из отложений верхнего кембрия и ордовика, что говорит в пользу возможного палеозойского возраста свиты. 1 табл. Библ. — 2 назв. РЖ Геол., 1961, № 3, Б 246.

664. М а к и е в с к и й С. И. Закономерности размещения промышленно-слюдоносных пегматитов на Кольском полуострове. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Докл. II Всесоюзн. объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Ч. I. Киев, Изд. АН УССР, 1960, стр. 150—157.

Рассматривается структурный, магматический, стратиграфический и литологический контроль в размещении слюдоносных пегматитов. Структурные факторы определяют три важных для возникновения слюдоносных пегматитов момента: 1) распределение в пространстве гнейсовых толщ, благоприятных по своим физическим и химическим свойствам для слюдообразования в пегматитах, 2) магматическая деятельность и 3) образование трещин — потенциальных жильных полостей. Пространственная и генетическая связь пегматитов с гранитными интрузиями (магматический контроль) рассматривается на примере Стрельнинского слюдяного месторождения, где она проявлена особенно отчетливо. Стратиграфический контроль сводится к тому, что подавляющее большинство слюдоносных пегматитов приурочено к верхней и отчасти средней толще беломорского гнейсового комплекса. Влияние подстилающих и вмещающих пород (литологический контроль) на состав пегматитов и, в частности, на их слюдоносность заключается в том, что, проходя через породы средней и верхней толщ, пегматитовый расплав обогащается Са и Fe, что приводит к образованию в пегматитах, залегающих в этих толщах, значительного количества плагиоклаза и биотита, которые в постмагматическую стадию развития пегматитовых тел замещаются мусковитом. Библ. — 2 назв. (С. И. М.).

665. М а л я с о в а Е. С. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения осадков четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений, вып. 2, Л., 1960, стр. 42—91.

Автором проанализировано методом спорово-пыльцевого анализа более 2000 образцов из 130 разрезов региона. Метод спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений на вышеуказанных территориях дал свои результаты (палинологическую характеристику) только для отложений мгинского межледниковья, позднего послеледниковья.

Получены полные спорово-пыльцевые диаграммы верхнечетвертичных и современных отложений, отражающие этапы развития растительности и изменения климата во время формирования этих толщ. Диаграммы могут служить эталонами и основой для стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Библ. — 49 назв. (Р. М. Л.). См. также РЖ Геол., 1962, № 11, Г 190.

666. М а р ф у н и н А. С. Фазовая природа кали-натровых полевых шпатов. — Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 6, 1960, стр. 623—639. Q-36-IV, V, VI.

Из 38 исследованных образцов кали-натровых полевых шпатов четыре взяты в пегматитах нефелиновых сиенитов Кольского полуострова (Хибин, Ловозеро). Дано их описание.

Изложены оригинальные выводы о строении и составе кали-натровых полевых шпатов, которые обычно описывались до сих пор как «микроклины», «ортоклазы» и другие минеральные виды. В действительности эти минералы представляют собою сложно построенные разнообразные блок-кристаллы, комбинации индивидов, которые только, собственно, и можно

относить к минеральным видам. Агрегаты построены из «кирпичиков» — видов по определенным схемам, возникающим в контурах общего первоначально кристаллизовавшегося монокристалла, в результате распада твердых растворов, упорядочения и двойникования.

Среди блок-кристаллов кали-натровых полевых шпатов выделяется ограниченное число структурно-оптических типов, тесно связанных с различными геологическими условиями образования.

При изучении кали-натровых полевых шпатов нужны не статистические измерения отдельных констант, а определения структурно-оптического типа в результате рентгеновской дифрактометрии и оптических исследований в связи с геологическими условиями образования полевых шпатов. Граф. — 2 диаграммы, 1 рис., 1 табл. Библ. — 28 назв. (В. А. Т.).

667. Масленников В. А. Замечания к цифрам абсолютного возраста горных пород Кольского полуострова. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 48. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9). R-36-XXXVI, R-37-XXXI.

Автор отмечает значительную разницу крайних значений абсолютного возраста (до 430 млн лет) пород р. Вороньей, Контозера и свиты полмос, объединяемых геологически в разновозрастную группу. Подчеркивается несоответствие молодого геологического возраста микроклиновых гнейсогранитов цифрам абсолютного возраста. РЖ Геол., 1960, № 12, 26265.

668. Масленников В. А., Прияткина Л. А. Петрографические и петрохимические особенности протерозойских гранитов района Контозера (Кольский полуостров). В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 158—175. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9). R-37-XXXI.

Плаггиомикроклиновые гнейсограниты и гнейсогранодиориты обладают четкими интрузивными контактами с гнейсами, амфиболитами и существенно биотитовыми сланцами свиты полмос-поросозеро. Относясь по типичному посткинематическому характеру интрузий к III группе (протерозой), граниты определяют возраст прорываемой ими свиты как верхнеархейский. Протерозойский возраст гранитов III группы подтверждается также данными определения их абсолютного возраста (1580, 1640 и 1710 млн лет). Петрохимические особенности их сходны с основными характеристиками гранитов I и II групп и не могут являться критерием для корреляции разновозрастных гранитных образований докембрия Кольского полуострова. Магматический генезис гранитов III группы, помимо полевых наблюдений, основывается на результатах нанесения их составов на диаграмму тройной системы кислый плагиоклаз—калиевый полевой шпат—кварц. Библ. — 13 назв. (Ю. С. К.). РЖ Геол., 1961, № 3, В 263.

669. Масленников В. А. Физико-химические особенности процесса кристаллизации гранитов (на примере протерозойских гранитоидов Кольского полуострова). В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 150—153. Дискусс. стр. 154—162. R-37-XXXI, R-36-XXXVI. Работа ЛАГЕД.

Массив сложен различными по составу и структуре гранитоидными породами, образующими естественный ряд. Химические анализы членов этого ряда пересчитывались на минеральный состав, данные наносились на треугольную диаграмму плагиоклаз—калишпат—кварц. Выявлена область развития эвтектических составов этой системы. Кристаллизация избыточного эвтектического компонента (плагиоклаза) происходит на ранней стадии. Главная стадия кристаллизации гранитов в области эвтектических составов характеризуется меняющимися вдоль котектической

линии количественными соотношениями между плагиоклазом и калишпатом. На поздней стадии пневматолитовые и гидротермальные автометаморфические процессы приводят к образованию пород, фигуративные точки которых вновь удаляются от эвтектических составов. Составы пород группы гранитов располагаются вдоль котектической линии, занимая на диаграмме область эвтектических составов, а не группируются около определенной эвтектической точки.

Предлагается использовать эту диаграмму для классификационных целей. (Г. С.). РЖ Геол., № 8, 1961, В 234.

670. Медведев О. П., Позняков С. Я., Лопатин В. Г. Результаты радиоволнового просвечивания на руднике «Ниттис-Кумуль». Бюлл. Центр. ин-та информации цветной металлургии, 1960, № 7, стр. 2—5. Q-36-III.

Описывается применявшаяся аппаратура и приемы интерпретации. Приводятся конкретные примеры по вариантам: а) безрудные пространства; б) пространства, содержащие серию тонких выдержанных жильков, не представляющих в совокупности промышленного интереса; в) аномалии просвечивания, представляющие промышленный интерес.

Результаты работ показали, что метод радиоволнового просвечивания позволяет получать ценные дополнительные сведения о геологическом строении массива. Отмечена несложность методики полевых наблюдений и трудность интерпретации результатов радиопросвечивания: если безрудность решается однозначно и уверенно, то наличие аномалии не дает однозначного указания на присутствие жил промышленной мощности. (В. С. С.).

671. Меренков Б. Я., Токмаков П. П. Некоторые особенности хризотил-асбестовой минерализации Печенго-Никелевского района. В сб.: Петрография и минералогия месторождений асбеста, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 53—60. (Тр. ИГЕМ, вып. 47). R-36-XIX, XXV.

В Печенгском районе месторождения хризотил-асбеста связаны с ультраосновными породами, залегающими в виде удлиненных линзовидных тел (от 200 до 7000 м) мощностью от десятков до 600 м. Снизу вверх они послойно сложены перидотитами, пироксенитами и габбро. Отличительной особенностью ультраосновных пород является их почти сплошная серпентинизация. Авторами различаются два основных этапа метаморфизма ультраосновных пород, разделенных по времени: 1) наиболее ранний «региональный» автометаморфизм, обусловивший почти сплошную серпентинизацию ультраосновных пород и только частичное развитие оталькования и карбонатизации; 2) более поздний гидротермальный этап метаморфизма, проявленный локально и связанный с зонами нарушений, которые проходят обычно вблизи контакта ультраосновных пород. Этот этап метаморфизма характеризуется интенсивным оталькованием, карбонатизацией, амфиболизацией и хлоритизацией ультраосновных пород с отложением в них сульфидов Cu и Ni.

Хризотил-асбест появляется на первом этапе метаморфизма, в период автометаморфизма. Вода, необходимая для процессов серпентинизации, могла быть заимствована из исходной ультраосновной магмы и из вмещающих пород (осадочно-туфогенной толщи).

Проявления хризотил-асбеста в районе многочисленны, однако они не создают зон, сколько-нибудь достаточно выдержанных и насыщенных асбестом. Хризотил-асбест отличается повышенным содержанием Fe. По своим механическим свойствам он относится к полумолким и ломким разностям. 3 табл. Библ. — 9 назв. (В. П. Е.). РЖ Геол., 1960, №11, 24157.

672. Минеев Д. А. О некоторых геохимических особенностях радиоактивных редкоземельных минералов. Геохимия, 1960, № 2, стр. 131—138. Резюме англ. Q-36-VII.

Вычислено среднее отношение Th/U в монацитах Алакуртти. Th/U равно 16.0 (12.6; 20.4; 15.1). Отношение Th/U в монацитах близко Th/U в ортите из этого же месторождения и равно 15.8. Библ. — 30 назв. (Л. А. С.).

673. Минералы. Справочник. Т. I. М., 1960. 617 стр. (АН СССР. ИГЕМ).

Приводятся данные о следующих минералах Кольского полуострова.

1. Пентландит (стр. 180—182). Приведены результаты химического анализа пентландита из Монче-тундры, выполненного в химической лаборатории Кольского фил. АН СССР. При перечислении главных промышленных месторождений пентландита указывается Монче-тундра.

2. Сфалерит (стр. 194—202). Приведены результаты 2 анализов сфалерита из Хибинских тундр, выполненных аналитиком Г. А. Владимировой.

3. Пирротин (стр. 219—224). Указано медно-никелевое месторождение Монче-тундры, как одно из месторождений пирротина в СССР.

4. Миллерит (стр. 234—237). Есть указание на находки миллерита в медно-никелевом месторождении Монче-тундры.

5. Молибденит (стр. 282—286). Указывается, что MoS_2 изредка в небольшом количестве наблюдается в щелочных пегматитах Хибин.

6. Марказит (стр. 289—293). Есть указание на образование гипогенного марказита в ассоциации с пиритом на месте пирротина в Монче-тундре.

7. Ульманит (стр. 306—308). Встречен в микроскопических выделениях в Хибинах.

8. Халькопирротин (стр. 357). Установлен в месторождениях Печенги и Монче-тундры.

9. Кубанит (стр. 368—370). Известен в рудах Монче-тундры.

10. Валлериит (стр. 481—483). В виде мелких пластинок встречается в медно-никелевом месторождении Монче-тундры в ассоциации с халькопиритом, кубанитом, пирротинном и пентландитом.

674. Мирская Д. Д. К вопросу о происхождении порфировластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова (район Гремяха—Иоканьга). В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 29—31. R-37-XXXIII—XXXIV.

Большая часть описываемой территории сложена породами, в той или иной степени подвергшимися метасоматозу и мигматизации под воздействием постботнийских микроклиновых гранитов. Это выразилось в виде: 1) грубой инъекции пород жилами гранита, 2) мигматизации с тонким послойным чередованием породы и гранита; 3) сплошного тонкого пропитывания пород калиевыми растворами по микротрещинам, с образованием олигоклазо-микроклиновых гнейсо-гранитов и порфировластических микроклиновых гранитов (пород с большим количеством крупных порфировластических выделений микроклина).

Наблюдалось чередование крупных и мелких жил микроклинового гранита с близкими по мощности полосами порфировластического микроклинового гранита. Контакты их отчетливы. Микроклиновый гранит под острым углом сечет гнейсовидность и линейную ориентировку порфировластов в порфировластическом граните. В порфировластических гранитах часто сохраняются незамещенные реликты линзовидной формы, напоминающие ксенолиты. Границы реликтов (олигоклазовые гнейсо-граниты, их мигматиты по амфиболитам, мигматиты микроклинового гранита) с порфировластическими гранитами резкие или с быстрыми, но постепенными переходами через мигматизированные или метасоматически измененные породы. Порфировластические граниты являются

наиболее сильно измененными породами метасоматического происхождения, возникшими из первоначально различных пород (олигоклазовых гнейсо-гранитов и их мигматитов, биотитовых гнейсов и амфиболитов) под влиянием калиевого метасоматоза в эпоху гранитизации и складчатых движений. 5 рис. Библ. — 4 назв. (И. М.). РЖ Геол., 1962, № 1, В 283.

675. М и р с к а я Д. Д. Метабазиты (амфиболиты) свиты кейв и связанные с ними контактные изменения вмещающих пород. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 94—153. Q-37-I, II, III, IX, X. Исследования Кольского фил. АН СССР 1951—1956 гг.

Метабазиты широко развиты в осадочно-метаморфических породах свиты кейв. Они представлены полевошпатовыми, гранат-полевошпатовыми и тремолитовыми разностями, которые соответствуют интрузивным породам гиабиссальной фации. Амфиболиты—мандельштейны и амфиболиты—плаггиопорфириты встречаются лишь в самом верху разреза свиты и являются интрузивами приповерхностной фации. По химическим и петрографическим особенностям амфиболиты относятся к группе габброидов, а тремолитовые амфиболиты — к группе пироксенитов. Эти метабазиты оказывали контактное воздействие на кристаллические сланцы и гнейсы, а затем подверглись совместно с ними складчатости и региональному метаморфизму амфиболитовой фации. Эндоконтактные изменения метабазитов выражаются в окварцевании и хлоритизации, сопровождающихся раскислением плагноклаза.

Рассматривается характер экзоконтактного изменения гнейсов, кианитовых, ставролит-кианитовых и ставролитовых сланцев, мусковитовых кварцитов и двуслюдяных сланцев. Особенно интенсивны экзоконтактные изменения глиноземистых сланцев, содержащих углеродистое вещество. В них, по мере приближения к телам метабазитов, прослеживаются зоны: а) осветленных (выносом углеродистого вещества) частично перекристаллизованных сланцев, б) ослюденелых (зона Na-K-метасоматоза) сланцев, в) полевошпатовых пород с основным плаггиоклазом, иногда с биотитом (зона Са-, частично Mg- и Fe-метасоматоза), г) роговиков (амфиболовых, иногда с гранатом, эпидитовых, гедритовых, силлиманитовых).

Мощность зон контактных изменений иногда достигает десятков метров. Она зависит от состава вмещающих пород (в том числе присутствия углеродистого вещества), мощности тел метабазитов и положения контакта. Отмечается разубоживающее контактное воздействие метабазитов на кианитовые сланцы как на высокоглиноземистые руды. 26 табл. Библ. — 8 назв. (Д. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1961, № 8, В 292.

676. М и ш а р е в Д. Т., А м е л а н д о в А. С., З а х а р ч е н к о А. И., С м и р н о в а В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Л., 1960. 112 стр. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 31).

В работе обобщены материалы детального картирования, произведенного в 1949—1954 гг. большой группой геологов СЗГУ. На основе этого обобщения дается наиболее вероятная стратиграфия и тектоника древнейших, немых, сильно метаморфизованных архейских пород северо-западной части Беломорья, так называемого беломорского гнейсового комплекса. На основании литолого-петрографических и геолого-структурных особенностей, а также химических и спектральных анализов пород беломорский комплекс мигматитов, разнообразных гнейсов и амфиболитов общей мощностью до 15 км расчленен на три стратиграфические толщи, собранные в очень сложный по своему строению синклинорий. Это позволило составить геологическую карту Беломорья, построенную на принципах стратиграфии.

Стратиграфическое расчленение и расшифровка тектоники Беломорья позволили установить определенную закономерность в пространственном размещении слюдоносных и керамических пегматитов. Промышленно-слюдоносные пегматиты приурочены к высокоглиноземистым гранато-биотитовым, кианито-гранато-биотитовым и другим гнейсам верхней (лоухской) толщи, слагающей внутреннюю (ядерную) часть синклинали. Керамические пегматиты развиты в нижней (керетьской) толще, состоящей в основном из биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. В средней (хеталамбинской) толще, состоящей из амфиболсодержащих пород, залегают преимущественно комплексные (слюдоносные и керамические) пегматиты. Библи. — 66 назв., рис. — 26, табл. — 20. (С. И. М.).

677. Надежин В. М. Изменение солености глубинных вод бассейна Белого моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1960, № 3, стр. 79—84.

Приводятся результаты изучения солености глубинных вод Белого моря по разрезу Кандалакша—Архангельск, проведенного в 1955—1958 гг. В современный период происходит постепенное, но неуклонное уменьшение солености глубинных вод Белого моря, ведущее к полному его опреснению. Основной причиной этого процесса являются не климатические, а геологические факторы, уменьшающие интенсивность водообмена Белого моря с Баренцевым. Основным из них является тектоническое поднятие восточной части Кольского полуострова и северной части горла Белого моря. Библи. — 17 назв. (М. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1961, № 2, 1368.

678. Назарова А. С., Родионов Г. Г., Тимофеев И. Н. Механизм образования пегматитовых тел. М., Госгеолтехиздат, 1960. 98 стр. (Геология месторождений редких элементов, вып. 7, ВИМС). Q-36-II.

Места разрыва пластов относительно хрупких пород, залегающих среди пластичных, нередко занимают редкометалльными, слюдяными и керамическими пегматитовыми жилами по всей Фенноскандии.

Выделяется 4 главных типа структур пегматитовых полей: 1) поперечно-секущие жильные тела; 2) согласные и диагонально-секущие; 3) комбинированные, состоящие из элементарных полей двух первых типов; 4) цепочки поперечно-секущих тел.

Классическим примером первого типа является Рикалатвинское пегматитовое поле, приуроченное к северному крылу слегка опрокинутой на юг антиклинальной складки с изогнутой к северу осью, нормально к которой располагаются почти все пегматитовые тела.

Редкие жилы южного (по-видимому, находящегося в зоне сжатия) крыла имеют малую мощность (2—5 м) при относительно большой длине (до 200 м) и не имеют апофиз. Форма жил пластинчатая. Разведка обнаруживает их постепенное выклинивание с глубиной и реже тупое выклинивание, связанное со скольжением по разделу слоев. (Ф. Ф. Р.).

679. Нефедьева Е. А. Снежный покров как геоморфологический фактор. В сб.: География снежного покрова, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 69—89. Q-36-IV—V.

Отмечается распространение лавин в пределах Кольского полуострова. По данным Г. К. Тушинского (1949 г.), в Хибинах лавинные валы обломочного материала располагаются у крутых стенок каров и напоминают конечные морены (стр. 76). На дне долин формируются лавинные конусы выноса. Наиболее лавиноопасными на Кольском полуострове являются южные склоны гор. В условиях вечной мерзлоты в Хибинских тундрах скорость солифлюкционного смещения грунта достигает 0.7—1.3 см в сутки. Библи. — 77 назв. (М. К. Г.).

680. Николький А. П., Ефимов А. Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. Л., 1960, 164 стр. (МГ и ОН СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 37).

В книге сопоставляется история геологического развития Украинского и Балтийского щитов в докембрии.

Констатируется близость абсолютного возраста метаморфизма архейских комплексов обеих щитов, сходство стратиграфических разрезов архейских образований, выразившееся в преобладании амфиболсодержащих пород в нижних частях разрезов и в приуроченности биотитовых гнейсов к верхним частям. Отмечается близость гранитов 1-й и 2-й групп Балтийского щита аналогичным гранитоидам Украины, а также возможная общность железистых пород Кривбасса и магнетитовых сланцев и кварцитов Карельской, Повойской, Кейвской и других зон Балтийского щита. Проводится аналогия между нижнепротерозойскими интрузивными комплексами Балтийского и платформенными образованиями Украинского щитов (мариупольский и коростеньский комплексы). Делается вывод о сопоставимости истории развития щитов в докембрии и об их возможном единстве. К числу малонадежных факторов, применяющихся при расчленении докембрийских толщ, отнесена степень метаморфизма пород.

Сравниваются процессы, протекавшие в верхнеархейской подвижной зоне восточной части Украинского щита с явлениями, характерными для более молодых геосинклинальных зон, исходя из концепции о трехфазном развитии геосинклинальных зон. Делается вывод о сходстве развития этой верхнеархейской подвижной зоны и более молодых геосинклиналей, отмечается своеобразие развития верхнеархейских подвижных зон, выразившееся в отсутствии платформ, региональной мигматизации и широком распространении железистых кварцитов и ультраосновных эффузивов. (П. К. С.).

681. Н и к о н о в А. А. О стратиграфии морен и оледенениях в западной части Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты 1960, стр. 121—135. R-36-XXXI.

В западной части Кольского полуострова местами выявлены ледниковые образования древнее последнего оледенения. Всестороннее изучение вещественного материала, полученного из глубоких шурфов в Лоттинской депрессии и на правобережье р. Ноты, в ее нижнем течении, позволило выделить 3 горизонта морен, которые особенно разнятся по составу гальки. Верхний горизонт, широко распространенный на западе Кольского полуострова и на прилежащих территориях, отнесен к последнему оледенению, нижний горизонт, — к самостоятельному оледенению, предположительно сопоставляемому с максимальным или московским. Устанавливается еще более ранний разный материал с севера, возможно, древнейшим Баренцево-морско-Новоземельским оледенением.

Учитывая разную направленность приноса обломочного материала, считается необходимым проводить исследование ледниковых отложений по фракциям и горизонтам. Библ. — 38 назв. (Н. И. П. и А. А. Н.). См. также РЖ Геол., 1962, № 11, Г 156.

682. Н и к о н о в А. А. Стратиграфия осадков и палеогеография позднеледниковых морских бассейнов Лоттинской депрессии. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 85—120. R-36-XXXI, XXXII.

Для изучения палеогеографии Туломо-Нотозерско-Лоттинской депрессии исследовалась стратиграфия осадков в связи с морфологическими следами бассейнов и с учетом неотектонических движений, отложения морских бассейнов, поздние и послеледниковые образования иного генезиса. Применялись литологические и палеонтологические методы стратиграфического расчленения горизонтов. Данные по бассейну р. Лотты сопоставлялись с данными по территории водосбора оз. Нотозеро—

р. Тулома. Установлено, что материковый лед в Лоттинской и, возможно, Туломской частях депрессии стал мертвым до наступления основной фазы позднеледниковой морской трансгрессии. Освобождение депрессии ото льда и проникновение по ней позднеледникового бассейна происходило не позднее древнего дриаса—аллерёда (13 000—10 000 лет назад). Лоттинская часть депрессии затоплялась водами двух бассейнов — позднеледникового и послеледникового (фолас). Глубина и соленость бассейнов были значительно в восточных частях, чем в западных. В Лоттинской части депрессии материковый лед сохранялся на протяжении всего позднеледникового времени, постепенно исчезая с востока на запад и частично на западе перекрываясь континентальными и морскими осадками. Ход климатических изменений и смена ландшафтов позднеледникового сходны с тем, что известно для восточной Финляндии и Прибалтики. Библ. — 36 назв. (Т. У.). РЖ Геол., 1962, № 11, Г 200.

683. Н о с и к о в В. В. Месторождения кианитов Карело-Кольского региона как новая сырьевая база огнеупорной промышленности. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1960, стр. 47—67. Q-37-I, II, III, IV, IX, X.

Карело-Кольский регион имеет неограниченные запасы кианитовых руд. Наибольшее их количество сосредоточено в Кейвском горном крае, где кианиты залегают в сланцах и имеют первичноосадочное происхождение. Материалом для отложения осадков в Кейвском бассейне послужили архейские олигоклазовые граниты и их мигматиты. Эти осадки преобразовались в процессе регионального и последующего динамометаморфизма в кордиеритовые и андалузитовые породы, а затем — в кианитовые сланцы.

По техническим свойствам наиболее ценными являются крупноконкреционные руды м-ний Тяпыш-Манюк-Тавурта и Новая Шуурурта, которые обогащаются простым методом осаждения кианита в тяжелых суспензиях. Концентрат получается хорошего качества с содержанием Al_2O_3 от 56.89 до 57.5—58% при извлечении глинозема 53.5—56.9%. Кианитовые руды следует рассматривать как новое высокоглиноземистое сырье для производства кианитовых (муллитовых) огнеупоров. Библ. — 2 назв. (В. А. Е.). РЖ Геол., 1961, № 8, Г 229.

684. О р л е н к о Л. П. Современные вертикальные движения побережья Белого и Баренцева морей (по океанографическим данным). Изв. вузов, геодезия и аэрофотосъемка, 1960, № 2, стр. 95—96.

В течение 10 лет в ряде пунктов на побережье Баренцева и Белого морей велись наблюдения за скоростью современных вертикальных движений земной коры по положению уровня морских вод. Пункты наблюдений располагались: на о. Мудьюг, в Северодвинске, Кемь-порту, Сосновске, Баренцбурге, Териберке.

Результаты наблюдений показывают, что побережье Баренцева моря опускается со скоростью 0.1—0.3 см/год, а побережье Белого моря находится в стабильном состоянии. (М. Т. К.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, А 225.

685. О р л о в а М. П. Щелочные породы и связанное с ними редкометальное оруденение. [Выступление на дискуссии по разделу.]. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 496—497. Мурманская обл., РСФСР. Q-36-III.

Отмечается интрузивное происхождение ийолитов и мельтейгитов сложных массивов Кольско-Карельской провинции. Освещается строение массива Озерная варака. Уделяется внимание двум типам редкометальных месторождений щелочных интрузий — магматическим и постмагматическим. (А. В. Г.).

686. Орлова М. П. Мелилиты турьяитов и флогопито-мелилитовых пород палеозойского комплекса ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Аннотации докл. Л., 1960, стр. 134—135. Q-36-I, X, XVII.

Мелилитовые породы установлены в Ковдорском, Салмагорском массивах и на Турьем мысу. В пределах этих массивов мелилитовые породы развиты по зонам контактов щелочных и ультраосновных пород. Выделены 2 группы мелилитовых пород: нефелинсодержащие и безнефелиновые. Первые развиваются метасоматически по ийолит-мельтейгитам и содержат реликты эгирин-диопсида, нефелина, вторые — по ультраосновным породам и содержат реликты оливина, титан-авгита.

Мелилиты из турьяитов и пироксеновых турьяитов (породы, замещающие ийолит-мельтейгиты) отличаются меньшим количеством окерманитового компонента, более высоким двупреломлением, отсутствием аномальных тонов интерференции и меньшими параметрами элементарной ячейки по сравнению с мелилитами из пород, возникающих при замещении оливинитов и перидотитов (Ю. М. К.).

687. Орлова М. П. Основные петрохимические особенности каледонского комплекса ультраосновных—щелочных массивов Кольского полуострова. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Аннотации докл. Л., 1960, стр. 105—108.

Каледонский комплекс ультраосновных—щелочных массивов включает сложные интрузии так называемого центрального типа, составляющие самостоятельную Кольско-Карельскую петрографическую провинцию. Последняя включает в себя 10 массивов, группирующихся в виде трех структурных поясов. Все массивы сложные, многофазные, характеризуются концентрически-зональным строением и состоят из пород двух серий: щелочно-ультраосновной (оливиниты, пироксениты, нефелиновые пироксениты) и щелочной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые и канкринитовые сиениты). Породы щелочно-ультраосновной серии, как правило, слагают внутренние части массивов, а породы щелочной серии — периферические. Между породами первой и второй серий наблюдаются интрузивные взаимоотношения, которые говорят о более молодом возрасте щелочных пород по сравнению с щелочно-ультраосновными. Между оливинитами и пироксенитами, входящими в состав первой серии, в большинстве массивов наблюдаются интрузивные взаимоотношения. Нефелиновые пироксениты и пироксениты обычно разновозрастны и связаны между собой постепенными переходами.

Породы второй серии также разновозрастны, связаны между собой постепенными переходами и представляют единую серию, возникшую при кристаллизации щелочного расплава на месте.

Все породы изученного комплекса резко недосыщены SiO_2 и характеризуются повышенным содержанием CaO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 и значительным преобладанием в их составе Na_2O над K_2O . Химические особенности состава пород обеих серий, постепенное изменение химических свойств пород, составляющих единый естественный ряд, наличие одного и того же набора редких элементов свидетельствует о тесном генетическом их родстве и о комагматичности массивов комплекса.

Вычисленный средний состав исходного расплава близок составу мельтейгита, обогащенного Mg. Предполагается, что в основе процессов глубинной дифференциации исходного расплава лежит принцип кристаллизационной дифференциации меланократового расплава, резко недосыщенного кремнеземом и обогащенного Ca, Fe, Ti и летучими компонентами. Внедрение щелочного расплава сопровождалось проникновением связанных с ним растворов и эманаций, вызвавших интенсивные мета-

соматические изменения вмещающих архейских гнейсов, ультраосновных пород более ранних интрузивных фаз и в меньшей мере самих щелочных пород.

Наиболее важным следствием метасоматического преобразования гипербазитов и щелочных пород является высвобождение ряда второстепенных и редких элементов, первоначально связанных в силикатах и рудах, миграция этих элементов и образование в конечном итоге редкометалльных месторождений. (В. Н. Г.).

688. Панащенко Г. Д. Землетрясения Кольского полуострова и Северной Карелии и их связь с современными движениями Балтийского щита. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8, стр. 200—205.

Интенсивные современные движения на территории Кольского полуострова и Северной Карелии устанавливаются не только по геологическим и геоморфологическим признакам, но и по редко проявляющимся землетрясениям. За 200 с небольшим лет здесь отмечено 20 ощутимых землетрясений. Сила некоторых из них достигала 6 баллов. Инструментальные наблюдения показали, что здесь довольно много слабых толчков, записанных приборами. Так, с июля по декабрь 1957 г. записано 29 толчков с эпицентральной дистанцией до 500 км.

Сводное поднятие Балтийского щита носит ступенчатый поясообразный характер. Щит разбит системой концентрических и радиальных разломов на отдельные блоки, испытывающие дифференцированные, часто дисгармоничные движения. Это вызывает рост напряжений на границах соприкосновения. Напряжения разряжаются в виде землетрясений. Сопоставление геологических, геоморфологических и сейсмических данных позволило выделить 4 сейсмогенетические зоны на Кольском полуострове и в Северной Карелии. Описаны отдельные разломы и приуроченные к ним сильные землетрясения. Указывается на тектоническую природу Кольского залива, впадины оз. Большая Имандра, меридиональной долины Кукисвум, секущей Хибинский горный массив, и т. д. Приводятся количественные оценки тектонических движений. Район Кандалакши за позднеледниковое время испытал поднятие до 200 м. Библ. — 20 назв. (Н. Л.). РЖ Геол., 1961, № 6, А 499.

689. Панащенко Г. Д. Структуры земной коры Кольского полуострова по сейсмическим данным. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геофизики. Раздел II. Геофизика. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 51—55. Резюме англ.

Сопоставление геологических и геоморфологических данных с отмечавшимися в прошлом землетрясениями позволило выделить зоны разломов с признаками современной тектонической деятельности. Эти зоны подтверждены записями большого числа слабых местных землетрясений на сейсмической станции «Апатиты». На станции накоплен материал, позволяющий судить о мощности и строении коры в центральной части полуострова. Обработаны 43 записи землетрясений с эпицентральной дистанцией от 20 до 70°, содержащие отчетливые вступления фазы SP' , и 29 записей с явными вступлениями фазы SP'' . Средняя мощность коры севернее Хибинского массива составляет 49 км, при мощности гранитного слоя 19 км, причем заметно увеличение мощности коры к северу. В пределах Ловозерского массива мощность коры составляет 53 км при мощности гранитного слоя 21 км. К юго-востоку от Кандалакши соответствующие значения достигают 54.5 и 20.5 км. Сравнение этих данных с тектоникой полуострова свидетельствует о соответствии зон увеличения мощности коры — современным антиклинориям, а зон уменьшения мощности — синклинориям. Большие значения мощностей и изостатическую

уравновешенность района, устанавливаемую по гравитационным данным, можно объяснить повышенной плотностью земной коры. Это подтверждается повышенными значениями скоростей продольных волн в гранитном и базальтовом слоях, составляющих здесь 5.7 и 6.6 км/сек. соответственно. Библ. — 4 назв. (М. А.). РЖ Геол., 1961, № 8, А 433.

690. Перов В. Ф. Происхождение ущелий Хибинских гор. Тр. Хибинской геогр. ст., вып. 1, 1960, стр. 119—130. Q-36, IV, V.

Узкие ущелья в Хибинах, разрезающие перемычки между плато и достигающие иногда значительных размеров (длина 300—400, ширина 50—70, высота 60—130 м), входят в общую систему радиального расчленения массива речными долинами. Приурочены ущелья обычно к зонам разрушенных пород.

Формирование ущелий представляется следующим образом: первый этап — образование зон разрушенных пород в направлении тектонических трещин за счет гидротермальных процессов и выветривания. Второй этап — образование эрозионных ущелий в местах выхода этих зон на поверхность и последующая обработка их льдом. При этом ущелья превращаются в широкие перевальные ложбины. Энергичное развитие цирков привело к уменьшению длины этих ложбин; на месте некоторых из них сохранились лишь узкие перемычки. Третий этап — формирование современных ущелий под воздействием физического выветривания, а местами эрозии талых вод, наиболее активно проявляющихся по зонам разрушенных пород. В настоящее время в результате физического выветривания происходит расширение ущелий и выполаживание их стенок. Современный этап является периодом деградации ущелий. Сами ущелья являются реликтовыми формами рельефа.

Меньшие аналоги этих реликтовых форм, не превышающие по размерам первых десятков метров, образуются в настоящее время по разрушенным зонам под воздействием снежников, солифлюкции, морозного выветривания. На плато эти разрушенные зоны проявляются в рельефе в виде ложбин, на узких перемычках, где облегчен вынос материала, — в виде ущелий.

Ущелья, широко развитые в Хибинских горах, следует рассматривать как естественные формы денудации интрузивного массива в суровых климатических условиях. Библ. — 19 назв. (Г. К. и Н. Н. А.). См. также РЖ Геогр., 1961, № 8, 675.

691. Петерсилье И. А. Газы и рассеянные битумы горных пород некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова. Апатиты, 1960, 44 стр. (АН СССР. Кольский фил. им. С. М. Кирова). Q-36-IV, VI.

В работе сведены результаты исследований углеводородных газов и рассеянных битумов, проведенных на Хибинском, Ловозерском и Сахарйокском щелочных массивах, а также на массивах Гремяха-Вырмес и Мончегорском ультраосновном плутоне.

В щелочных породах Хибинского и Ловозерского массивов содержатся значительные количества газов (по метану в Хибинах — 28.50 см³/кг породы, в Ловозере — 14.66 см³/кг породы). В их составе преобладают метан и газообразные углеводороды C₂—C₄, в меньших количествах присутствуют H₂, CO₂, N₂ и, редко, NH₄. Газовые фазы щелочных пород различных интрузивных комплексов отличаются друг от друга и от вмещающих их пород. Последние не содержат углеводородных газов. В исследованных минералах наибольшие содержания газов падают на долю нефелина.

Породы Сахарйокского массива содержат мало углеводородных газов (среднее — 1.44 см³/кг). Щелочные породы массива Гремяха-Вырмес содержат десятые доли (0.09 см³/кг) метана, но большие количества

водорода ($5.26 \text{ см}^3/\text{кг}$). В горных породах Мончегорского плутона постоянными компонентами являются CO_2 , H_2 и следы метана.

По количественному и качественному составу газов выделяется два типа нефелиновых сиенитов: 1) Хибинского и Ловозерского массивов и 2) массивов Сахарйокского и Гремяха-Вырмес. Делается вывод о неорганической природе газов и битумов, содержащихся в массивах изверженных пород Кольского полуострова на основании следующих фактов:

1) наличия и зависимости между содержанием газа в породах и их минералогическим составом и химической характеристикой; 2) различия газовых составляющих разных минералов; 3) нахождения углеводородных газов и битумов в закрытых порах щелочных горных пород; 4) нахождения углеводородных газов в полостях минералов; 5) отсутствия углеводородных газов и битумов нефтяного типа в метаморфизованных породах девона и протерозоя. Библ. — 25 назв. (В. А. П.).

692. Петерсилье И. А. Горючие газы и битумы щелочных пород Кольского полуострова. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 210—223. Резюме англ. Q-36-IV, VI.

Излагается методика исследований газов изверженных и метаморфических горных пород. Приводятся результаты исследования щелочных пород массивов: Хибинского, Ловозерского и Соустова, а также материалы газовой и газокерновой съемки на Хибинском массиве.

В Хибинах относительно повышенное содержание углеводородных газов в подпочвенном воздухе обнаружено только на площади самого массива, за его пределами эти газы в почвах отсутствуют. Были изучены газы, содержащиеся в полостях нескольких образцов породообразующих минералов: нефелине, полевопшпате, эгирине и апатите. Преобладающим газом, содержащимся в полостях минералов Хибин, является метан (до $34.07 \text{ см}^3/\text{кг}$), в небольших количествах содержится этан, пропан, бутан, водород, окись и двуокись углерода. В породах Хибинского и Соустова массивов преобладают углеводородные газы, в значительно меньших количествах присутствуют водород и окись углерода. Породы различных комплексов Хибинского массива отличаются друг от друга по содержанию углеводородных газов. Газы горных пород свиты имандра-варзуга и архейских образований характеризуются преобладанием водорода. Метан отсутствует или присутствует в незначительных концентрациях. Был изучен элементарный состав битума в 5 образцах щелочных пород Хибинского массива. Три образца были исследованы методом инфракрасной спектроскопии. Исследования битумов показали, что они по своему составу и структуре похожи на дисперсные битумы осадочных пород.

На Ловозерском массиве были исследованы газы щелочных, а также вмещающих пород — девонского покрова и архейских гнейсов. Щелочные породы массива резко отличаются от вмещающих содержанием в своей газовой фазе углеводородных газов. Различные щелочные породы отличаются друг от друга по содержанию метана.

В процессе внедрения, когда магматический расплав двигался от зон более высоких температур к более низким, происходили процессы выделения газов, похожие на наблюдаемые при нагревании изверженных горных пород. Водород мог образоваться под воздействием водяного пара на соединения закисного железа, метан — путем синтеза его из элементов. Исследование газовой составляющей изверженных горных пород и минералов представляет интерес для лучшего понимания обстановки, в которой они образовались. Исследование газов может помочь в расчленении пород и отнесении их к различным интрузивным фазам. Библ. — 11 назв. (И. А. П.).

693. Петерсилье И. А. Углеводородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова. В сб.: Проблемы происхождения нефти и газа и условия образования их залежей. Тр. Всесоюзн. совещ. Москва 20—27 окт. 1958 г. М., Гостехиздат, 1960, стр. 496—502. Q-36-IV, VI.

Присутствие углеводородных газов и битумов в щелочных породах Хибинского и Ловозерского массивов свидетельствует о возможности образования этих органических веществ в природе в результате неорганического синтеза. Фактический материал показывает, что образование нефти возможно и органическим и неорганическим путем. Какой масштаб имеет каждый из этих путей, предстоит еще выяснить. Процессы нефтеобразования значительно более разнообразны, чем представлялось до сих пор. (И. А. П.).

694. Петерсилье И. А. Углеводородные газы и битумы Хибинского, Ловозерского и Мончегорского интрузивных массивов. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 490—491. Q-36-III—VI.

Повышенные содержания горючих газов и битумов в подпочвенных отложениях приурочены к Хибинскому массиву и отсутствуют за его пределами, на площадях развития осадочно-эффузивной свиты имандраварзуга и гнейсов архея. По составу они близки к газам газовых и отчасти газонефтяных месторождений, содержат 85—95% метана, 5—15% тяжелых углеводородов. Различные породы, слагающие Хибинский массив, содержат разные количества углеводородных газов, средние содержания изменяются от 50 см³ в хибинитах до 0.11 см³ на 1 кг породы в пятнистых апатито-нефелиновых породах. В нефелиновых сиенитах содержание углеводородных газов достигает 5.95 см³ на 1 кг породы. В гнейсах, подстилающих массив, содержание углеводородных газов не превышает десятых долей кубического сантиметра. Основные и ультраосновные породы Мончегорской интрузии содержат до 0.9 см³ метана, тяжелые газообразные углеводороды в них отсутствуют. Щелочные изверженные породы Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов содержат восстановленный битум, по типу напоминающий нефтяной. Установлена зависимость содержания углеводородных газов от химического состава горных пород и отсутствие возможности миграции этих газов в интрузивные породы из каких-либо осадочных формаций. (Н. М.). РЖ Геол., 1961, № 4, Г 357.

695. Пишпарева Н. А., Григорьева Н. П., Стожеевых Н. С. Опыт применения метода вызванной поляризации на Кольском полуострове. Информац. сб. ВИТР, 1960, № 23, стр. 50—59.

Описываются опытно-методические работы по методу вызванной поляризации (метод ВП), проведенные ВИТРОм на Кольском полуострове в 1957—1958 гг. на трех участках: а) на месторождении богатых сингенетических сульфидных медно-никелевых руд, перекрытом наносами мощностью в 3—4 м; б) на оруденении, представленном бедными вкрапленными рудами, в которых среднее содержание сульфидов составляет 1—3%, рудоносная залежь имеет близкое к горизонтальному залегание и очень большие размеры по простиранию при мощности 3—10 м; в) в районе, где вмещающие филлиты несут повсеместную рассеянную вкрапленность сульфидов.

Методом ВП выделяются все зоны с повышенной сульфидной минерализацией, будь то вкрапленные или сплошные медно-никелевые руды, или зоны пирротиновой минерализации в филлитах. Все полученные аномалии ВП вызваны присутствием электропроводящих минералов. Зоны повышенной проводимости ионного характера аномальными значениями проводимости не отмечаются.

Поиски рудных тел в районах с высоким удельным сопротивлением вмещающих пород (тысячи ом) можно вести по схеме срединного градиента. Если используется источник тока в 120 в, величина разносов может составлять 300—500 м. При поисках сплошных рудных тел жильного типа целесообразно проводить измерения по методу ВП с установкой комбинированного профилирования, полуразнос которой должен примерно вдвое превышать глубину до верхней кромки жил.

При поисках медно-никелевых руд в условиях Кольского полуострова вместо комбинированного, дипольного, симметричного профилирования, метода наложенных полей (метод α) целесообразнее проводить работы методом ВП, по схеме срединного градиента или комбинированного профилирования в зависимости от геологической ситуации. (В. С. С.).

696. Покровский В. А. Температурная характеристика подземных вод Русской платформы и ее обрамления. В сб.: Проблемы гидрогеологии. Докл. к собранию Международной ассоциации гидрогеологов. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 243—253. Резюме англ.

Статья посвящена рассмотрению серии геотермических карт в масштабе 1 : 4 000 000: 1) схематической карты изотерм кровли фундамента, 2) карты среза для глубин 500, 1000 и 1500 м от поверхности земли, 3) схематической карты положения изотермической поверхности 50° и 4) схемы геотермического районирования.

Наиболее низкие температуры на кровле фундамента зафиксированы в пределах Кольского полуострова (3—4°) и Украинского массива (9—10°), где кристаллические породы обнажаются на поверхности или залегают на сравнительно небольших глубинах. В соответствии с этим на схеме геотермического районирования Кольский полуостров и Украинский кристаллический массив отнесены к провинции «пониженных температур».

Под геотермической провинцией автором понимается «определенная территория с довольно однородным термическим режимом». Для выделения провинций условно приняты температуры на глубине 1000 м, где влияние поверхностных факторов (рельеф, охлаждающее влияние поверхностных и подземных вод и т. д.) исключено. Даны 3 геотермические карты и 2 геотермических профиля. Библ. — 5 назв. (М. Д. М.). См. также РЖ Геол., 1961, № 12, Д 74.

697. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. ДАН СССР, т. 135, 1960, № 1, стр. 162—165.

В результате определения абсолютного возраста более 50 образцов глауконита из позднедокембрийских отложений Русской платформы и Урала заполнен громадный возрастной перерыв между временем внедрения рапакиви (1700—1600 млн лет) и нижним кембрием (550 млн лет).

Позднедокембрийская трансгрессия началась в Волго-Уральском прогибе, постепенно расширилась и заполнила Рязано-Пачелмский и Мурмано-Кольский прогибы, а затем — обширные пространства всей Русской платформы.

По фациально-тектоническим взаимоотношениям и абсолютному возрасту глауконитсодержащих пород дается обобщенная корреляционная схема. Выделено 6 древних доордовикских глауконитовых формаций, прослеживающихся на огромных пространствах: 1 — нижневаблинская (~1300 млн лет), 2 — кильдинская (~1000 млн лет), 3 — инзерская (943—876 млн лет), 4 — пачелмская или миньярская (770—707 млн лет), 5 — валдайская (618—590 млн лет), 6 — балтийская (550—535 млн лет), синхронная отложению синих глин балтийской серии.

Верхняя возрастная граница позднего докембрия — 550 млн лет (по древнейшим биозонам, фауне) и около 600 млн лет — по подстилающим

их немых толщам спорного возраста. Нижняя граница проходит выше иоттийских отложений (1100—1200 млн лет). Длительность позднего докембрия около 600—700 млн лет. Синию синхронна только верхняя часть рифея. Две серии нижнего рифея должны быть отнесены к среднему докембрию (протерозою). Библ. — 12 назв. (В. А. Т.).

698. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 57—82. Резюме англ.

Дан краткий очерк геохронологии докембрия Балтийского щита, основанный на результатах 450 определений абсолютного возраста интрузивных и метаморфических пород этой территории. Преобладающая часть определений получена К-Аг методом по слюдам. Пять значений возраста проконтролированы несколькими методами. Возраст определялся в основном на породах Карелии и Кольского полуострова, частично Финляндии, Швеции, п-ова Канин и Тиманской горной цепи.

На основании геохронологических данных территория Балтийского щита может быть разделена на 2 части. Древнейшая занимает восточную часть Скандинавии, Финляндию, Карелию и Кольский полуостров. Консолидация этой части щита закончилась в период свекофенно-карельского диастрофизма (1640—1860 млн лет). После этого восточная часть щита оставалась сложным объединенным платформенным сооружением. Вторая часть щита представляет собой складчатое обрамление древнейшей докембрийской платформы. Она развивалась в течение доготского—готского—рифейского—каледонского периодов диастрофизма (1540—490 млн лет).

В восточной части щита выделены следующие геохронологические периоды седиментации, метаморфизма и магматизма (в млн лет): нижний катархей — 3490—3500; верхний катархей — 3060—3100; нижний саамский — 2510—2870; верхний саамский — 2150—2450; беломорский — 1950—2150; свекофеннский — 1640—1840; карельский — 1620—1880; верхний карельский — 1620—1880. Катархейские гнейсы и граниты обнаружены в виде реликтов в магматических формациях саамид Кольского полуострова.

В докембрийско-каледонском обрамляющем складчатом поясе выделены следующие геохронологические формации (в млн лет): доготские граниты — 1540, готский метаморфизм — 1275—1380, рифейский цикл I — 720—1030, рифейский цикл II — 665—680, каледонский цикл — 620—490.

Рассмотрены некоторые теоретические вопросы геологии докембрия: геохронология и эволюция докембрийских геосинклиналей и платформ, эволюция и рост саамско-каледонского континента, структурно-фациальные особенности циклов докембрия, геохронология кислого магматизма Балтийского щита. Проведено геохронологическое сравнение докембрия Балтийского и Украинского щитов и Русской платформы. Библ. — 15 назв. (Л. А.). РЖ Геол., 1962, № 3, В 66.

699. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Применение К-Аг и Rb-Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 7—41. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9).

Кратко рассмотрены история разработки К-Аг метода в СССР и работы под руководством Э. К. Герлинга по определению энергии активности выделения Аг из слюд и полевых шпатов, о существовании Аг в магме, об отсутствии аргонового фона в минералах. Более 240 возрастных определе-

ний К-Аг методом по слюдам для Карелии, Кольского полуострова и Финляндии произведены в ЛАГЕД, использованы также 15 определений, выполненных финскими исследователями. Данные сведены в таблицы. Разбирается геологическая обстановка каждого случая определения абсолютного возраста. Дается сводная таблица с выделением основных циклов седиментации и метаморфизма в докембрии Балтийского щита. 6 табл. Библ. — 32 назв. (В. Д.). РЖ Геол., 1961, № 1, В 85.

700. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. В сб.: Труды 7-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (8—12 мая 1958 г.), М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 13—47.

Большой экспериментальный материал по определению абсолютного возраста аргоновым методом позволяет выделить для восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров, Карелия, Финляндия) четыре больших цикла седиментации и метаморфизма: IV — карельский, с тремя отделами (верхний — иотний, хогландий, средний — ятулий и нижний — карелий); III — беломорский, с одним или двумя отделами; II — саамский, с двумя отделами (свита поросозера и свита полмос + железорудная формация); I — катархей с верхним и нижним отделами (?).

Орогенные движения сопровождались пятью или шестью интрузивными циклами кислой магмы, которые подразделены на группы: I — плагиограниты, II — микроклиновые граниты (группа редкометальных пегматитов), III — беломорские микроклиновые граниты, IV — посткарельские граниты Карелии, Кольского полуострова и Финляндии (?), V — граниты рапакиви, VI — щелочные граниты — сиениты — нефелиновые сиениты, также посткарельского возраста.

Все перечисленные циклы седиментации, метаморфизма и интрузий закончились до 1600—1500 млн лет, т. е. произошли до протерозойского периода геологической истории Земли, в прежнем понимании нижней границы протерозоя от 1000 до 1500 млн лет.

Присоединение карельской эпохи седиментации, метаморфизма и магматизма к протерозою отодвинет нижнюю возрастную границу протерозоя до 1800—1900 млн лет.

Намеченные возрастные пределы циклов седиментации, метаморфизма и магматизма в большинстве своем являются рекогносцировочными и требуют дальнейшего уточнения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Pb}/^{87}\text{Sr}$ методами.

Надежны величины, определенные тремя методами; возраст гранита рапакиви и эпохи хогландия — 1640 млн лет, возраст посткарельских и постсвионийских интрузий Финляндии (посторогенные — 1650—1750 млн лет, синорогенные — 1760—1850 млн лет, посторогенные — 1550—1660 млн лет и синорогенные — 1760—1860 млн лет). Совпадение этих величин ставит вопрос о синхронности постсвионийских и посткарельских интрузий Финляндии с посткарельскими интрузиями Карелии и Кольского полуострова. Отсюда неизбежно следствие о необходимости объединения этих образований в единую свекофеннскую или же посткарельскую интрузивную эпоху (IV группа щелочно-земельных гранитов).

Возраст посторогенных беломорских гранитов равен 1950 млн лет (определен двумя методами).

Уточнение величин возраста метаморфических и магматических циклов стронциевым и свинцовым методами должно сузить большую их растянутость и позволит разбить эти крупные периоды на более мелкие циклы.

Такое подразделение возможно для карельского цикла и карелид (два цикла), саамского цикла и саамид (два цикла) и для I и II группы гранитов (несколько орогенных циклов и циклов метаморфизма).

Дальнейшие исследования могут выявить наличие докембрийских пород моложе иотния и рапакиви.

Для Скандинавии приведены цифры возраста готокарелид: 895—965 965 млн лет — по ортоклазу и мусковиту (К-Аг метод) из Норвегии — 865—880 млн лет и по бреггериту из Норвегии — 865—880 млн лет. Возраст свекофеннид — 1090 млн лет по клевету (Арендаль) из Норвегии и 1005 млн лет — по фергусониту (Итерби из Швеции).

Эти даты возраста готокарелид и свекофеннид Скандинавии в 1.5—2 раза меньше цифр возраста рапакиви, посткарельских и свекофеннских гранитов Финляндии и Карелии, что указывает на различие возраста этих циклов.

Комплексы нефелиновых пород Скандинавии в области Осло относятся к перми с возрастом 225 млн лет.

Возраст сложных комплексов палеозойских интрузий нефелиновых основных пород Кольского полуострова и Карелии относится к 280—520 млн лет. Уточнение этих величин стронциевым и свинцовым методами может наметить несколько эпох интрузий щелочных пород этой области. Граф. — 2 схемы, 6 табл. Библ. — 27 назв. (Г. И. Ш.).

701. Половинкина Ю. И. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 111—116, ВСЕГЕИ. Дается схема развития магматизма на Балтийском щите.

Возраст	Этапы	Порода
Нижний карбон.	Ранние и начальные.	Хибинский и Ловозерский массивы щелочных пород.
Верхний протерозой.	Поздние.	Силлы габбро-диабазов и сиенито-диоритов; пудожгорские малые интрузии габбро-диабазов.
	Ранние. Начальные.	Гипербазиты Монче-тундры и Печенги. Суйсарский и другие вулканические комплексы.
Нижний протерозой.	Поздние. Средние.	Кварцевые порфиры. Рапакиви. Микроклиновые и щелочные граниты. Габбро, диориты, диабазы. Микроклиновые граниты III группы (метасоматические).
	Ранние. Начальные.	Диориты. Габбро. Офиолитовые интрузии. Кератофиро-спилитовая формация.
Архей.	Поздние.	Плагиоклазо-микроклиновые граниты II группы. Друзиты, габбро-перидотиты.
	Средние.	Олигоклазовые граниты I группы.
	Ранние. Начальные.	Основные и ультраосновные интрузии. Гранулиты. Амфиболиты.

Примечание. В раннепалеозойское время на Кольском полуострове сформировались сложнодифференцированные многофазные интрузии. (А. В. А.).

702. Прияткина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерской метаморфической толщи. В сб.: Геология и петрология докембрия, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 27—42. (Тр. ЛАГЕД, вып. II). R-36-XXXVI, R-37-XXXI.

Свита полмос-поросозеро представлена различными гнейсами (биотитовыми, гранато-биотитовыми, амфиболо-биотитовыми, амфиболовыми, ставролитовыми, кианитовыми), кварцево-серицитовыми сланцами, парами ортоамфиболитами. Поросозерскую толщу ранее автор относил к верхнему архею (ботнию). В настоящей статье по данным абсолютного возраста она относится к нижнему архею (саамиды) и делится на два отдела.

К нижнему отделу относятся своеобразные ритмично-слоистые флишоподобные породы, к верхнему собственно поросозерская метаморфическая толща. В основании последней располагается горизонт базальных конгломератов.¹ В составе поросозерской толщи различаются три свиты, которым придается определенное стратиграфическое положение. Нижняя сложена в основном биотитовыми гнейсами. Средняя представлена биотито-ставролитовыми и в меньшей степени кианито-биотитовыми гнейсами с редкими линзами внутриформационных конгломератов. Верхняя свита, пестрая по составу, сложена тонкозернистыми биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами и сланцами. В сложении толщи принимают участие метаморфизованные магматические породы: порфирииды, габбро-анортозиты, ортоамфиболиты, метагаббро-диабазы, серпентиниты и метاولивиниты. Выделяются верхнеархейские интрузии (гнейсо-гранодиориты, микроклиновые гнейсо-граниты и турмалиновые гнейсо-граниты), нижепротерозойские (микроклиновые граниты), среднепротерозойские (щелочные граниты). Палеозой представлен дайками диабазов.

Остальная часть статьи посвящена деталям геологических соотношений поросозерской метаморфической толщи с окружающими породами. Библ. — 5 назв. (Л. Л. Г.). РЖ Геол., 1961, № 7, Б 8.

703. Пущаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 9, стр. 15—28.

В работе приводятся данные о строении древних платформ и складчатых областей Арктики и разбираются вопросы происхождения океанических впадин. В разделе «Древние платформы Арктики» среди других приводится краткое описание древней платформы Баренцева моря, в основном располагающейся под водой. Древний фундамент платформы, перекрытый местами породами осадочного чехла, выступает на северо-востоке Шпицбергена и о. Белом. На о. Виктория, архипелаге Земли Франца-Иосифа, островов Визе и Ушакова кристаллический фундамент неизвестен, но установлен мезозойский и палеозойский осадочный чехол древней платформы. Выходы фундамента платформы известны также в западной половине Шпицбергена. Во всех этих частях фундамент представлен комплексом сильно метаморфизованных пород, включающих кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, основные эффузивы, мрамора, граувакки, доломиты, известняки и другие породы общей мощностью более 15 тыс. м. Породы собраны в меридиональные линейные складки, нарушенные продольными разломами. На этих комплексах, образуя верхний структурный ярус, залегают неметаморфизованные толщи, представленные песочно-сланцевыми и карбонатными породами, слагающие зоны каледонид и ограничивающие древнюю платформу. На востоке ее граница, вероятно, доходит до островов Северной Земли, а далее поворачивает на юго-запад недалеко от берегов Новой Земли, о чем свидетельствует Герцин-

¹ В более поздних работах Л. А. Прияткина, рассматривая собственно поросозерскую толщу, выделяет свиты: полмос (нижняя) и порос (верхняя). Базальные конгломераты она поместила между свитой полмос и свитой порос, т. е. они являются «базальными» не для всей свиты (как утверждается в реферируемой статье), а только для ее верхней части. Флишоподобные породы помещены в средней части свиты полмос. Поросозерская толща уже не разделяется на три свиты. Внутриформационные конгломераты средней свиты исключены из разреза. Эти «новые данные о стратиграфическом положении» поросозерской толщи носят противоречивый характер. (Л. Л. Г.).

ский краевой прогиб на ее западном побережье. Северная граница платформы, очевидно, располагается вблизи зоны материкового склона. Граф. — схематизированная тектоническая карта Арктики. Библ. — 85 назв. (В. Г. З.).

704. Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. Кристаллическая структура нарсарсукита. Кристаллография, 1960, т. 5, вып. 4, стр. 563—573.

Нарсарсукит — редкий титаносиликат встречается в щелочных пегматитах. Химическая формула: $\text{Na}_2(\text{Ti,Fe})\text{Si}_4\text{O}_{11}$; отношение Ti к Fe примерно равно 3 : 1, а часть атомов O (около 0.5) замещена на OH. Симметрия минерала тетрагональная; параметры решетки: $a=10.72\pm 0.04 \text{ \AA}$; $c=7.99\pm 0.02 \text{ \AA}$. Уд. в. — 2.779; $z=4$.

Из систематических погасаний пространственная группа решается неоднозначно $I_{4/m}$, I_4 и I_4^- .

На проекции Паттерсона, вдоль короткой оси c выявилось небольшое число резких максимумов, анализ которых в рамках возможных пространственных групп привел к выводу, что атомы Ti должны сдвигаться в проекции xy на одной из 2 систем осей 4-го порядка. Все остальные максимумы объяснялись лишь при условии сдвигания атомов в проекции xy , т. е. при наличии горизонтальной зеркальной плоскости, что свидетельствует в пользу группы $I_{4/m}$ (C_{4h}^2).

Предлагается два варианта модели структуры (из-за размещения Ti на осях 4 или 4_2 группы $I_{4/m}$).

1-й вариант: октаэдры Ti соединяются друг с другом противоположными вершинами в бесконечные цепочки вдоль оси z ; период c равен двум звеньям — октаэдрам цепочки. Другой основной элемент мотива — четверные кольца, образованные попеременно «смотрящими» в разные стороны тетраэдрами SiO_4 . Кольца сцепляются в вертикальном направлении атомами O_1 , образуя бесконечную цепочку — колонку состава $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_{\infty}$.

2-й вариант: Ti находится на осях 4_2 . План структуры остается тем же, однако Si-тетраэдры в кольцах ориентированы одинаково и образуют сдвоенные четверные кольца, т. е. островные группировки.

Анализ интенсивностей нечетных слоевых линий доказал, что истинной структуре нарсарсукита соответствует 1-й вариант.

Как видно из таблицы сравнения экспериментальных и вычислительных амплитуд F_{hko} , их значения очень близки.

В работе приводятся координаты атомов. (Структура характеризуется 14 параметрами). Даны также межатомные расстояния в структуре нарсарсукита. Основу структуры составляют (Ti, Fe) октаэдры, нанизанные на четверные поворотные оси (4) и цепочки-колонки из (SiO_4)-тетраэдров. Осями кремнекислородных цепочек являются оси 4_2 . Октаэдры и тетраэдры-структуры близки к правильным. Координационный полиэдр атомов Na-семивершинник, представляет собой треугольную призму с пирамидой на одной из граней. Ионы OH распределены по двум двукратным положениям группы $I_{4/m}$ не равномерно, а с резким преобладанием в положении 2 (b):001/2.

Свойства нарсарсукита находятся в соответствии с его структурными особенностями.

C (Ti, Fe)-октаэдрами и кремнекислородными радикалами согласуются высокое двупреломление (0.030—0.040) и оптически положительный характер минерала. Наличие пустот определяет невысокий уд. в. Плотность спайности проходит по наиболее ослабленным атомам O_{11} .

Структуру нарсарсукита можно рассматривать как новый структурный тип. Наиболее близкой в структурном отношении является группа скаполита. Библ. — 4 назв. (Е. А. Г.).

705. Раабен М. Е. О стратиграфическом положении слоев с *Gymnosolen*. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 124—131. Резюме англ.

Рифейские отложения, выделяемые в особую группу, характеризуются палеонтологическими остатками, среди которых наиболее широко развиты строматолиты. Приводится краткое описание строматолитов и, в частности, типа *Gymnosolen Steinmann*.

Этот тип развит в рифейских осадочных толщах п-ова Канин, о. Кильдин, на Шпицбергене, в Норвегии, на Тимане и в Каратаевской свите Южного Урала, что объединяет их стратиграфически. *Gymnosolen Steinmann*, имеющая сравнительно узкое вертикальное развитие и характеризующая исключительно верхние слои рифея, по мнению автора, является руководящей формой позднего докембрия и в силу своей морфологической индивидуальности имеет право на самостоятельное существование. 1 табл. Библ. — 19 назв. (В. Г. З.).

706. Разумихин Н. В. Изучение россыпей — на научную основу. Вестн. ЛГУ, 1960, № 12. Сер. геол. и геогр., вып. 2, стр. 156—157.

Освещаются итоги научной сессии по закономерностям размещения россыпей. А. В. Сидоренко приведены данные, говорящие о перспективах Кольского полуострова для выявления россыпей с промышленным содержанием полезного компонента. Благоприятными факторами являются повышенные содержания тяжелых минералов в породах докембрия и ограниченность ледникового выпахивания. (М. К. Г.).

707. Рожков И. С. Роль коры выветривания в формировании древних титановых россыпей. Тр. Ин-та геологии Якутского фил. СО АН СССР, 1960, вып. 7, стр. 49—57.

Отмечается приуроченность главнейших россыпных месторождений Тi к тем областям развития основных пород, где происходило интенсивное химическое изменение с образованием мощной коры выветривания. Последнее способствует обогащению элювия полезным компонентом и высвобождению устойчивых минералов из вмещающих пород с последующим поступлением в рыхлые отложения. Среди районов развития древней коры выветривания и рыхлых осадочных образований, могущих представлять интерес при поисках титановых россыпей, назван Кольский полуостров. Библ. — 5 назв. (М. К. Г.).

708. Рудовская Л. Н. Циркон и его парагенетические ассоциации в месторождениях гранитных пегматитов Чурино-Лоухского и Енского пегматитовых полей. В сб.: Краткие сообщения по научно-исследовательским работам ИМГРЭ за 1959 г., вып. 1, М., 1960, стр. 91—97. Q-36-I, II, VII, VIII.

Приведена краткая характеристика геологического положения, морфологии, минерального состава, текстурных и структурных особенностей гранитных пегматитов некоторых месторождений, близких по составу и строению (Чурино-Лоухское и Енское пегматитовые поля). Кратко описаны акцессорные минералы, свойственные этим пегматитам, — циртолит, ортит, тапиолит, минерал из группы колумбита—танталита, микролит, фергусонит, монацит, ксенотим, берилл. Для тапиолита и микролита приведены результаты их полного химического анализа, для циртолита — содержания HfO_2 , BeO и $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$. Делается вывод о преимущественном развитии в пегматитах Чурино-Лоухского пегматитового поля акцессорных циртолита, ортита, монацита, ксенотима, а в пегматитах Енского пегматитового поля наряду с перечисленными — тантало-ниобатов и берилла. В последних интенсивно проявлены процессы альбитизации, сопровождающиеся литиевой минерализацией. (В. А. Л.).

709. Р у ж и ц к и й В. О. Алмазы Европы. Природа, 1960, № 11, стр. 27—34.

Рассматриваются вопросы поисков алмазов, история находок их в различных областях Европы, намечаются контуры новых провинций.

Наиболее крупные и богатые месторождения алмазов приурочены к платформам, менее богатые — к складчатым областям. Кроме коренных пород алмазы часто извлекаются из россыпей. В качестве поискового признака на практике чаще всего используется гранат пироп.

Алмазы найдены в Чехословакии и на Русской платформе (Тиман, Кольский полуостров), а также в Западном Приуралье, на Северном Кавказе, в Приазовье, на Украине. Известно наличие кимберлитовых трубок у с. Неноксы (Архангельск) и на о. Еловом.

Кимберлитовые трубки обычно приурочены к областям сопряжения крупных геологических структур и к местам пересечения глубинных разломов. Эти образования могут быть обнаружены на территории Украины. ГДР и ПНР тоже перспективны в отношении нахождения кимберлитов и алмазов (А. Л. Р.).

710. Р у с а н о в Б. С. Сессия по изучению закономерностей размещения россыпей. Геология рудных месторождений. 1960, № 2, стр. 120—122.

Сообщается, что в докладе А. В. Сидоренко, сделанном на сессии, приведены данные о россыпях на Кольском полуострове. В рыхлых отложениях района Хибинских и Ловозерских тундр и Цагинской депрессии обнаружены повышенные концентрации тяжелых минералов. (М. К. Г.).

711. Р у х и н а Е. В. Литология моренных отложений. Л., Изд. ЛГУ, 1960. 141 стр. (ЛГУ им. А. А. Жданова).

Морена залегает в виде плаща, скрадывающего, но не искажающего первичный характер рельефа. Ее состав зависит от петрографического состава пород, по которым двигался ледник, и от рельефа их поверхности.

По месту накопления обломочного материала во время существования ледника можно выделить абляционную и основную морены, а по преобразующим факторам — делювиально преобразованную, солифлюкционно преобразованную (имеется в Хибинах), флювиально преобразованную (характерна для Кольского полуострова) и бассейновую (отмечена в низовьях рр. Поноя, Варзуги, Стрельны и Чапомы).

По степени активности ледников в донной части следует различать морены активных и пассивных ледников. Первые залегают с четким контактом на коренных породах, вторые — на коре выветривания (Федорова тундра и др.).

Кроме характера залегания на подстилающих породах, об активном состоянии льда свидетельствует наличие друмлинов.

Строение конечных морен зависит от того, на каких формах рельефа они располагаются. Так, на крупных возвышенностях они сложены мореной, а в депрессиях — почти целиком озерно-ледниковыми отложениями. В Хибинах к северу от Хибинского и Ловозерского горных массивов, к югу от оз. Чудзъявр и в других пунктах Кольского полуострова конечные морены в значительной мере сложены водно-ледниковыми отложениями.

Морены можно разделять по гранулометрическому, петрографо-минералогическому и химическому составу. Гранулометрический состав морен характеризуется присутствием трех групп частиц: глинистых, алевритовых и песчаных (а также более крупных), содержание каждой из которых практически не уменьшается до нуля. Наиболее постоянно количество алевритовых частиц, изменяющееся от 25 до 50%. На кристаллических породах морены более крупнозернисты, чем на осадочных. В пределах Кольского полуострова преобладают каменистые, песчаные и супесча-

ные разновидности морены. Абляционная морена по сравнению с основной обогащена крупным материалом и обеднена мелкими частицами. При солифлюкционном преобразовании морен мелкозем выносится и «вымывается» в морену, расположенную ниже по склону холма.

Петрографо-минералогический состав морены зависит от прочности пород, по которым двигался ледник, устойчивости слагающих их минералов и от интенсивности процессов преобразования морены. Для морены Кольского полуострова характерны пестрота и непостоянство минералогического состава, связанные со сложностью геологического строения полуострова, близостью его к центру оледенения и существованием на последних этапах горных ледников. К примеру, в районе р. Лотты среди прозрачных минералов господствует гранат, в Хибинах — роговая обманка, в Федоровых тундрах наряду с роговой обманкой много ромбических пироксенов. Южнее Кольского полуострова в морене сначала преобладает роговая обманка (на периферии области распространения кристаллических пород), а далее к югу на осадочных породах — гранат, рудные минералы; в самых южных районах возрастает содержание циркона и рутила. В абляционной морене по сравнению с основной уменьшается содержание неустойчивого эгирина и агрегатов при одновременном увеличении количества роговой обманки, эпидота, граната и рудных минералов (Хибины, Федорова тундра). В глинистой фракции морены встречаются в основном гидрослюда.

В работе подробно разобраны текстурные особенности морены. Для основной морены характерно равномерное распределение валунов и расположение длинных осей обломков по направлению движения ледника. Переориентировка их происходит при солифлюкции, пучении и вымораживании. Резко выражена поверхность раздела между основной и абляционной мореной. Неясная пластовая отдельность и даже слоистость, наблюдаемые в разрезах морены, связаны с наличием песчаных линз или неравномерным распределением в морене крупных обломков. Последнее характерно для абляционной и солифлюкционно-делювиальной морен, в которых наблюдается пунктирная или облекающая слоистость.

Количество песчаных линз возрастает снизу вверх по разрезу морены, а в плане от южных районов к северным, что свидетельствует о большей скорости таяния льда на севере. К текстурным признакам морены относятся также следы оползания, обнаруженные автором в Хибинах.

В заключительных главах работы Е. В. Рухиной рассмотрены условия накопления морены во внешней и внутренней зонах последнего оледенения и прикладное значение литологического изучения морен. Библиография — 177 назв. (В. Я. Е.).

712. Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 106—127. Резюме англ.

На схеме расположения главнейших структурных элементов раннего протерозоя показано, что средняя часть Кольского полуострова занята внешним поясом миогеосинклиналей, ограниченным «Беломорской глыбой» и «Мурманским блоком».

Южная Печенгско-Варзутская миогеосинклиналь — внутренний геосинклинальный пояс с подводным вулканизмом и серией офиолитов гипербазитового состава. Параллельная ей Кейвская зона отнесена к миогеосинклиналям с поясом габбро-анортозитов. От западного обрамления «Беломорской глыбы» на юг протягивается геосинклинальная зона с джеспилитовыми формациями, намеченная через район Великих Лук, Белоруссию, Курскую магнитную аномалию до Кривого Рога.

На схеме расположения главных структурных элементов позднего докембрия Кольский полуостров и Карелия изображены в качестве частей Русской платформы, отделенных от более южных ее участков широкими прогибами (Вологодским и Оршанским). В позднем докембрии Русская платформа с севера была ограничена эокаледонской геосинклиналью, переходившей по простиранию в Тиманскую. Платформа с территории Кольского полуострова переходила на юго-восточные берега Белого моря, протягиваясь между эокаледонской миеосинклиналью и Онежским прогибом. На обеих схемах в районе Баренцева моря показана «Баренцева платформа», южная часть которой занимает всю Печорскую низменность.

Выявление закономерностей развития наиболее ранних этапов истории Земли исключительно важно. Очень трудна корреляция докембрийских толщ в удаленных друг от друга регионах. Метод абсолютного возраста здесь пока еще неприменим. Главное значение для корреляции могут иметь характерные, неповторимые формации, образовавшиеся в особых климатических условиях докембрия.

Докембрийские образования разделяются на архейские и протерозойские. Последние всюду ясно подразделяются на три подгруппы. Архейские образования представлены глубоко метаморфизованными породами (гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами). Очень характерны чарнокиты, типичен парагенезис кварцитов с амфиболитами по основным вулканитам геосинклинального типа, магнетит-амфиболовые или магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы, кварциты. Исключительно редки конгломераты, отсутствуют перерывы и угловые несогласия, широко проявлены анатексис, гранитизация.

В начале протерозоя была заложена новая геосинклинальная система карелид, пояса интенсивного развития геосинклинальных вулканитов спилито-кератофировой формации. Позже в этих поясах произошло внедрение основных и ультраосновных интрузий (офиолитов), приуроченных к глубинным разломам.

Беломорская глыба архея представляла собою массив в середине обширной протерозойской геосинклинали. На юго-западе к карелидам примыкала обширная свекофенская платформа (Финляндия—Швеция—Прибалтика).

В Кейвской и Восточно-Финляндской зонах шло накопление мощных терригенных, часто высокоглиноземистых пород (Кейвская и Ладожская серии). Для Печенгско-Варзугской и Восточно-Карельской зон карелид характерно накопление основных вулканитов (Тундровая и Парандовская серии).

К нижнему протерозою приурочено внедрение анортозитов на границе Кейв с «Мурманской глыбой».

Рубеж архея и протерозоя отмечается эпохой грандиозного расчленения и частичного погружения архейского складчатого цоколя, возникновением новых геосинклинальных систем и поднятий. Карельская геосинклиналь замкнулась в конце протерозоя. Отмечается унаследованность палеозойских и кайнозойских геосинклиналей, всегда имеющих в основании геосинклинальные комплексы протерозоя или переработанные в протерозое комплексы архея.

В нижнепротерозойских геосинклиналях Карело-Кольского и других регионов выделяются 2 типа структурно-фациальных поясов: 1) около платформ, с накоплением мощных терригенных толщ и с последующей гранитизацией; 2) в центральных частях геосинклиналей, с подводным вулканизмом, внедрением офиолитов, плагиогранитов.

Для раннего протерозоя характерно развитие второй в истории Земли эпохи образования железных руд. В конце раннего протерозоя происходит

новая структурная перестройка. В глубоком прогибе Печенгско-Варзугской зоны накапливались основные вулканиты, филлиты, аркозы, доломиты, кварциты Печенгской серии, позже внедрялись гипербазиты.

В позднем протерозое для Карело-Кольского региона наступает длительный период денудации (континентальные отложения лежат горизонтально), внедрения рапакиви и габбро-диабазов. На северо-западе Русской платформы возникает геосинклинальный эокаледонский прогиб, на котором позже развивается Каледонская геосинклиналь (полуострова Рыбачий, Средний, о. Кильдин), накапливаются очень мощные терригенные толщи Гиперборейской серии. Консолидация древних стабильных элементов в единую Русскую платформу была закончена перед началом верхнего протерозоя.

В корреляционной таблице кольские гнейсы приравниваются беломорской (Карелия) и тетерево-бугской (УССР) сериям, тараташскому комплексу (Урал), зерендинской серии (Казахстан), гнейсовому комплексу Памира, далдынской толще Анабарского массива, канскому комплексу Енисейского кряжа, шарыжелгайской, слюдянской и бирюсинской толщам Восточного Саяна, чарской, торской, хангарульской толщам Прибайкалья, олекминской, пенгской, тимлтонской и желтулинской толщам Алдана, аянским гнейсам Северо-Востока СССР.

Нижнепротерозойская кейвская серия синхронна Тундровой. Обе приравниваются тикшезерской, парандовской, ладожской, гимольской (в Карелии), криворожской (УССР), шатмагинской и харбейской (Урал), боровской (Казахстан), сарыбулакской (Тянь-Шань), карской и фадеевской (Таймыр), метаморфическим толщам Сололи (Оленек), тейской серии Енисейского кряжа, кукшерской, камчадальской, свите соснового бойца (Восточный Саян), чуйской толще, муйской и удоканской сериям Прибайкалья, метаморфическим комплексам среднего течения Колымы, Индигирки, Чукотки (Северо-Восток СССР).

Печенгская серия среднего протерозоя приравнивается онежской, сегозерской и суйсарской (Карелия), бурзянской, машакской и юрматинским (Урал), четласской (Тиман), андымской (Казахстан), терской (Тянь-Шань), прончищевской, октябрьской, ждановской, лаптевской (Таймыр), сухошитской, тунгусской, ослианской сериям и глушихинскому комплексу Енисейского кряжа, сублукской и кувайской сериям Восточного Саяна, тепторгинской, ачитканской и падринской сериям, котороконской толще Прибайкалья, уянской и учурской сериям Алдана, ороевской, чебукулахской, тумусской свитам Северо-Востока СССР.

Иотнийская серия терского берега и гиперборейская верхнего протерозоя приравнены хогландию и иотнию (Карелия), овручской толще (УССР), нижнебавлинской свите, полесской, волинской и валдайской сериям Русской плиты, каратаусской серии Урала, джежимской, бобровской и быстринской свитам Тимана, еременьтаусской серии Казахстана, джетымской, караачинской и ушкольской свитам Тянь-Шаня, становской свите Таймыра, мукунской и билляхской Анабара, солоолийской, маастахской, хатыспатской и туркутской свитам Оленека, лопатинской и чивидинской свитам Енисейского кряжа, олхинской, карагасской, оселочной, монгошинской, дибинской и окинской свитам Восточного Саяна, патомской и катерской сериям Прибайкалья, майской серии Алдана. Приложение — две карты-схемы главнейших структурных элементов территории СССР в нижнем протерозое и позднем докембрии, корреляционная таблица. См. также РЖ Геол., 1961, № 4, Б 4. (В. А. Т.).

713. Сахаров А. С. Ультраосновной массив Застейд-II. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 91—117. R-36-XXXII. Работа Кольского фил. АН СССР.

Ультраосновной массив Застейд-II обнажается на северо-востоке и восточных склонах горы того же названия (Сальные тундры). Вмещающие породы — архейские гнейсы с прослоями амфиболитов. Контакты везде эруптивные, часто с узкой зоной брекчий (обломками гнейса в массе пироксенита). Зона контактного ореола (шириной 1—2, редко до 10 м) представлена габбро с геденбергитом и гиперстеном. Основность плагиоклаза возрастает незначительно. Массив имеет в плане неправильную, вытянутую в северо-западном направлении форму, размеры его 4×11 км. Среди пород массива выделено 4 комплекса, отвечающих четырем этапам интрузивной деятельности: 1) комплекс мелкозернистых и тонкозернистых ультраосновных пород — оливиновых пироксенитов (частично перидотитов) и пироксенитов; 2) комплекс оливинитов — пироксенитов до плагиопироксенитов, габбро и габбро-пегматитов; 3) комплекс «верхних» пироксенитов и плагиопироксенитов до габбро; 4) комплекс жильных пород типа диабазов.

На границе 2-го и 3-го комплексов имеется широкая зона брекчий с обломками пород 2-го комплекса, сцементированных породами 2-го и 3-го комплексов. В составе 2-го комплекса насчитывается 5 пачек: 1) брекчированные перидотиты (150 м); 2) оливинит с прослоями перидотитов и пироксенитов (500 м); 3) частично брекчированные перидотиты с залежами оливинитов и пироксенитов (70—175 м); 4) плагиопироксениты, габбро-пироксениты и габбро (40—100 м), к которым приурочена медная, железная и никелевая сульфидная минерализация; 5) серпентинизированные перидотиты (от 40 м и больше). Сульфидная минерализация не связана с проявлением наложенной гидротермальной деятельности, а является следствием кристаллизации остаточного расплава сульфидов.

Автор не считает массив перспективным для поисков месторождений сульфидных медно-никелевых руд. Геол. карта, разрез и блок-диаграмма массива Застейд-II. Библ. — 9 назв. (А. Г.). РЖ Геол., 1962, № 1, В 236.

714. С в е ш н и к о в а Е. В. Особенности состава нефелиновых сиенитов Средне-Татарского массива как глиноземсодержащего сырья. Геология и геофизика, 1960 № 2, стр. 142—147.

В очень сжатой форме приведено описание геологического строения, минералогического и химического состава Средне-Татарского массива нефелиновых сиенитов (Западный склон Енисейского кряжа). Для сравнения минералогического и химического состава пород этого массива приведены составы нефелиновых сиенитов других интрузий, представляющих интерес как глиноземсодержащее сырье, в том числе составы нефелиновых хвостов Хибинского апатитового комбината.

Минералогический состав этих хвостов следующий (в %): нефелин — 60—75; эгирин — 5—7; роговая обманка — 3—5; магнетит — 0.5—1; сфен — 1.5—2.5; апатит — 7—13. Средний хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 39—42; TiO_2 — 1—2; Al_2O_3 — 22—24; Fe_2O_3 — 6—7; MnO — 0.1; MgO — 0.1—0.2; CaO — 8—10; Na_2O — 9—10; K_2O — 4—5; CO_2 — 4—6; п. п. п. — 1. Библ. — 3 назв. (В. Н. Г.).

715. С е м е н о в Е. И., Б ы к о в а А. В. Бериллосодалит. ДАН СССР, т. 133, 1960, № 5, стр. 1191—1193. Q-36-V, VI.

Бериллосодалит обнаружен в пегматитах нефелиновых сиенитов Ловозерского массива в виде округлых выделений размером до 0.3 см совместно с цеолитами, по краям кристаллов чкаловита. Бериллосодалит полупрозрачен, имеет раковистый излом, стеклянный блеск, голубую, зеленоватую и розовую окраску. Тв. около 4, уд. в. — 2.28. Перед паяльной трубкой плавится; в УФ-лучах обнаруживает ярко-розовое свечение $N \approx 1.495$. По дебаеграмме бериллосодалит сходен с минералами группы содалита, $a_0 = 8.72$ А. Хим. состав (в вес. %): SiO_2 — 50.45; Al_2O_3 — 12.56; Cr_2O_3 — 0.043; BeO — 5.30; CaO — 0.50; Na_2O — 23.26; K_2O — 0.40;

$\text{H}_2\text{O}^+ - 1.50$; $\text{H}_2\text{O}^- - 1.51$; $\text{Cl} - 6.04$; $\text{O} - \text{Cl}_2 - 1.40$; сумма — 100.26. Формула $\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$ по сравнению с формулой содалита ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{Cl}$) указывает на гетеровалентное замещение по схеме $\text{BeSi} \rightarrow \text{AlAl}$. Бериллосодалит является продуктом гидротермального изменения чкаловита. (В. К.). РЖ Геол., 1961, № 6, В 207.

716. Семенов Е. И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпitherмальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 17. Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 85—95. Резюме англ.

Особенности состава щелочных пород определяют специфичность процессов их изменения, нередко приводящих к образованию крупных промышленных месторождений ряда элементов: Al, TR, Nb и др. В большинстве изученных районов (Сибирь и др.) широко развита мощная кора выветривания нефелиновых и щелочных сиенитов, в которой преобладают галлуазит, каолинит, гидромусковит. Верхняя часть коры часто является меланократовой, ожелезненной. Кроме площадной коры выветривания, в щелочных массивах иногда, особенно часто в климатических условиях Заполярья (Урал, Кольский полуостров), проявлена и линейная. Процессы выветривания иногда развиваются по зонам интенсивного метасоматического изменения щелочных пород.

В щелочных пегматитах гипергенные и эпitherмальные эндогенные процессы часто приводят к образованию одних и тех же минералов. Для большинства изученных вторичных минералов доказано и гипергенное, и эпitherмальное происхождение (галлуазит, штаффелит, рабдофанит и др.).

При окислении сульфидов щелочных массивов образуются преимущественно не сульфаты и вторичные сульфиды, как обычно, а силикаты и фосфаты Zr, Pb, Cu. Выветривание минералов происходит стадийно. Общий список вторичных минералов щелочных массивов насчитывает более 100 видов. Наиболее характерным для щелочных и нефелиновых сиенитов являются окислы и гидроокислы Al, Ti, Mn^{4+} , фосфаты Ca, слоистые гидросиликаты Al, цеолиты, сложные коллоиды гидроокислов Zr, Nb, Ti, Be.

Особенностью многих вторичных минералов щелочных массивов является резкое обогащение Ti, Zr, Nb и др. Сущность процессов изменения первичных минералов щелочных массивов сводится к следующему: 1) окисление Fe^{2+} в Fe^{3+} , Mn^{2+} в Mn^{4+} , Ce^{3+} в Ce^{4+} ; 2) накопление Fe^{3+} , Mn^{4+} , Ce^{4+} , La, Th, Zr, Hf, Ti, Ta, Be, Al; 3) вынос Na, Ca, Sr, Ba, Mg, K, Rb, Cl, F, частично Li, Y, Rb, Si; 4) гидратация продуктов изменения. В подземных и грунтовых водах щелочных массивов установлено содержание F и Sr. В почвах и золе растений содержатся Ti, Zr, Nb, Be, Sr, Mn.

Широкое развитие вторичных редкометалльных минералов наиболее характерно для агпайтовых щелочных массивов. Согласно миграционной способности элементов при вторичных процессах, в щелочных массивах из них выделяются 3 группы: 1) активные мигранты — Na, Ca, Sr, Ba, Mg, K, Rb, Cl, F; 2) малоактивные мигранты — Li, P, Si, U, Y и 3) неактивные мигранты — Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, Mn^{4+} , Fe^{3+} , Ce^{4+} , La, Be, Al. В профиле хорошо проработанной коры выветривания неактивные мигранты слагают верхнюю часть, а малоактивные обогащают нижнюю. Кора выветривания щелочных массивов благоприятна для нахождения вторичных месторождений. Граф. — 3 табл. Библ. — 14 назв. (Т. З.). РЖ Геол., 1961. № 9, В 199.

717—718. Семенов Е. И. О содержании лития и рубидия в минералах из щелочных пегматитов Ловозерского массива. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 20—23. (Тр. ИМГРЭ, вып. 4). Q-36-V, VI.

Приводятся данные по определению Li и Rb в некоторых минералах ловозерских щелочных пегматитов, а также пегматитов других щелочных массивов Кольского полуострова (Хибин, Африканды, Кейв). Отмечается широкое распространение Li в акцессорных минералах щелочных пегматитов. Наиболее обогащены Li слюды, особенно тайниолит и полилитинит (2.20 и 6.40% Li_2O соответственно), и амфиболы (до 0.7% Li_2O), а также нептунит (1.4% Li_2O). Широкое развитие Li в магнезиально-железистых слюдах объясняется возможным изоморфизмом по схеме $\text{LiSi} \rightarrow \text{MgAl}$. В нептуните предполагается замещение NaLi, а в щелочных амфиболах Na или Mg по схеме $\text{Li}(\text{AlFe}^{3+}) \rightarrow 2\text{MgRb}$ широко распространен в полевых шпатах и слюдах. В некоторых калиевых титаносиликатах (куплетските) калий-рубидиевое отношение достигает 15. Cs в количествах 0.005—0.008% Cs_2O отмечен в куплетските, юкспорите и тайниолите. Большие содержания Cs обнаруживаются в кейвском лепидомелане (0.06%). В минералах, обогащенных Rb, отмечается присутствие Tl. Согласно аналитическим данным, слюды из пегматитов нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов значительно богаче Rb, а амфиболы — Li, чем аналогичные минералы из массивов ультраосновных щелочных пород. Библиография — 11 назв. (Н. Е. З.). РЖ Геол., 1962, № 10, В 24.

719. Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова, I, Апатиты, 1960, стр. 5—31.

В основании рыхлых отложений Кольского полуострова были обнаружены принципиально новые для этого региона отложения — доледниковая кора выветривания и доледниковые континентальные осадки. Отсутствие каких-либо промежуточных морских отложений между кристаллическим основанием щита и рыхлым четвертичным покровом (как на Украинском кристаллическом щите или Русской платформе) создает наиболее благоприятные предпосылки для решения проблемы связи между рыхлым чехлом и кристаллическим основанием именно на Кольском полуострове и в Карелии. О составе нижележащих кристаллических пород можно судить по составу продуктов выветривания глинистых фракций. Рельеф кристаллического основания Кольского полуострова сформирован в доледниковое время в результате длительных процессов эрозии и дифференцированных тектонических движений. Мощность четвертичных отложений зависит от рельефа коренного кристаллического ложа, а также от условий таяния ледника. Определяющим является рельеф фундамента. Мощность отдельных типов четвертичных отложений может быть использована для расшифровки структуры кристаллического основания. Показателем зон разломов могут быть скопления линейной коры выветривания. Благоприятными геологическими предпосылками для формирования россыпей в восточной части Балтийского щита может являться то, что этот район неоднократно испытывал периоды длительного континентального режима со сложными процессами выветривания метаморфических и магматических пород. Огромная насыщенность горных пород щита рудными и акцессорными минералами, многие из которых устойчивы при выветривании, является важной предпосылкой для формирования россыпей. На полуострове могут быть встречены рутил, сфен, лейкоксен, циркон, танталит, рамзаит, эвдиалит, лампрофиллит, гранат, кианит, ставролит, эгирин. Ранее здесь встречались в россыпях золото и алмазы. Концентрация тяжелых минералов возможна и в обломочно-метаморфических докембрийских породах. В доледниковых континентальных отложениях возможно наличие элювиально-делювиальных, пролювиально-делювиальных, аллювиальных и озерных россыпей. В четвертичных отложениях полуострова россыпи могут быть выявлены в морене, во флювиогляциальных

осадках, прибрежноморских и аллювиальных накоплениях. Выделены первоочередные районы для комплексных геоморфологических исследований россыпей на Кольском полуострове. Библ. — 23 назв. (С. Г.). РЖ Геол., 1962, № 12, Г 256.

720. Сидоренко А. В. Новые данные по россыпям Кольского полуострова. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 112—160.

Богатое содержание рудных минералов в горных породах, длительный режим континентального развития, хорошая проработанность продуктов выветривания, слабая ледниковая экзарация являются благоприятными факторами для формирования россыпей на Кольском полуострове. Нахождение россыпей возможно в докембрийских осадочно-метаморфических толщах, среди которых особого внимания заслуживают конгломераты, гравелиты и кварциты свит кейв, имандра-варзуга, колмозеро-воронья, а также в доледниковых континентальных образованиях, которые, очевидно, сохранились в глубоких впадинах рельефа и погребены под ледниковыми отложениями. Особый интерес представляют породы Понойской и Цагинской депрессий, их ледниковые и послеледниковые, озерно-ледниковые, прибрежно-озерные, прибрежно-морские и аллювиальные образования, в связи с возможностью нахождения здесь россыпей в морене и флювиогляциальных отложениях.

Наиболее перспективными районами для поисков россыпей являются: 1) предгорные равнины Хибинских и Ловозерских тундр; 2) широкая депрессия, тянущаяся от оз. Ловозеро до устья р. Варзуги; 3) центрально-понойская депрессия; 4) южное и юго-восточное побережье; 5) северо-запад Кольского полуострова (долины рр. Печенги, Туломы, Лотты и др.). Библ. — 3 назв. (Н. Н. А.). См. также РЖ Геол. 1961, № 8, Г 95.

721. Сидоренко А. В. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 12. Региональная палеогеография. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 164—171. Резюме англ.

Горообразовательные движения в каледонскую и герцинскую эпохи превратили Фенноскандию в область денудации. На территории Кольского полуострова во многих местах обнаружены различные доледниковые континентальные образования, особенно коры выветривания, которые часто залегают в депрессиях рельефа, на склонах возвышенностей и т. д. Основные современные формы рельефа Кольского полуострова образованы в доледниковое время. Коры выветривания представлены в основном элювием, сложенным продуктами механического выветривания (химические продукты обычно размыты). Переотложенные продукты выветривания представлены делювиальными и пролювиальными брекчиями, гравелитами и песчаниками. Минералогический состав кор выветривания (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, опал, ярозит, гематит и т. д.) свидетельствует о существовании в доледниковое время более теплого, чем в настоящее время, климата. (И. С.). РЖ Геол., 1961, № 2, А 441.

722. Сидоренко А. В. Научная сессия по проблеме изучения закономерностей размещения россыпей. Резюме докл. М., 30 ноября — 3 декабря 1959 г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 9, стр. 142—143.

723. Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура ловенита. ДАН СССР, т. 130, 1960, № 6, стр. 1333—1336. Q-36-V, VI.

Кристаллы ловенита из Ловозерского массива (с повышенным содержанием Ti) были исследованы методами Лауэ и Вайссенберга, λ -Mo. Параметры моноклинной яч.: $a_0 = 10.54 \text{ \AA}$; $b_0 = 9.90 \text{ \AA}$; $c_0 = 7.14 \text{ \AA}$; $\beta = 108^\circ 12'$; пространственная группа $c^5 = P_2$ / а с четырьмя формульными

единицами состава: $\text{Na}_{1.23}\text{Ca}_{0.94}\text{Mn}_{0.33}\text{Fe}_{0.20}^{2+}\text{Fe}_{0.11}^{3+}\text{Ti}_{0.26}\text{Nb}_{0.03}\text{Zr}_{0.73}[\text{SiO}_4]_2(\text{F}, \text{OH})$ на элементарную ячейку.

Полная структурная расшифровка ловенита выполнена методом суперпозиции патерсоновских проекций. Ключом к структуре ловенита послужила проекция вдоль кратчайшей оси c , т. е. $\rho(x, y)$. На проекции выявилась диортогруппа Si_2O_7 с осью, параллельной оси c , и весьма точно перекрывающиеся катионные октаэдров из бесконечной четверной ленты, которая простирается также вдоль c и похожа на ленту в купсидине.

Уточнение структуры осуществлялось обычным методом последовательных проекций электронной плотности. Структура определяется 45 параметрами при 60 атомах в ячейке. Приведены таблицы координат атомов и межатомные расстояния. Основным структурным мотивом ловенита, как и купсида, являются четверные бесконечные ленты из катионных октаэдров. В полые стволы между лентами вмонтировано по 2 диортогруппы, которые сдвигаются по высоте c таким образом, что сцепляются с вертикальными ребрами трех октаэдров вокруг крупных катионов.

Из соотношения высот максимумов на $\rho(x, y)$ и $\rho(x, z)$ видно, что Zr ($z=40$) сосредоточен в одной позиции из четырех возможных, две заняты Na и Ca , все остальные катионы скопляются в четвертой позиции. Возможны два варианта размещения катионов: 1) $(\text{Zr}_{0.73}\text{Ti}_{0.26})$, тогда к $(\text{Mn}_{0.33}\text{Fe}_{0.31}\text{Nb}_{0.09})$ нужно добавить 0.25 Na или Ca ; 2) к Zr добавляется Ca (атомные номера Ti и Ca близки 22 и 20). Фактор расхожимости равен 20.5% для первого и 20.0% для второго вариантов.

Принимая первый вариант размещения катионов, авторы предлагают писать развернутую химическую формулу в виде: $\text{Na}_{0.97}(\text{Ca}_{0.70}\text{Na}_{0.26}) \times (\text{Fe}_{0.31}\text{Nb}_{0.09}\text{Mn}_{0.33}\text{Ca}_{0.24})(\text{Zr}_{0.73}\text{Ti}_{0.26})\text{O}(\text{F}, \text{OH})[\text{Si}_2\text{O}_7]$ с островами Si_2O_7 . 8-й кислород играет роль, аналогичную 9-му аниону (F, OH) . Библ. — 9 назв. (С. Р. и Е. А. Г.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 223.

724. С л е п ц е в Ю. С. О возрастных соотношениях пород Хибинского щелочного массива. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4, стр. 89—95. Q-36-IV, V.

Рассматриваются возрастные соотношения рисчорритов, мелкозернистых эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитов и фойайтов главным образом в районе горы Юкспор. Среди мелкозернистых нефелиновых сиенитов предлагается выделить среднезернистые порфировидные эгирино-роговообманковые и мелкозернистые эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты. По представлениям автора, образование рисчорритов и мелкозернистых эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитов как единого геологического тела произошло позже кристаллизации фойайтов, в результате одноактного внедрения порции магматического расплава.¹

Работа иллюстрируется геологической картой Хибинских тундр. Библ. — 4 назв. (А. В. Г.).

725. С м и р н о в В. И. Великий энтузиаст освоения недр нашей Родины. Идеи прикладной геологии и геохимии в трудах А. Е. Ферсмана. Природа, 1960, № 2, стр. 71—74.

Геологические и геохимические исследования А. Е. Ферсмана на Кольском полуострове.

¹ Более поздние работы (А. В. Галахов, 1961 г.; С. И. Зак, 1963 г.; Т. Н. Иванова, 1963 г.; М. М. Калинин, 1963 г.) показали, что рисчорриты древнее фойайтов, а так называемые мелкозернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты являются гетерогенными образованиями, в значительной мере подвергшимися катаклазу и перекристаллизации.

726. Смирнова В. С. Изучение поисковых признаков на слюдоносные (мусковитовые) пегматиты в Карело-Кольском регионе. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 32, стр. 143.

Представления автора о закономерностях размещения слюдоносных пегматитов в Карело-Кольском регионе более полно освещены в другой работе. См. № 727.

727. Смирнова В. С. К вопросу о поисковых критериях на слюдоносные (мусковитовые) пегматиты для Карело-Кольского региона. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 26, стр. 67—78.

В связи с ростом потребности в слюде подчеркивается актуальность поставленного вопроса. Накопленный в процессе многолетних работ большого коллектива геологов фактический материал позволяет рассматривать основные геологические факторы, контролирующие размещение слюдоносных пегматитов: стратиграфический, литологический (петрографический), структурный и магматогенный. Фактором стратиграфического контроля является приуроченность полей слюдоносных пегматитов к древним кристаллическим толщам — к комплексу гнейсов и амфиболитов беломорской и кольской серий архея, в меньшей степени — протерозоя. Факторы литологического контроля рассматриваются в зависимости от состава, характера и степени слюдоносности пегматитов, от состава вмещающих пород. С высокоглиноземистыми натрий- и кальций-содержащими породами — кианито-гранато-биотитовыми, гранато-биотитовыми и биотитовыми плагио-гнейсами — связываются слюдоносные пегматиты. С породами, содержащими Fe, Mg, Ca и Na (биотитовые и амфиболовые гнейсы и амфиболиты), связываются комплексные слюдоно-керамические пегматиты. В породах, богатых K (биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы) встречаются только существенно микроклиновые неслюдоносные пегматиты. К факторам структурного контроля (I и II порядков) пегматитов беломорского комплекса относятся: а) приуроченность полей слюдоносных пегматитов и групп месторождений к крупным синклинальным формам залегания северо-западного простирания и к погружениям их шарниров; б) приуроченность отдельных месторождений и кустов слюдоносных пегматитов жил к перегибам осевых поверхностей поперечных складок II порядка северо-восточного простирания, к опрокинутым крыльям этих складок, к участкам интенсивной мелкой складчатости, флексурным изгибам и др. Вопрос о магматическом контроле слюдоносных пегматитов изучен недостаточно. Существует две резко противоположные точки зрения. Сторонники одной из них считают пегматиты одновозрастными и генетически непосредственно связанными с позднеархейскими плагио-микроклиновыми гранитами. Приверженцы противоположной точки зрения считают, что развитые в Чупинско-Лоухском и Ёнском районах пегматиты являются неодновозрастными и связаны с различными гранитами. Большинство исследователей мусковитоносных пегматитов выделяет следующие типы ослюдоения: 1) спорадически рассеянные по всему жильному телу чешуйки и пластинки мусковита в пегматитах апографической структуры; 2) концентрация мусковита в виде «гнезд» в крупнозернистом пегматите пегматоидной структуры; 3) концентрация мусковита в кварц-мусковитовом замещающем комплексе; 4) концентрация мусковита в виде розеток, чешуек и мелких пластинок по трещинам пегматита, пересекающим все структурные разновидности последнего. Второй и третий типы ослюдоения образуют промышленные концентрации мусковита. Они связаны с микроклин-плагиоклазовыми, плагио-микроклиновыми пегматитами дифференцированного строения или существенно плагиоклазовыми недифференцированного строения. Благоприятными признаками для слюдоносности являются: 1) общее неоднородное строение пегматитов, 2) развитие кварц-мусковитового замещаю-

щего комплекса в плагиоклазовом пегматите, 3) развитие плагиоклаза антипертитового строения с признаками ксеноморфизма и явлений замещения микроклина. Библ. — 17 назв. (К. А. Н.).

728. Смирнова В. С. Поисковые признаки на слюдоносные пегматиты. В сб.: Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Аннотации докл. Л., 1960, стр. 142—143.

Благоприятными поисковыми признаками для слюдоносных пегматитов Карело-Кольского региона являются: а) общее неоднородное строение пегматитов — зональное или участковое; б) широкое развитие кварц-мусковитового комплекса; в) развитие плагиоклаза антипертитового строения с признаками ксеноморфизма и разведения микроклина. Слюдоносные пегматиты имеют существенно плагиоклазовый или микроклин-плагиоклазовый состав. (С. И. М.).

729—730. Сокколова М. Н. Минералогическое изучение пегматитов промышленных апатитовых месторождений Хибин. В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг., М., 1960, стр. 263—264. Q-36-IV, V.

На Расвумчоррском месторождении наблюдался целый ряд пегматитовых жил, связанных как с апатито-нефелиновыми, так и с вмещающими их породами. В рихсчорритах встречены роговообманково-микроклиновые жилы, не содержащие апатита. В урритах пегматиты имеют очень однообразный состав, сложены эгирином и нефелином со сфеном. В апатито-нефелиновых породах встречаются шпировые пегматиты (сингенетичные с апатитовыми породами) и реже — жильные, являющиеся более поздними по отношению к апатитовым породам. (Л. В. К.).

731. Соседко Т. А. Находка миларита на Кольском полуострове. ДАН СССР, т. 131, 1960, № 3, стр. 643—646. Работа Кольского фил. АН СССР.

Миларит обнаружен в одной из пегматитовых жил Кольского полуострова в ассоциации с олигоклазом, альбитом, микроклином, кварцем, мусковитом, турмалином, сподуменом, бериллом, монтебразитом, лепидолитом и танталитом в виде хорошо образованных кристаллов двух типов: короткостолбчатых, с сильно развитыми гранями (1120), (1010) и (0001) и значительно усеченной пирамидой, или вытянутых по оси с со слабо развитыми (1010) и (0001) и хорошо развитыми (1120) и (1011). Одноосный, отрицательный, $Ng=1.538$, $Ne=1.537$. Наблюдались неописанная ранее аномальная блоковая структура. $a_0=10400$; $c_0=13.702 \text{ \AA}$, $a_0:c_0=1:1.317$. Приводятся межплоскостные расстояния минерала. Библ. — 14 назв. (Б. Е. Б.). РЖ Геол., 1961, № 2, В 222.

732. Старицына Г. Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 50—90. Q-36-VI.

Массив находится в центральной части Кольского полуострова в 25—30 км к юго-востоку от южной оконечности оз. Ловозеро.

Район Федоровой тундры сложен дислоцированными образованиями архея, эффузивно-осадочным комплексом пород протерозоя и рвущими их основными и ультраосновными интрузиями, которые сформировались в посткарельский период интрузивной деятельности. В первую фазу образовались ультраосновные, во вторую — основные, в третью — средние породы. Образование рядов горных пород в каждой интрузивной фазе и эволюция подкорковой магмы происходили от основных разностей к более кислым. Общим для всех интрузий является кристаллизация в период внедрения. Предполагается, что при образовании пород второй интрузивной фазы имела неоднородность состава магмы до ее кристаллизации. Нориты, габбро-нориты, габбро, лабрадориты и гнезда габбро-пегмати-

тов — комагматические породы. Среди них можно выделить 2 ряда: 1) нориты, габбро-нориты, габбро-пегматиты и меланократовые габбро; 2) лабрадориты, лейкократовое габбро и габбро.

Диориты и кварцевые диориты, образующие в основных породах массива пластовые и дайкоподобные тела, представляют один естественный ряд горных пород. Библ. — 28 назв. (Г. Ю. О.). См. также РЖ Геол., 1961, № 3, В 271.

733. С у д о в и к о в Н. Г. К геологической истории докембрия Западного Беломорья. [По поводу ст. К. А. Шуркина]. См. № 763. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 94—95. (Тр. ЛАГЕД, вып. 9).

Статья посвящена критическому рассмотрению работы К. А. Шуркина «Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья», в которой анализируется 7 положений, каждое из которых встречает следующие возражения.

1. Неосновательно отрицается одноактное проявление тектонических, ультраметаморфических и магматических процессов при формировании архейских образований Беломорья и обнаружение остатков более молодых супракрустальных отложений.

2. Неверна ссылка на отсутствие структурного несогласия в беломорских образованиях. Структурные несогласия выявлены на Кандалакшских тундрах, в Чупинском, Энгозерском и других районах.

3. Синкинематический характер мигматизации не может рассматриваться как довод в пользу развития этих явлений только в течение одной эпохи диастрофизма. Синкинематическая магматизация может проявиться повторно и неоднократно, а наложение синкинематической мигматизации может привести к повсеместному образованию одинаковых структур.

4. Указание на отсутствие полимигматитов в беломорской формации неосновательно. Во многих мигматитах западного Беломорья отмечается повторная мигматизация после консолидации продуктов первой мигматизации. Мигматизированные породы находятся в виде ксенолитов в друзитах, подвергающихся в свою очередь мигматизации (район Княжьей губы).

5. Неполное сходство минералогического состава гранитоидов разных возрастных групп не может служить сколько-нибудь серьезным основанием для их объединения в одну группу. Генетически одинаковые граниты сходного состава могут формироваться в аналогичных условиях в разные геологические эпохи.

6. Разновозрастность основных пород Беломорья справедливо признается К. А. Шуркиным, но принадлежность их к ранне-, средне- и посторогенным группам одной эпохи диастрофизма остается недоказанной.

7. Неудачна апелляция К. А. Шуркина к данным абсолютного возраста пород Беломорья. Диапазон полученных цифр не может соответствовать продолжительности одной архейской эпохи диастрофизма, в связи с чем отпадает вопрос объединения архейских образований Беломорья в один «тектонно-магматический цикл» и актуальными становятся поиски еще более древних образований в сложной, многократно преобразованной области западного Беломорья. (Л. Н. Л.).

734. С л о в а С. Н. Контактво-метасоматические изменения кристаллических сланцев под воздействием щелочных гранитов в районе Западных Кейв. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 58—93. Q-37-I, II.

Современный облик кристаллических сланцев Западных Кейв сложился под воздействием одновременных метаморфических процессов. В условиях глубинного регионального метаморфизма образовались андалузитовые и возникшие по ним кианитовые парасланцы. Процессы фельдшпатизации, мигматизации и ослюденения сланцев развивались позднее,

в результате наложения контактово-метасоматических процессов, генетически связанных с интрузиями щелочных гранитов.

Для гранатово-слюдяных сланцев ведущими типами метасоматических преобразований были мусковитизация биотита и плагиоклаза, развитие по гранату слюдяно-кварцевых симплектитов. По мере приближения к гранитам происходил порфиробластический рост микроклина, главным образом по плагиоклазу, через промежуточную стадию альбитизации. При наличии магматических инъекций фельдшпатизация сланцев перерастала в мигматизацию. Метасоматоз завершался окварцеванием, имевшим более низкотемпературный характер.

В силлиманитовых и силлиманито-ставролит-слюдяных сланцах аналогичные процессы выражены мусковитизацией силлиманита и биотитизацией ставролита. Констатируется отрицательное воздействие контактово-метасоматического метаморфизма на концентрацию высокоглиноземистого и гранатового сырья в промышленных месторождениях района. Библиография — 18 назв. (Ю. С. К.). Рж Геол. 1961, № 8, В 293.

735. Талдыкина К. С. Аксинит из месторождения Савинское № 5 в Восточном Забайкалье. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 2, 1960, стр. 227—231. R-36-XIX, XXV.

Описывается аксинит из полиметаллического м-ния Савинское № 5. При описании физико-химических свойств минерала для сравнения приводятся некоторые результаты изучения аксинита из м-ния Каула Печенгского района, выполненного автором ранее. Приведена кривая нагревания с отчетливой эндотермической реакцией при 900° , данные химического анализа и уд. в. печенгского аксинита. Граф. — 1 табл. Библиография — 4 назв. (А. В. Л.).

736. Тарховский А. Н. Новая разновидность мелилитсодержащих пород в Беломорье. В сб.: Материалы по изучению алмазов и алмазности СССР, Л., 1960, стр. 65—71. (Матер. ВСЕГЕИ, вып. 40). Q-36-IX, X.

Изучены дайки лампрофировых пород на юго-западном берегу Кандалакшского залива, сложенного беломорскими гранитоиднейсами и в меньшей степени — древними ультраосновными породами. На участке зафиксировано 183 дайки. Среди них наиболее распространены мончикиты, фурциты, уайчититы, а также альнеиты и польцениты.

Мелилитсодержащие дайковые породы развиты в тех же местах, что фурциты и мончикиты, и характеризуются такими же элементами залегания. По минеральному составу среди них выделяются типичные альнеиты, польцениты и новая разновидность пород — анальцимовый альнеит, встречающаяся на о. Костян. Порода — темная, порфировая, вкрапленники состоят из оливина, пироксена, мелилита и минерала из группы содалита (общее количество вкрапленников достигает 18%). Оливин по оптическим свойствам относится к хризолиту, пироксен — к титансодержащим авгитам. Мелилит встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе породы и большей частью полностью изменен. Свежий мелилит порфировых выделений имеет $N_p = 1.626$, $N_g = 1.632$, $a_0 = 7.70 \pm 0.03$, $c_0 = 5.03 \pm 0.05$ kx (по данным порошкограммы). Основная масса породы характеризуется интерсертальной структурой, обусловленной беспорядочным расположением микрокристаллов моноклинного пироксена, редких таблечек светло-бурой слюды, флогопита и мелилита. В большом количестве присутствует рудный минерал. Промежутки между этими минералами заполнены анальцимом, реже другими цеолитами и карбонатами. От наиболее близкого к ней мелилитового базальта порода отличается большим количеством анальцима в основной массе. Хим. состав породы (в вес. %): SiO_2 — 37.10; TiO_2 — 1.37; Al_2O_3 — 11.07; Cr_2O_3 — 0.07; Fe_2O_3 — 5.38; FeO — 5.72; MnO — 0.16; MgO — 7.27; CaO — 15.66;

Na_2O — 8.05; K_2O — 0.88; H_2O — 0.31; P_2O_5 — 6.15 (количество CO_2); п. п. п. — 1.06; сумма — 100.25. Библ. — 15 назв. (Г. С.). РЖ Геол., 1962, № 2, В 234.

737. Т а р а х о в с к и й А. Н. О мелилитсодержащих породах на берегу Кандалакшского залива. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960, стр. 582—584. Q-36-IX, X.

Дайки мелилитсодержащих пород пространственно связаны с лампрофирами ряда мончикит—фурчит вдоль всего юго-западного побережья Кольского полуострова от Сонострова до г. Кандалакши. Дайки образуют ряд узлов, внутри которых элементы залегания мончикитов и фурчитов одинаковы с таковыми для даек мелилитсодержащих пород (простираение северо-восточное, под углом $0-40^\circ$, падение почти вертикальное). Детально исследован альеит о. Кишкин, состоящий из порфировых выделений оливина, реже пироксена, в основной массе из мелилита, пироксена и стекла. Хим. состав породы (в вес. %): SiO_2 — 37.03; TiO_2 — 1.23; Al_2O_3 — 12.05; Fe_2O_3 — 6.05; Cr_2O_3 — 0.07; FeO — 5.99; MnO — 0.32; MgO — 13.07; CaO — 11.02; Na_2O — 4.06; K_2O — 0.15; CO_2 — 6.62; H_2O — 1.00; п. п. п. — 2.47; сумма — 100.57. Предполагается, что в исследованном районе дайки мелилитсодержащих пород и других лампрофиров относятся только к верхнепалеозойскому магматическому циклу. Библ. — 6 назв. (С. П. Б.). РЖ Геол., 1961, № 3, В 291.

738. Т е к т о н и к а (Беломорье). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 31, 1960, стр. 59—77.

Крупное поднятие беломорид состоит из трех антиклинорий и разделяющих их двух синклинорий (с юго-запада на северо-восток): 1) Ковдозерско-Керетьский антиклинорий, сложенный нижней толщей архея с многочисленными гранитными интрузиями; 2) Ёнско-Лоухский синклинорий, образованный породами средней и верхней толщ архея и осложненный более мелкой поперечной складчатостью; 3) Кандалакшский (Приморский) антиклинорий, сложенный нижней толщей архея с многочисленными гранитами; 4) Сальютундро-Колвицкий синклинорий, выполненный породами гранулитовой формации, его складчатая структура опрокинута на юго-запад; 5) Терско-Нотозерский антиклинорий, сложенный слюдяными гнейсами, смятыми в изоклинальные опрокинутые на северо-восток складки. В целом структура беломорид представляет собой сложноскладчатое горстантиклинальное поднятие, ограниченное крутопадающими зонами разломов. Внутри поднятия много разновозрастных разрывных нарушений, к которым приурочены выходы разнообразных по составу и возрасту интрузивных пород. Приведены фотографии и зарисовки мелких складок, а также тектоническая схема Беломорья. (М. Н. М.). РЖ Геол., 1961, № 6, А 378.

739. Т е к т о н и ч е с к а я карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Саратов, Изд. Саратовского гос. ун-та, 1960. 79 стр. с картой.

На карте (Тектонической схеме СССР, составленной по Тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000, 1956 г.) Кольский полуостров и Карелия отнесены к щитам (выступам фундамента, сложенного архейскими и протерозойскими складчатыми комплексами) докембрийских платформ.

На всей территории Балтийского щита показаны широтные субпараллельные антиклинальные системы и антиклинории. Северо-западная прибрежная часть Скандинавии (скандинавские каледониды) отнесена к «областям поверхностного залегания каледонского складчатого комплекса», расходящегося полосами отсюда в двух направлениях: к Тиману и Шницбергену. Последнее направление намечено под вопросом. Между виргациями каледонид показан вытянутый на юго-запад треугольник

«выступа фундамента, сложенного байкальским складчатым комплексом» (полуострова Варангер, Рыбачий, о. Кильдин).

В тексте отмечается, что тектоническое районирование на карте производится по возрасту складчатости, который определяется временем последних интенсивных движений геосинклинального типа (или временем превращения геосинклинальной складчатой области в платформу).

Дорифейская история Земли более чем в 4—5 раз превышает длительность послерифейской. Несмотря на ряд особенностей древних складчатостей (связанных с развитием земной коры и изменчивостью тектонических процессов во времени) предполагается сходство стадий развития самых молодых из них с послерифейскими.

В дорифейских складчатых образованиях (до верхнеархейских включительно) распознаются геосинклинальные прогибы, выполненные мощными осадочными и вулканогенными формациями (близкими к зеленокаменным), большие несогласия, крупные плутоны, области дифференциальных послеорогенных поднятий и денудаций, а также прочие области, характерные для молодых складчатых систем. Особенностью докембрийской складчатости является высокий региональный метаморфизм, мигматизация, гранитизация, своеобразная морфология структур.

Платформенные формации докембрия сохраняются хуже геосинклинальных. Иотнийская формация протерозоя указывается в качестве примера древних платформенных образований, всюду сопровождающихся обширными полями гранитов рапакиви.

На Балтийском и Канадском щитах выделяется более 5—7 «орогенических циклов». Все они отнесены к древним архейским складчатостям, объединены под этим сборным термином, охватывающим очень длительный период (миллиарды лет) многочисленных и своеобразных складкообразований, эпохи и стадии которых различить пока невозможно (на современном уровне тектоники и методов определения абсолютного возраста).

На карте под названием протерозойских складчатостей условно объединяются карелиды, саксаганиды и готиды. К байкальской складчатости относятся движения, имевшие место в конце протерозоя и начале палеозоя. В нашем регионе это структуры Тимана, Канина, Рыбачьего, Кильдина.

В качестве платформенных структур 1-го порядка указываются щиты и платформы, антеклизы и синеклизы. Щиты — выступы фундамента, являвшиеся в течение большей части времени развития платформы областями размыва (Балтийский щит и другие). Плиты — области длительного погружения и накопления мощных осадочных толщ. Синеклизы — впадины поверхности фундамента с мощностью платформенного чехла до 4—8 км. Антеклизы — поднятия между синеклазами с маломощным платформенным чехлом. Структуры более мелкого порядка: впадины, прогибы, седловины, планантиклинали, купола, флексуры, формы соляной тектоники, краевые прогибы.

Северо-западная граница Русской платформы проведена вдоль подножия норвежских каледонид, надвинутых на юго-запад по системе пологих надвигов. Складчатый фундамент Русской платформы выступает на дневную поверхность в Скандинавии, на Кольском полуострове, в Карелии, УССР. К складчатым сооружениям байкалид отнесены п-ова Варангер, Рыбачий, о. Кильдин.

В пределах Балтийского щита выделяется ряд складчатых полос северо-западного направления: Кольская складчатая зона (протерозойские складки), Беломорский массив (архейские комплексы гнейсов и гранитов), Карельская зона (ряд крупных протерозойских антиклинорий и синклинорий), Финляндская складчатая зона, Западнофинляндский массив.

Архейские породы представлены гранитизированными гнейсами. Выше лежат верхнеархейские железорудные толщи, далее — нижнепротерозойские спилито-кератофировые и сланцевые формации Карело-Кольской зон. Все они сильно дислоцированы и гранитизированы. На нижнюю часть архейских пород в Центрально-Кольской серии и Западной Карелии несогласно ложатся полого дислоцированные и негранитизированные породы верхнего протерозоя (Сегозерская и Онежская серии). На размытой поверхности этих образований лежат платформенные отложения ютния (шокшинские песчаники и др.). (В. А. Т.).

740. Терновой В. И. Ковдорское месторождение вермикулита. Разведка и охрана недр, 1960, № 5, стр. 5—11. Q-36-I.

Ковдорское месторождение вермикулита находится на Кольском полуострове (Мурманская обл.). В Ковдорском массиве среди оливинитов залегают брекчиевидные породы, почти целиком состоящие из измененного оливина (40—60%) и сунгулита — минерала, близкого к серпентину (30—50%). Все породы Ковдорского массива содержат слюду четырех разновидностей: 1) серебристо-черная или темно-зеленая слюда биотит-флогопитового ряда; 2) золотисто-коричневый вермикулит; 3) густо-зеленый флогопит; 4) золотисто-коричневая мелкочешуйчатая слюдка, по своим свойствам соответствующая вермикулиту. Первые две разновидности развиты наиболее широко и представляют практический интерес. Они встречаются в том или ином количестве в ультраосновных породах центральной части массива, в породах ийолит-якупирангитовой серии и в турьянтах. Наиболее интенсивное ослюдование наблюдается в ультраосновных породах и особенно в контакте оливинитов с пироксенитами.

Слюда представлена отдельными табличками и чешуйками, часто образующими неправильные скопления различных размеров. Вермикулит образовался из слюд биотит-флогопитового ряда путем их гидратации. Максимальная гидратация зафиксирована в полосе, прилегающей к меридиональной зоне брекчиевидных сунгулитизированных оливинитов. В самой зоне и в обе стороны от нее на 200—500 м слюды полностью превращены в золотисто-коричневый вермикулит.

Используется ковдорский вермикулит для термоизоляции и в строительстве. В зависимости от применения вермикулит разделяется на сорта: I сорт — вермикулит с объемным весом после обжига не более 200 кг/м³ и размером крупнее 1 мм; II сорт — вермикулит с объемным весом не более 400 кг/м³ и размером не менее 0.5 мм. В пределах массива выделяются 3 промышленные зоны с содержанием вермикулита от 5 до 10—15%: западная, восточная и южная. В каждой зоне выделяются полосы, содержащие слюду I и II сортов. Запасы вермикулита оцениваются в 60 млн т., в том числе вермикулита I сорта около 15 млн т., II сорта — 27 млн т. Ковдорский вермикулит является высокоэффективным и сравнительно дешевым тепло- и звукоизоляционным сырьем. Библ. — 6 назв. (С. Ш.). РЖ Геол., 1961, № 1, Г 137.

741. Терновой В. И. Методика поисков, разведки и опробования месторождений вермикулита на Кольском полуострове. В сб.: Методика опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации. Свердловск, Изд. Свердловского горного ин-та, 1960, стр. 55—56.

На Кольском полуострове СЗГУ был открыт целый ряд месторождений вермикулита, приуроченных к сложным кольцевым интрузиям ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Появление вермикулита обусловлено двумя процессами: а) образованием слюд биотит-флогопитового ряда, в основном благодаря контактово-метасоматическим преобразованиям пород ультраосновного состава; б) их последующей гидратацией гидротермальными растворами в зонах разломов и в результате поверхностного выветривания.

Перспективными на вермикулит являются участки развития диопсидовых пород, зоны контактов ультраосновных со щелочными породами, карбонатитов со щелочными породами, наличие брекчированных ультраосновных пород, зон серпентинизации, хлоритизации, тектонических нарушений, коры выветривания.

Методика разведки и опробования месторождений вермикулита определяется характером распределения слюды. Месторождения с площадным распространением вермикулита разведываются сплошными канавами и скважинами колонкового бурения. Сеть выработок принята от 100×100 до 400×400 м в зависимости от равномерности распределения слюды. Одиночные жилы и линзы вермикулита разведываются по сетке 50×50 или 25×25 м. Опробование сплошное. При этом определяются содержание вермикулита, фракционный состав и объемный вес обожженного вермикулита. (А. П. А.).

742. Тимофеев Б. В. Споры докембрия. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 138—147. Резюме англ.

Указываются находки дисперсных растительных остатков сферической и субсферической формы в протерозойских отложениях Кольского полуострова. Библ. — 26 назв. (В. Я. Е.).

743. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Контактные породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометальной минерализации. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 185—202. (Тр. ИМГРЭ, вып. 4). Q-36-V, VI.

Среди контактовых образований Ловозерской щелочной интрузии выделяются 2 комплекса пород, образующихся на разных стадиях формирования массива: 1) ранний комплекс контактовых пород, включающий мезократовые массивные нефелиновые сиениты, пегматоидные нефелиновые сиениты и пегматиты, эвдиалит-микроклиновые и олигоклазовые фениты, щелочные гнейсы и 2) более поздний комплекс послемагматических пород, образованный наложением постмагматических процессов на вмещающие гнейсы и породы первого комплекса. В состав второго комплекса входят щелочные сиениты с цирконом и пироксеном (цирконовые щелочные сиениты—микроклиниты, циркон—олигоклазовые сиениты—олигоклазиты) и альбититы. Каждый из выделенных комплексов контактовых пород характеризуется своими парагенезисами типоморфных минералов. Экзоконтактные породы, объединявшиеся ранее под названием фенитов, состоят из разновозрастных образований. Эвдиалит—микроклиновые и олигоклазовые фениты, а также щелочные гнейсы образуются при магматическом замещении (в понимании Д. С. Коржинского) гнейсов в процессе фенитизации. Для широко развитых в контактовой зоне Ловозерского массива процессов постмагматических метасоматических преобразований, объединяющихся под названием процесса постмагматической сиенитизации, установлено 4 главные стадии развития: альбитизация → микроклинитизация → ослюдование → карбонатизация. Процесс послемагматической сиенитизации вызывается инфильтрацией вдоль контактовой зоны массива основных кислотных растворов (явление приконтактового выщелачивания, по Д. С. Коржинскому). Циркон-ильменит-пироксеновая минерализация образуется в процессе постмагматической сиенитизации вследствие выщелачивания редких элементов из первичных пород и концентрации их в более локальных зонах, преимущественно на стадиях микроклинитизации и карбонатизации. Библ. — 4 назв. (М. Н. М.). РЖ Геол., 1962, № 11, В 315.

744. Тихоненков И. П., Кухарчик М. В., Пятенко Ю. А. О вадеите из Хибинского массива и условиях его образования. ДАН СССР, т. 134, 1960, № 4, стр. 920—923. Q-36-IV, V.

В Хибинах обнаружен вадеит $K_2ZrSi_3O_9$ (первая находка в Союзе, вторая в мире) среди нефелин-полевошпатовых жил пегматоидной структуры, залегающих в рисchorритах. Хорошо образованы, прозрачные, бесцветные, короткопризматические кристаллы гексагонального габитуса достигают 2 см. Блеск алмазный на гранях, жирный в изломе. Спайность — несовершенная, в двух направлениях, под углом $82-85^\circ$. Уд. в. — 3.130. Микротвердость — 797 кг/мм² (6 по шкале Мооса). Одноосный (+). $N_g=1.653$, $N_p=1.624$, удлинение (—). $C_{6h}=6/n$; $a_0=6.94$, $c_0=10.17$ Å. Впервые приводится дебаграмма вадеита. Наиболее характерные линии: 2.87 (10), 1.695 (5), 2.96 (3), 1.865 (3). Хим. анализ (в вес. %): $SiO_2=42.80$; $P_2O_5=2.45$; $Al_2O_3=1.92$; $Fe_2O_3=0.25$; $TiO_2=0.24$; MgO — нет; $ZrO_2=26.66$; $CaO=3.10$; SrO — нет; $Na_2O=1.50$; $K_2O=20.12$; BaO — нет; $H_2O=0.93$; сумма — 99.97 (материал загрязнен апатитом). Сопоставляются данные для вадеита из Хибин, из Кимберлей (Западная Австралия) и для дэлитита — $K_2ZrSi_6O_{15}$. Хибинский вадеит найден в тесной ассоциации с нефелином и содалитом. Жильные породы, содержащие вадеит, возникают на последних этапах формирования рисchorрита путем его перекристаллизации. Отмечается значение повышенной роли K при образовании вадеита. (Б. Е. Б.). РЖ Геол., 1961, № 10, В 191.

745. Тихонова Р. П. Генезис контактных пород Ловозерского массива. Тезисы докл. БМОИП, 1960, т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 4, стр. 139. Q-36-V, VI.

Щелочной Ловозерский массив залегает в толще олигоклазовых гнейсов, гнейсо-кварцевых диоритов, которые в приконтактной зоне изменены, причем автором выделяются: 1) комплекс контактовых и 2) комплекс постмагматических пород. Постмагматические изменения заходят далеко во вмещающие толщи, обуславливая появление своеобразной минерализации, прежде всего альбитизации и микроклинизации, с возникновением ряда типоморфных минералов, в том числе впервые установленных автором 7 карбонатов редких земель. (И. В. Б.).

746. Токмаков П. П., Меренков Б. Я. Асбестоносность Кольского полуострова и Карелии. В сб.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг. М., 1960, стр. 110—112. R-36-XIX, XXV.

В породах серпентинитового пояса Кольского полуострова развит антофиллит-асбест в форме жил. Кроме того, выявлены проявления вкрапленного антофиллит-асбеста сысертского типа. Жильные проявления приурочены к краевым, серпентинизированным оторочкам ультраосновных массивов, к линзам и полосам тальково-карбонатных сланцев, локализующихся по зонам нарушений в ультраосновных массивах. Для вкрапленного антофиллит-асбеста показана связь асбестизации с амфиболово-карбонатными породами, локализующимися в ультраосновном щелочном массиве. Этот тип минерализации заслуживает дополнительного изучения.

Хризотил-асбестовая минерализация в Печенгском районе наблюдается среди регионально-метаморфизованных серпентинитов, совместно с медно-никелевыми сульфидами. Рудная и асбестовая минерализация разобщены во времени. Это делает необходимым более широкое обследование ультраосновных массивов Печенги на асбест вне участков медно-никелевых рудных проявлений. Хризотил-асбест Печенги характеризуется ломкостью волокна, что ограничивает возможность его использования в некоторых отраслях промышленности. (Ю. В. Г.).

747. Токмаков П. П. Условия образования вермикулита в Говдорском (Кольский полуостров) и Бурдымском (Средний Урал) месторож-

дениях. В сб.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг., М., 1960, стр. 112—113. Q-36-I.

Вермикулит Ковдорского и Бурдымского месторождений образовался за счет гидратаций флогопита в коре выветривания. Степень гидратации слюды последовательно уменьшается с глубиной. В свежих невыветрелых породах слюда представлена флогопитом. Физико-механические свойства ковдорских слюд и показатели их преломления зависят от степени их гидратации. Переход флогопита в вермикулит сопровождается окислением Fe и замещением щелочей водой. Автором ставится вопрос о возможности промышленного использования не только вермикулита, но и флогопита, залегающего на глубине. (А. П. А.).

748. Троянский С. В., Белицкий А. С., Чекин А. И. Общая и горнорудничная гидрогеология. М., Госгортехиздат, 1960, 391 стр.

Условия залегания и свойства грунтовых вод зависят от общего характера ландшафтных зон, от зон увлажнения и геологических комплексов, к которым они приурочены. На этом основано гидрогеологическое районирование грунтовых вод СССР. Территория Кольского полуострова делится на I и II гидрогеологические зоны. Первая охватывает север и северо-восток полуострова, вторая — всю остальную часть территории — около 50%. Первая гидрогеологическая зона неглубоких вод Кольского полуострова приурочена к зоне тундры с интенсивно избыточным увлажнением. Грунтовые воды залегают неглубоко от земной поверхности, в зоне поверхностного выветривания кристаллических пород и маломощных ледниковых наносов. Преобладающая глубина залегания — 0—1 м. По химическому составу воды ультрапресные, с концентрацией солей до 100 мг/л, гидрокарбонатно-кремневые, с большим содержанием органики.

Вторая зона грунтовых вод области последнего оледенения со свежим ледниковым рельефом в значительной мере совпадает с лесной зоной при избыточном увлажнении. Здесь распространены четыре типа грунтовых вод.

1. Грунтовые воды спорадического распространения в линзах песка и гравия, в толще этой морены, во флювиогляциальных и озерно-ледниковых песчаных надморенных отложениях. Воды малообильные, близкие по типу к верховодке, преобладающая глубина вод 0—10 м.

2. Грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин, преобладающая глубина от поверхности — 0—5 м.

3. Трещинные и грунтово-трещинные воды. Располагаются на глубине 5—20 м в грунтовых ледниковых образованиях: конечных моренах, камах, озах, зандрах. Эти образования имеют различную глубину залегания и спорадическое распространение. Местами они находятся близ поверхности, но чаще — на глубине 10—20 м и больше. Воды второй зоны слабо минерализованные, гидрокарбонатные, кальциевые, с минерализацией 100—500 мг/л и повышенным содержанием в воде Fe (до 3—5 мг/л). Библ. — 14 назв. (В. В. К.).

749. Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация Русской платформы. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 203—209. Резюме англ.

Породы трапповой формации выявлены на западной и восточной окраинах Русской платформы. По K-Ar методу возраст их определен в 506—566 млн лет.

В западной части эффузивно-туфогенные фации выделяются в составе волынского комплекса верхнего протерозоя и перекрываются валдайским

комплексом нижнего кембрия. Состав пород, структурные особенности и характер залегания свидетельствуют о том, что дифференциации в интрателлурических условиях в магме не происходило. В западной части извержения носили многоочаговый, а не трещинный характер. В восточной части платформы более широким развитием пользуются интрузивные траппы, среди которых имеются как недосыщенные, так и пересыщенные кремнекислотой разновидности, что говорит о глубинной дифференциации магмы.

Трапповый вулканизм приурочен к глубинным разломам, расположенным на перегибах антеклиз в синеклизы, и имеет различный характер на разных участках платформы. Средний состав траппов отвечает среднему составу платобазальтов по Дели.

Аналогами древней трапповой формации, не установленной на Русской платформе, являются траппы Keweenaw в Северной Америке. На Русской платформе вулканизм нижнепалеозойского времени проявился в Воронежской синеклизе, в западной части Московской синеклизы и в полосе р. Яренск—с. Ненорон—Кандалакшская губа. Библ. — 23 назв. (Л. А. В.).

750. Ферсман А. Е. Воспоминание о камне. М., Изд. АН СССР, 1960. 166 стр. Хибиногорск, стр. 64—65; Монча стр. 71—72, 116; Кукиевумчорр, стр. 126.

751. Ферсман А. Е. Путешествие за камнем. М., Изд-во АН СССР, 1960, 392 стр. Хибин (стр. 139—142).

752. Харитонов Л. Я. О явлениях щелочного метасоматоза в парагнейсах восточной части центрального водораздела Кольского полуострова (Гряда Кейв). Уч. зап. ЛГУ, 1960, № 291, сер. геол. наук, вып. 11, стр. 179—201. Q-37-I, II, III, IX, X.

Гряда Кейв сложена свитой высокоглиноземистых кианитовых, ставролитовых, слюдяных сланцев, кварцитов и согласно подстилающей эту свиту мощной толщей гнейсов. Кристаллические сланцы наиболее слабо изменены щелочным метасоматозом. Внутри гнейсового комплекса выделяются 3 группы: биотито-гранатовые, порфиробластические щелочные и амфиболовые щелочные разновидности. Все гнейсы затронуты процессами щелочного метасоматоза, интенсивность которого возрастает с глубиной. Порфиробластические разности возникают при щелочном метасоматическом изменении биотито-гранатовых гнейсов. Щелочные амфиболовые гнейсы в сравнении с порфиробластическими показывают более глубокую стадию перестройки исходных пород. Они, в свою очередь, постепенно переходят в породы, залегающие еще глубже — щелочные граниты центрального водораздела Западных Кейв. Предполагается генетическая связь щелочных гранитов со скрытыми на глубине большими массами основных пород. 1 карта. Библ. — 6 назв. (И. М.). РЖ Геол., 1961, № 2, 2В 356.

753. Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В сб.: Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 21—35. Резюме англ.

Дается общая схема стратиграфии докембрия для различных районов Балтийского щита. Архей представлен гнейсами, гранито-гнейсами, гнейсогранитами, с абсолютным возрастом $2000-2500 \cdot 10^6$ лет, слагающими основание Готского, Карельского массивов и ядра антиклинориев в пределах карельских складчатых поясов. Выше указывается перерыв и несогласие. Нижний протерозой (или верхний архей) представлен железорудной гимольской серией гнейсов, сланцев, эффузивов и бергаульской серией ритмично-слоистых филлитов с карбонатными и спилито-кератофировыми породами; в основании Pt — базальные конгломераты.

Толщи прорваны гранитами. В конце нижнего протерозоя формируются Карельский, Мурманский и Готский срединные массивы. Средний (или верхний) протерозой имеет трехчленное строение.

1. На срединных массивах — сарполийские конгломераты, в карельских геосинклиналях — флишеподобные серии парасланцев, парагнейсов, амфиболитов и метавулканиитов с базальными конгломератами (серии парандовская, тикшеозерская, кейвская, Бамле-Консберг).

2. Ятулийская серия залегает с перерывом на нижележащих. В основании — древняя кора выветривания. Состоит из кварцевых конгломератов, кварцитов, спилитов (сегозерский отдел) и вышележащих карбонатных, частично водорослевых пород и шунгитовых сланцев, перекрытых спилито-пикритовыми породами (онежский отдел). К ятулию отнесены осадочно-вулканогенные серии имандра-варзуга и печенга, терригенные серии телемарк и омаль. Ятулий прорван основными интрузиями и силлами. Возраст метаморфизма $1870 \cdot 10^6$ лет.

3. Ятулий с перерывом перекрыт калевийскими и ладожскими филлитами, к западу переходящими в свекофенские гнейсы и мигматиты. С калевием сопоставляются конгломераты и кварциты фации юракка и серии кумпу, часть осадочно-эффузивной серии печенги. На Готском массиве ему соответствует терригенная серия даль. После калевия в карельских геосинклиналях прошла главная складчатость с внедрением гранитов и гранитизацией (возраст $1600-1750 \cdot 10^6$ лет). Верхний протерозой (или нижний эокембрий) залегает резко несогласно, сложен ютнийскими песчаниками, прорван дайками и силлами основных пород, заполняет платформенные синеклизы. Приводятся геологическая и структурная схемы и сопоставление колонок протерозоя. Библ. — 7 назв. (В. К.). РЖ Геол., 1961, № 7, Б 5.

754. Ц е х о м с к и й А. М. Жильный кварц и перспективы использования его в производстве технического стекла. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 26, стр. 57—65. Q-37-I.

Территория Мурманской области является одним из наиболее крупных источников жильного кварца в СССР. Основными месторождениями являются мономинеральные кварцевые жилы Кейвского плато, которое сложено комплексом нижнепротерозойских гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. Кварцевые жилы генетически связаны со щелочными гранитами. Сравнительно хорошо изучены жилы только Песцовой тундры и Серповидного хребта. Мощность их 1—3, редко 5—6, длина до 100 м. Кварц достаточно однороден, молочно-белый, непрозрачный, в отдельных случаях наблюдается желтая окраска. Запасы определяются в несколько сотен тысяч тонн.

Общие запасы жильного кварца Кольского полуострова оцениваются в миллионы тонн. Библ. — 9 назв. (А. В. А.).

755. Ч е л и щ е в Н. Ф. Геологическое положение, морфология и вещественный состав габбро-пегматитов Мончегорского плутона. В сб.: Краткие сообщения по научно-исследовательским работам ИМГРЭ за 1959 г., вып. 1, М., 1960, стр. 130—138. Q-36-III.

Намечаются две группы габбро-пегматитов.

1. Приуроченные к верхним горизонтам осевой части массива Ниттис-Кумужья-Травяная. Преобладают жильные пегматиты, но отмечаются и единичные шпировидные тела, центральная часть которых сложена массивными пирротино-пентландитовыми рудами, а периферическая — габбро-пегматитами с сульфидами. Главные минералы этих габбро-пегматитов — ромбический и моноклинный пироксен, а также основной плагиоклаз. С образованиями наиболее ранней парагенетической ассоциации сульфидов не связаны изменения силикатных минералов габбро-пегматитов.

2. Встречающиеся в эндоконтактной зоне полевошпатовых пород, в придонной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная и верхних частях «критического горизонта» Ньюда. Для них характерна линзообразная форма, а также короткие жилки. В их строении наблюдается зональность: на краях располагаются меланократовые, а в центре — лейкократовые породы. В жильных телах наблюдаются переходы от габбро-пегматита к гранофиру. С габбро-пегматитами этой группы пространственно связано халькопиритовое оруденение. Главные минералы: основной плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен. Апатита в габбро-пегматитах в 3—6 раз больше, чем во вмещающих породах, циркона — в 12 раз, а сфен, гранат и ильменит присутствуют только в габбро-пегматитах.

С созданием пегматитов I группы связан процесс формирования массивных сульфидных руд. Наличие в них апатита указывает на значительную роль летучих в процессе пегматитообразования. Происхождение пегматитов II группы связано с процессом взаимодействия ультраосновной магмы и вмещающих пород, представленных гнейсами. (В. С. Д.).

756. Ч е л и щ е в Н. Ф. Некоторые особенности эндоконтактных пород массива Ниттис-Кумужья-Травяная. В сб.: Вторая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, Тезисы докл., М., 1960, стр. 31—32. Q-36-III.

Массив Ниттис-Кумужья-Травяная, сложенный ультраосновными породами (пироксенитами и перидотитами), является северо-западной частью Мончегорского плутона. В эндоконтактной зоне массива появляется плагиоклаз и моноклинный пироксен, а вблизи контакта с гнейсами — кварц. Переход происходит постепенно. Установлено, что с увеличением количества плагиоклаза уменьшается его основность. Для пород с кислым плагиоклазом характерна высокая железистость фемических минералов.

Из диаграммы химических потенциалов Na и Fe по Д. С. Коржинскому видно, что с возрастанием химического потенциала Na и Fe происходит расширение полей кристаллизации плагиоклаза и моноклинного пироксена, при этом имеет место кристаллизация все более кислого плагиоклаза и возрастающая железистость фемических минералов. Все это позволяет предположить образование эндоконтактных минералов путем взаимодействия ультраосновной магмы с гнейсами. (В. С. Д.).

757. Ч и р в и н с к и й П. Н. (1880—1955). Вступ. ст. Д. П. Сердюченко и Н. Х. Платонова. Библиогр. сост. Н. В. Смирновой. М., Изд. АН СССР, 1960, 95. стр. (АН СССР. Матер. к биобиблиографии ученых СССР. Сер. геол. наук, вып. 17).

758. Ш а т а л о в Е. Т. Вторая объединенная сессия по закономерностям размещения полезных ископаемых и картам прогноза. Геология рудных месторождений, 1960, № 5, стр. 131. R-36-XIX, XXV.

В сообщении о сессии, в перечне докладов приводится краткое содержание доклада Г. И. Горбунова (Кольский фил. АН СССР) об особенностях формирования структуры Печенгского рудного поля.

759. Ш е в а л е е в с к и й И. Д., П а в л е н к о А. С., В а й н ш т е й н Э. Е. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. Геохимия, 1960, № 3, стр. 222—230. Резюме англ.

На основании большого числа определений отношение ZrO_2/HfO_2 в породах и минералах щелочных массивов Тувы, в гранитоидах Тувы и Киргизии, а также в породах Ловозерского массива сделаны следующие выводы.

1. В агнаитовых породах Zr накапливается в минералах — концентраторах, а Hf — в темноцветных породообразующих минералах.

2. С уменьшением содержания в породе щелочей увеличивается степень разделения Zr и Hf.

3. В цирконах щелочно-известкового ряда насыщенных и перенасыщенных кремнеземом пород отношение ZrO_2/HfO_2 уменьшается от габбро-диоритов к диоритам и гранитам в пределах от 68 до 31. В цирконах щелочного ряда отношение ZrO_2/HfO_2 колеблется в том же интервале, причем никакой зависимости этого отношения от коэффициента апаитности не обнаруживается.

4. В метасоматически измененных породах отношение ZrO_2/HfO_2 меняется, причем в случае калиевого метасоматоза величина этого изменения больше, чем при натриевом метасоматозе. Соответственно различие миграционных свойств Zr и Hf при калиевом метасоматозе сильнее, чем при натриевом.

5. В породах одного петрохимического типа по мере увеличения содержания темноцветных минералов отношение ZrO_2/HfO_2 возрастает в минералах-концентраторах. 3 табл. Библ. — 10 назв. (Ю. М. К.).

760. Ш и л и н Л. Л. Минералогия и геохимия бериллия в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах. В сб.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг. М., 1960, стр. 267—269. Q-36-IV—VI.

Выяснена форма нахождения Be в щелочных массивах, его распределение в породах, минералах, почвах и водах.

Выявлен ряд бериллиевых, литиевых и редких минералов, содержащих Zr, Nb, Ti, Zn, Ba, TR. К ним относятся: эпидидимит, эвдидимит, карпинскиит, бериллит, сферобертрандит, чкаловит, гельвин (?) и несколько водных силикатов бериллия, литиевые и литийсодержащие минералы, полилитинит, тайниолит и другие.

Установлено среднее содержание Be для Хибинского массива — 0.0007%, для Ловозерского массива — 0.0012%. В Хибинах содержание Be повышено; в хибинитах — 0.0008%, рихсдорритах — 0.0010% и среднезернистых эгирин-нефелиновых сиенитах — 0.0007%. В Ловозерских тундрах: в пойкилитовых нефелиновых сиенитах — 0.0019%, пегматитах — 0.0017%, фойяитах — 0.0012%, нормальных и эвдиалитовых луавритах — 0.0010%.

Среднее содержание Sr для Хибинского массива равно 0.37% по 156 индивидуальным пробам, а по объединенным групповым пробам 0.43%. Это больше кларкового содержания Sr в земной коре в 12.5 раз (в апатито-нефелиновых месторождениях в 75—80 раз). Наиболее высокое содержание Sr установлено в ийолитах (0.54%) и хибинитах (0.46%). Sr констатирован в 40 минералах Хибинских и Ловозерских тундр. Наибольшее его количество связано с апатитом, где он изоморфно замещает Са.

Среднее содержание Hg в Хибинском массиве оказалось равным $1 \cdot 10^{-4}$ (кларковое содержание Hg в земной коре, по А. П. Виноградову, равно $7 \cdot 10^{-6}$). (Н. И. П.).

761. Ш л ю к о в а З. В. Пегматиты приконтактной полосы хибинитов северо-западной части Хибинского массива. В сб.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг., М., 1960, стр. 266—267. Q-36-IV, V.

На основании изучения пегматитов, находящихся в пределах гор Путеличорр, Маннепахк, Хибинпахкчорр, автором установлены обычные для хибинитовой зоны эвдиалито-энигматитовые и эгирино-микроклиновые пегматитовые выделения. Они сингенетичны с окружающими хибинитами, контакты их четки, строение и степень дифференцированности различны.

Интересным в генетическом отношении явилось обнаружение в районе ст. Хибины в зеленокаменных породах, окаймляющих с запада Хибинский массив, в удалении 2—3 км от контакта, пегматитовой жилы с признаками двухэтапного формирования. (В. Н. Г.).

762. Ш у р к и н К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. В сб.: Геология и абсолютный возраст

докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 75—93. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9). См. № 776. См. также РЖ Геол., 1961, № 1, Б 20.

763. Ш у р к и н К. А. К дискуссии о геологической истории архея Западного Беломорья. [Ответ на статью Н. Г. Судовикова. См. № 733]. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 96—99. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9).

Современные фактические данные по стратиграфии, метаморфизму, тектонике и магматизму беломорского архея отвергают точку зрения «двух тектоно-магматических циклов». Схема, разрабатываемая автором и другими геологами, учитывает, объясняет и увязывает большое количество известных сейчас фактов. Эта схема, несомненно, будет в дальнейшем усовершенствована более углубленными исследованиями, которые позволят яснее и четче осветить вопросы геологии региона, остающиеся пока дискуссионными. (А. Л.) РЖ Геол., 1961, № 1, Б 22.

764. Ш у р к и н К. А. Магматизм архея северо-западного Беломорья. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 696—699.

До последнего времени магматизм архейских подвижных поясов оставался слабо изученным по сравнению с магматизмом геосинклинальных зон более молодого возраста. Новые данные, полученные ЛАГЕД, позволяющие найти для магматических пород беломорского комплекса определенное место в истории формирования беломорской геосинклинальной зоны. По мнению прежних исследователей, беломорский комплекс глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород свийонийского возраста прорывается двумя группами архейских основных и кислых пород, относящихся к двум тектоно-магматическим циклам. По мнению же автора, выделяются следующие возрастные группы магматических пород (начиная с более древних): 1) преорогенные породы, приуроченные к начальному периоду становления геосинклинальной зоны, 2) интрузии раннеорогенной группы, отвечающие раннему этапу формирования беломорского подвижного комплекса и 3) позднеорогенные породы, относящиеся к последнему этапу формирования Беломорской подвижной зоны.

Дается краткая петрографическая характеристика пород всех трех возрастных групп архейского магматизма, характеристика рудопроявлений, связанных с этими группами, а также структурное положение интрузивных тел. Главнейшие возрастные группы магматических пород архея Беломорья представляют собой как бы эмбриональную форму тех магматических комплексов, которые выделяются в более молодых геосинклинальных зонах. В целом магматизм западного Беломорья характеризуется следующими особенностями: 1) породы основного состава обнаруживают принадлежность к одной и той же исходной магне; 2) кислый магматизм имеет в Беломорье регионально-рассеянный характер и на 1-й стадии формирования гранитоидов охватывает всю беломорскую серию гранитоидов; 3) в более поздних периодах жизни Беломорской подвижной зоны кислая магма появляется в весьма ограниченных размерах; 4) основной и кислый магматизм во времени идут параллельно, сменяя друг друга на протяжении активной тектонической жизни геосинклинали, причем первый связывается с магматическими массами симатического происхождения, а второй — с внутренним перераспределением в пространстве кислого гранитного магматического расплава. (М. Е. О.).

765. Ш у р к и н К. А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса. В сб.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 398—411. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9). Q-36-X, XVII.

Доказывается эруптивный характер конгломератовидных образований, известных на островах Телячьем, Еловом и Турьем мысе. Найдены дайки с апофизами на о. Телячьем, заполненные материалом так называемых конгломератов, с обломками гнейсов: амфиболовых, биотитовых с гранатом и кианитом, амфиболитов, гнейсо-гранитов, плагиомикроклиновых гранитов, щелочных гранитов, карбонатитов, кианит-гранатовых гнейсов. Обнаружены мелкие секущие ветвящиеся жилки карбонатитов с галькой разнообразных пород на островах Оленьем, Телячьем, Еловом (некк), пересечения одних жил с другими. Аналогичные дайки конгломератов известны и на Турьем мысе. Их образование относится к каледонскому времени, не древнее 350 млн лет, хотя возраст гальки в них достигает 395, 355, 1410, 1520 млн лет.

Критикуются работы Н. Г. Судовикова (1934 г.), И. С. Ожинского (1938 г.), использовавших эти породы для определения стратиграфии и неточных палеогеографических выводов, которые затем вошли во все сводные работы. «Конгломераты» о. Телячьего Н. Г. Судовиков относил к палеозою, как и породы Турьего мыса. «Внутриформационные конгломераты» Турьего мыса И. С. Ожинский отнес к девону, как и вмещающие их песчаники, хотя ранее большинством исследователей эти породы считались ютнийскими.

На этом основании А. А. Полкановым был сделан очень важный вывод о широком развитии в районе современного Кандалакшского залива девонской вулканогенно-осадочной толщи с базальными и внутриформационными конгломератами, приуроченной к области грабенообразного опускания. Новые материалы показывают ошибочность наблюдений Н. Г. Судовикова и И. С. Ожинского. Библ. — 16 назв. (В. А. Т.).

766. Ю д и н Б. А. Геология и структура Цагинского массива габбро-лабрадоритов. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 212—228. Q-36-VI.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов находится в центральной части Кольского полуострова, в 19 км к юго-востоку от южной оконечности оз. Ловозера. По структуре и форме он является первично-расслоенным лополитом, по размерам (170 км²) относится к плутонам третьей величины. Массив сформировался в 2 интрузивные фазы: 1) краевой комплекс пород, центральный комплекс пород и комплекс титаномagnetитовых месторождений; 2) дайковый комплекс мелкозернистых габбро и рогово-обманковых диабазов, имеющий незначительное развитие. В центральной части магматической камеры образовались 2 группы пород: 1) грубозернистое габбро и лабрадориты — породы ранней кристаллизации, 2) богатые титаномagnetитом породы — результат кристаллизации остаточного расплава. Массив возник в результате поднятия магмы по раколу меридионального простиранья в архейских гнейсогранитах. Широкое развитие сбросов (предшествовавших интрузии щелочных гранитов) усложнило первичную структуру массива. 7 граф. Библ. — 4 назв. (С. И. Б.). РЖ Геол., 1961, № 7, В 314.

767. Ю д и н Б. А. Титаномagnetитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, стр. 3—38. Q-36-VI.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов представляет собой платформенную интрузию площадью 170 км², имеющую форму лополита, падение контактов которого направлено к центру под углом 30—45°. Строение массива симметричное. Центральная часть сложена гигантозернистыми породами (лабрадоритами и габбро), а краевые — среднезернистыми породами (габбро и габбро-норитами).

Породы краевого комплекса располагаются в виде полосы вдоль контактов с вмещающими гнейсо-гранитами. С этим комплексом связано титаномagnetитовое оруденение сегрегационного типа. Оно представлено богатой вкрапленностью титаномagnetита в оливинитах, троктолитах, плагиоклазитах и пироксенитах, образующих шлиры.

С центральным комплексом связано богатое позднемагматическое титаномagnetитовое оруденение. Выделено четыре его типа: 1) первично-стратифицированные слои существенно титаномagnetитовых пород; 2) пластообразные тела, залегающие согласно с первичной полосатостью и трахитоидностью; 3) крупные линзовидные тела, лежащие несогласно с первичной расслоенностью; 4) жильные образования. В центральном комплексе отдельно описываются полевошпатовые и существенно титаномagnetитовые породы.

Главными пороодообразующими минералами являются: оливин, плагиоклаз, гиперстен, авгит и титаномagnetит. В зависимости от комплекса пород эти минералы могут играть роль как пороодообразующих, так и второстепенных.

Условия кристаллизационной дифференциации магмы и формирования титаномagnetитового оруденения были различны в краевом и центральном комплексах.

В первом комплексе дифференциация и формирование раннемагматического титаномagnetитового оруденения происходили в условиях движения в течение непродолжительного времени. В нижней части разреза краевого комплекса образовались небольшие сегрегационные шлиры титаномagnetитосодержащих пород, представляющие собой результат сегрегации по уд. в. минералов ранней кристаллизации в остаточной более кислой фракции магмы.

В центральной части массива дифференциация магмы проходила в течение длительного времени при накоплении большого количества летучих, при котором повышалось содержание рудных компонентов в остаточном расплаве.

При гравитационной дифференциации происходило отделение остаточного рудного расплава от твердой силикатной фазы. Расплав аккумулировался как тяжелая жидкость в виде первично-стратифицированных титаномagnetитовых слоев. В период аккумуляции остаточного расплава на различных стадиях кристаллизации массива проявлялись динамические напряжения, которые привели к формированию разновременных морфогических типов титаномagnetитовых тел.

Разбираются вопросы кристаллизации минералов на различных этапах формирования месторождения, дается анализ химизма пород. Приводится 11 анализов минералов и 25 анализов пород. Граф. — 11 табл. Библ. — 17 назв. (Ю. А. А.).

768. Ю д и н Б. А. Цагинский массив габбро-лабрадоритов, несущий титаномagnetитовое оруденение. В сб.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 397—404. Q-36-VI.

Район Цагинского массива габбро-лабрадоритов слагают разновозрастные комплексы пород (от более молодых к древним): 1) щелочные граниты; 2) габбро-лабрадориты; 3) архейские гнейсограниты. Положение массива габбро-лабрадоритов в структуре гнейсо-гранитов несогласное. Молодые щелочные граниты развиты на северо-востоке и юго-востоке от массива и секут его в виде жильных образований.

Массив габбро-лабрадоритов вытянут в меридиональном направлении, длина его 23 км, средняя ширина 9 км. Среди пород массива выделено три комплекса: 1) среднезернистых габбро и габброноритов с подчиненным развитием титаномagnetитовых разновидностей — оливинитов, трокто-

литов, плагиоклазитов и пироксенитов — слагает краевые части массива; 2) гигантозернистых габбро и лабрадоритов — выполняет центральную часть массива (оба комплекса отчетливо дифференцированы); 3) титаномагнетитовых пород — генетически связан с центральной частью.

Выявлено четыре стадии образования титаномагнетитового оруденения. Первая стадия представлена вкрапленностью и первичностратифицированными залежами титаномагнетита. Последующие три стадии неразрывно связаны с первой и являются ее продолжением. Они отражают различные этапы становления массива и образовались при различных тектонических условиях во вмещающих интрузию породах (так называемые рамы).

Массив разбит крупными дизъюнктивными нарушениями, которые сопровождаются зонами расщепленных пород — милонитами, пересекающими все комплексы пород. Образование тектонических нарушений предшествовало внедрению интрузии щелочных гранитов. 4 граф. (Б. А. Ю.).

769. Davidson C. F. [Lovozeriskii Schelochnoi Massiv. . .]. *Economic Geology*, 1960, v. 55, № 4, pp. 852—853.

Аннотация на работу К. А. Власова и других по геологии Ловозерского щелочного массива. Перечисляются части монографии, приводится список новых минералов, дается общая оценка монографии.

770. Kratc K. O. Über einige Fragen der Geologie des Proterozoikum und das Baues des Baltischen Schildes.-*Bergakademie*, 1960, 12, № 8, SS. 434—435.

В пределах Балтийского щита в составе докембрийских образований выделяются архейские, нижнепротерозойские (карельские) и верхнепротерозойские. В составе нижнепротерозойских присутствуют нижний карелий (сложенный осадочно-метаморфическими и вулканогенными толщами геосинклинального типа) и верхний карелий, образованный континентальными отложениями типа полимиктовых конгломератов с обломочным материалом пород нижнего карелия. Несогласие между нижним и верхним карелием еще не указывает на длительный перерыв в отложениях, по которому можно было бы провести границу между археем и протерозоем. Оно является следствием молассового характера верхнего карелия.

Толщи карелия отделены от архейских образований колоссальным перерывом, служащим границей между археем и протерозоем Балтийского щита.

Магматизм карелия распадается на три главных периода: 1) эффузивные комплексы и комагматичные им основные и ультраосновные породы и частично граниты раннего геосинклинального этапа карелид; 2) комплекс «магматитовых гранитов» главной фазы карельской складчатости; 3) малые интрузии, возникшие после консолидации карелид.

Территория Балтийского щита в нижнепротерозойское (карельское) время представляла собой единую геосинклинальную область, состоявшую из трех главных собственно геосинклинальных зон (Кольской, Карельской и Скандинавской) и разделявших их двух крупных массивов архейского основания (Беломорского и Свекофенского). Карельская складчатость была последней, заключительной на территории Балтийского щита, определившей основные черты его строения. В плане складчатые структуры карелид можно представить в виде крупных по площади горстоподобных антиклиналей с архейскими, часто переработанными ядрами, между которыми зажаты узкие синклинальные зоны, сложенные толщами нижнего карелия и прорывающими их интрузивами. (А. Л.). РЖ Геол., 1957, 18002; РЖ Геол., 1962, № 6, Б 6.

771. Magnusson Nils H. Age Determinations of Swedish Precambrian Rocks. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 1960, № 503, band 82, Häfte 4. Nov.-dec. 1960, pp. 407—432.

Для 53 биотитов различных пород выполнены определения абсолютного возраста К-Аг методом (в ЛАГЕД АН СССР) и 7 валовых проб пород (параллельно в ЛАГЕД и Академии наук УССР). Совпадение результатов хорошее. Результаты сведены в табл. 1 и 2. Для двух биотитов сделаны параллельные определения Rb-Sr методом (ЛАГЕД). Результаты определений обсуждаются по отдельным тектоническим зонам и регионам докембрия Швеции в связи с общим вопросом об интерпретации цифр возраста по К-Аг методу. При одновременности свекофенского и Карельского циклов процессы более позднего метаморфизма ведут к кажущейся одновозрастности разновозрастных пород. Целый ряд полевых наблюдений других шведских исследователей приводит автора к определенному выводу о большей древности свекофенского цикла по сравнению с карельским. Определения возраста, проведенные в СССР, Финляндии и Швеции, дают значения в 1700—1800 млн лет для пород обоих циклов. Это противоречие геологических и возрастных данных может быть объяснено двояко: 1) оба цикла сближены во времени, и аргонный метод не может их различить; 2) имела место широко проявившаяся в позднекарельское время регенерация пород свекофенских и карельских, нивелировавшая возраст пород обоих циклов. Это объяснение более вероятно. Полученные цифры автор соответственно и интерпретирует.

Породы Карельской зоны и краевой зоны Северный Норланд датируются 1700—1850 млн лет, черные сланцы Шелефтео — 2090—2180 млн лет, т. е. осадочные породы значительно старше палингенных процессов, регенерировавших породы прилегающих районов. Для пород синклинория Мелерен возраст 1700—1780 млн лет определяет возраст палингенного процесса. Три определения для синкинематических гранитов антиклинория Свеаланд лежат в пределах 1750—1950 млн лет, гранит Утала — 1950 млн лет. Тогда свекофенские супракрустальные породы должны иметь возраст не менее 2000 млн лет и относиться к беломоридам. Отнесение сланцев Саксо и Грютитт (1280 и 1380 млн лет) из западной части антиклинория к готским (А. А. Полканов и Э. К. Герлинг) неверно; вместе со сланцами Стельдален (1640 млн лет) они представляют единую свекофенскую серию, регенерированную в различной степени готскими гранитами Вермланд.

Возраст пегматитов свекофенского ареала Стокгольма и Фалун, по данным свинцового метода (1954 г.), — около 1800 млн лет, что хорошо совпадает с данными аргонного метода. Для пород свекофенско-карельского ареала Швеции чаще всего определения дают возраст 1750 млн лет. Собственно готские породы южной Швеции датируются в пределах 1660—1420 млн лет. В зоне сланцеватости южной Швеции движения начались, по-видимому, около 1300 млн лет и локально могли продолжаться до 1000 млн лет. То, что доготские, готские и породы Дальсландии юго-западной Швеции датируются в пределах 1130—920 млн лет, объясняется регенерацией пород в Дальсландии в связи с образованием гранитов Бохус и сопровождающих их пегматитов. Отсутствие в южной Норвегии пород древнее 900—1000 млн лет обусловлено региональными процессами регенерации того же возраста, что и в юго-западной Швеции. Этот период регенерации в южной Норвегии и юго-западной Швеции, аналогично свекофенско-карельскому в Финляндии и Швеции, автор предлагает назвать свекононорвежским.

Если для рифея выделять два интрузивных цикла (по Полканову и Герлингу) — 1090—865 (южная Скандинавия) и 640—600 млн лет (п-ов Канин и северо-восточная часть Норвегии), то серии альмесокра, визингзо и иотнийские песчаники дала (964, 985 и 1185 млн лет соответственно) относятся к рифею. Но серия визингзо должна принадлежать к наиболее

молодой части докембрия — эокембрию. Автор считает, что во всех этих трех случаях дается возраст не породы, а слюды, привнесенной с осадками.

Соглашаясь с выделенными А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом более древними (включая Карельский) подвижными поясами Балтийского щита, Магнуссон считает их представление в отношении более молодых поясов южной Швеции и Норвегии ошибочными. Из геологических данных следует, что свекофенские породы на юго-западе Швеции граничат с готидами. Район готид ограничен с запада широкой зоной осланцевания пород (1380—1240 млн лет). К югу от каледонид в юго-западной Швеции породы этой зоны датируются 1130—920 млн лет, а в южной Норвегии простирается другая зона — 1200—700 млн лет.

Термин «рифей» следует применять к осадкам, образовавшимся в анорогенный период между дальсландием и кембрием. На новой карте Швеции для этого периода применяется термин альгонский. Это песчаники, называемые иотнийскими в Швеции и эокембрийскими спарагмитовыми и кварцитовыми сериями в восточной краевой зоне каледонских гор и серии визингзо. Граф. — 6. Библ. — 46 назв. (К. К. Ж.).

772. Polkanov A. A., Gerling E. K. The Pre-Cambrian Geochronology of the Baltic Shield. International Geological Congress. 21 Sess. Part. 9. Pre-Cambrian Stratigraphy and correlations. Copenhagen, 1960 pp. 183—191.

См.: А. А. Полканов, Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. В сб.: Международный геологический конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1960, стр. 57—82.

773. Rabkin M. I., Ravich M. G. The Precambrian of the Soviet Arctic. Geology of the Arctic (Proceed. of the First Internat. Symposium on Arctic Geology). Univer. of Toronto Press., 1960, pp. 18—30.

Доклад составлен по опубликованным данным на основании работ НИИГА. Кратко рассматривается характер докембрийских отложений п-ова Таймыр, островов Северной Земли, Кольского полуострова, Анабарского щита, Полярного Урала и Северо-Востока СССР (Чукотский полуостров, Большие Ляховские острова). Для каждого региона, кроме Полярного Урала, приводится стратиграфическая схема. В предисловии отмечается неравномерная изученность докембрия различных регионов, тектоническое своеобразие каждого из них и уменьшение площади развития докембрия при движении с запада на восток. Отмечается наилучшая изученность докембрия Кольского полуострова, принимаются во внимание лишь работы последнего десятилетия. Следуя стратиграфической схеме Л. Я. Харитоновой, выделяется архейская и протерозойская возрастные группы. К нижнему архею (А) отнесены беломорская и кольская гнейсовые формации, как парагнейсы, на основании обогащенности Al и Si. К верхнему архею условно отнесены железистые кварциты и гранулитовая формация. В архее выделено 2 этапа диастрофизма, которым соответствуют два района складчатости: Беломорский антиклинорный комплекс, образовавшийся в эпоху саамского диастрофизма, и Кольский синклинорный район, главные структуры которого сформировались в протерозое. Оба этапа архейского диастрофизма сопровождалась двумя стадиями магматизма. В саамскую эпоху образовались основные и ультраосновные породы, чарнокиты, олигоклазовые гнейсограниты и их мигматиты. В свекофенский этап преобладали существенно микроклиновые граниты.

К нижнему протерозою (Pt₁) отнесены тундровая и кейвская свиты, образованные за счет эффузивно-осадочных пород. Условно к верхнепротерозойским образованиям относится свита имандра-варзуга. С двумя

фазами протерозойской складчатости связаны специфические комплексы изверженных пород. Постнижнепротерозойский этап характеризуется эффузиями основных лав, кератофиров, габбро-анортозитов и микроклиновых гранитов. С донижнепалеозойской складчатостью связаны дайки диабазов и ультраосновных пород Монче-гундры.

Особенностью докембрия Кольского полуострова считается интенсивное складкообразование не только в архее, но и в протерозое. В заключение выделяются признаки для корреляции докембрия разных областей.

1. Интенсивное осадконакопление в течение всего архея и протерозоя во всех районах проявления докембрия.

2. Интенсивный ультраметаморфизм, мигматизация и гранитизация, захватившие как архейские, так и нижнепротерозойские комплексы.

Для выявления дополнительных критериев корреляции докембрия различных регионов рекомендуется использовать метод парагенетического анализа минеральных ассоциаций Д. С. Коржинского. (Л. В.).

774. The Russian Nepheline Story. Metall Bulletin, 1960, № 4552, pp. i—iv.

Дан краткий обзор истории создания технологической схемы комплексного использования нефелина, получаемого в виде отходов на Хибинском апатитовом месторождении. Описана применяемая на Волховском комбинате с 1952 г. технология получения окиси алюминия и портландцемента из нефелина. (А. Н. В.).

775. Simonen A. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. International geological Congress. 21 Sess, Part 9. Pre-Cambrian stratigraphy and correlations Copenhagen, 1960, pp. 141—151.

Свекофенские и карельские образования одновозрастны (1750—1950 млн лет). В южной и западной Финляндии свекофенская формация имеет геосинклинальный характер, мощность до 8000 м, интенсивно смята и метаморфизована. В восточной Финляндии карельская формация отлагается на стабильной платформе (сложенной гранито-гнейсами). В ней преобладают континентальные кварциты, интрузивная деятельность проявлена слабо, метаморфизм незначителен. Стратиграфические соотношения пород восточной Финляндии следующие.

Иотний.	Континентальные красноцветы: аркозы, конгломераты, алевролиты в ассоциации с апорогенными гранитами (1620 млн лет).	
Карельская формация.	Калевийская серия.	Филлиты, слюдяные сланцы, флишoidные, ритмичнослоистые отложения.
	Несогласие. Ятулийская серия.	Местами толщи основных эффузивов, синхронные суйсарским. Морской ятулий — филлиты и доломиты. Кайнаунская свита: кварциты, кварцитовые конгломераты, каолиновые породы. Сариоллийская свита — конгломераты, аркозы.

Степень метаморфизма пород возрастает к западу. Калевийские филлиты постепенно переходят в мигматитовые гнейсы свекофенского типа.

Карельские терригенные образования ложатся на древнее эродированное и пенепленизированное основание с очень крупным перерывом. Основание сложено комплексом гранито-гнейсов, слюдяных сланцев, гранатоставролитов-кианитов-кордиеритовыми гнейсами, амфиболитами, гранулитами. Эти гранито-гнейсы и гранулиты соответствуют гнейсам беломор-

ской серии Кольского полуострова и Карелии. Библ. — 30 назв. (В. К. и В. А. Т.). См. также РЖ Геол., 1964, № 1, Б 7.

776. Surkin K. A. Die Hauptzüge der geologischen Entwicklung des Archaikums Nordwest-Belomoriens. Bergakademie, 1960, № 12, SS. 661—669.

В статье кратко излагается новая схема стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма архейских пород беломорского комплекса северной Карелии и Кольского полуострова, отрицающая общепринятое до настоящего времени подразделение магматических пород и мигматитов этого района на нижнеархейские (постсвионийские) и верхнеархейские (постботнийские). В составе беломорских гнейсов выделяется четыре осадочно-метаморфические свиты, а среди магматических пород — преорогенные, раннеорогенные, позднеорогенные и посторогенные интрузии и связанные с ними жильные комплексы различного состава. (С. И. М.). РЖ Геол., 1961, № 7, 69.

УКАЗАТЕЛИ

І. АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абакумова Н. Б. 558, 559.
 Авдзейко Г. В. 122, 123.
 Авилов И. Р. 1.
 Агеев А. Н. 510.
 Алесковский В. Б. 293.
 Амеландов А. С. 94, 511, 512, 676.
 Андреев Б. А. 513.
 Андреева Е. М. 514.
 Антонюк Е. С. 192, 294.
 Антропов П. Я. 295, 296.
 Апельцин Ф. Р. 515.
 Апухтин Н. И. 2, 43, 297, 516.
 Арманд А. Д. 150, 298, 299, 517.
 Арманд Н. Н. 518.
 Афанасьев А. П. 300, 301, 519.
 Афанасьев Г. Д. 302, 520, 521.
 Бабошин В. А. 3, 4.
 Багдасаров Э. А. 303, 304, 522, 523.
 Бакланова К. А. 557.
 Балашов Ю. А. 524—526.
 Барабанов В. Ф. 5, 44, 151, 527.
 Баранов И. Я. 528.
 Баранова Е. Н. 557.
 Барановская Н. В. 211.
 Баринский Р. Л. 256, 550.
 Барканов И. В. 45.
 Батиева И. Д. 152—154, 529.
 Батницкий Е. Н. 123.
 Белевцев Я. Н. 46.
 Беликов Б. П. 530.
 Белицкий А. С. 748.
 Белов Н. В. 24, 261, 305, 306, 444, 623, 624, 723.
 Белова Е. Н. 592.
 Бельков И. В. 47, 48, 152, 153, 155—158, 307, 308, 529, 531—533.
 Белькова Л. Н. 309, 310.
 Белянкина Е. Д. 49.
 Беус А. А. 311, 312, 534.
 Билибина Т. В. 160—164, 535.
 Бискэ Г. С. 6, 165, 313—315, 536.
 Богачев А. И. 166, 316, 317.
 Богданов В. В. 537.
 Бойда Ш. А. 167.
 Бокий Г. Б. 24.
 Болотников Д. П. 51.
 Бондарева А. М. 91, 195, 318.
 Бондаренко Л. П. 538—540.
 Бонштедт-Куплетская Э. М. 7, 31, 52, 168, 169, 319, 541.
 Борисенок Л. А. 320, 346, 542.
 Борисов П. А. 321.
 Борнеман-Старынкевич И. Д. 322, 323.
 Боровик-Романова Т. Ф. 53, 170—172, 324, 543.
 Боровиков П. П. 8, 325, 544.
 Боровко Н. Н. 545.
 Бородин Л. С. 9, 10, 54—57, 173, 326, 327, 546—550.
 Боруцкий Б. Е. 551.
 Браун Г. А. 552, 553.
 Брунс Е. П. 554.
 Баданов В. И. 555.
 Буланова З. Ф. 328.
 Булах А. Г. 329, 330, 556—560.
 Бурова З. Н. 504—505.
 Буссен И. В. 174, 175, 331—335, 361, 561—564.
 Быкова А. В. 548, 715.
 Вайнштейн Э. Е. 11, 654, 759.
 Вальяшихина Е. П. 38.
 Васильева З. В. 176.
 Векслер В. И. 336.
 Венкина В. А. 348, 587.
 Вержбицкий Л. П. 337.
 Верзилин Н. Н. 12.
 Вершковская О. В. 565.
 Виноградов А. П. 58, 59, 177, 338, 566.
 Виноградова П. С. 339.
 Власов К. А. 13, 340.
 Волков В. П. 341.
 Волкова М. И. 157, 158, 178, 612.
 Воловикова И. М. 591.
 Вологовская Н. А. 60, 163, 164, 179, 342, 567—572.
 Вольфсон Ф. И. 61, 573, 574.
 Воробьева О. А. 578, 579.
 Воронина Л. П. 586.
 Вярюнен Х. 343.
 Гайнанова Е. И. 216.
 Галахов А. В. 116, 181, 344.
 Ганешин Г. С. 580.
 Гарифуллин Л. Л. 273, 581.
 Гедовиус Е. А. 582.
 Гейслер А. Н. 554, 583.
 Герасимов И. П. 345.
 Герасимовский В. И. 14, 62—64, 184, 185, 346—349, 584—589.
 Гераскина А. С. 350.
 Герлинг Э. К. 186—188, 590, 698—700.
 Гиммельфарб Б. М. 189, 190.
 Гинзбург И. В. 65, 66, 141, 191—195, 351, 352, 591—595.
 Глазковский А. А. 67, 196.
 Глебов С. В. 132—133.
 Голгофская Г. В. 98.
 Горбунов Г. И. 15, 68, 197, 198, 353, 596.
 Гордиенко В. В. 121, 354.
 Горлов В. И. 16.

- орлов Н. В. 69, 70, 597, 598.
 орохов И. М. 123.
 орошенко З. И. 359, 362.
 орстка В. Н. 599.
 оршкова Т. И. 71.
 орюнова Н. Н. 313.
 раве М. К. 600.
 ригорович М. Б. 601.
 ригорьева Н. П. 695.
 риненко В. А. 59.
 ромов К. М. 199.
 ромова Т. С. 270—271.
 Русева А. Н. 602, 603.
 Сагелайский В. Б. 539, 540, 604.
 Данилов В. Я. 92.
 Денисов А. П. 74, 264, 399, 607, 612.
 Денисова М. В. 355, 356.
 Домарев В. С. 357.
 Дорфман М. Д. 200—202, 298, 358—362, 605.
 Дудкин О. Б. 361, 363—366, 606, 607.
 Дудыкина А. С. 72, 367.
 Духанина В. И. 114, 368, 608.
 Дьяконов Ю. С. 639.
 Егоров Л. С. 609.
 Елизарова А. Н. 123.
 Елисеев Н. А. 162—164, 204—206, 369, 610, 611.
 Елисеев Э. Н. 73, 74, 207—210, 370—372, 612, 613.
 Елисеева О. Н. 591.
 Ермолаев М. М. 75.
 Еськова Е. М. 76, 340, 373, 374, 614.
 Ефимов А. Н. 680.
 Ефремова С. В. 591.
 Жабин А. Г. 375.
 Жданов В. В. 376, 377.
 Жиров К. К. 77, 211.
 Жук-Почекутов К. А. 615.
 Зак С. И. 317.
 Захаров Е. Е. 378.
 Захарченко А. И. 676.
 Зискинд М. С. 616.
 Зитта Е. Ф. 561.
 Злобин Б. И. 212.
 Знаменский Е. Б. 347.
 Золотарев Б. П. 617.
 Зонтов Н. С. 379.
 Зыков С. И. 17, 77, 177, 338.
 Иванов А. А. 618.
 Иванов А. М. 213—215, 619.
 Иванов Б. В. 216.
 Иванов В. В. 380.
 Иванов И. Б. 381.
 Иванов Н. В. 620.
 Иванова В. П. 217.
 Иванова Т. Н. 78, 218, 219, 599, 621, 622
 Иголкина Н. С. 554.
 Изюмов И. Ф. 438—440, 456.
 Илюхин В. В. 382, 623, 624.
 Ильинский Г. А. 220, 394, 560.
 Ионин А. С. 555.
 Кавардин Г. И. 221, 383—386, 613, 626—628.
 Кадыров Г. Ф. 629.
 Казаков Г. А. 697.
 Казакова М. Е. 130, 131, 255.
 Калафати Л. Б. 630.
 Каленов А. Д. 387.
 Калита А. П. 79, 388, 389.
 Калита Е. Д. 171.
 Каманин Л. Г. 25.
 Каменский Г. Н. 390.
 Капитонова Т. А. 548.
 Каплин П. А. 555.
 Капустин Ю. Л. 631.
 Кардаков К. А. 427.
 Карпов П. Н. 391, 632.
 Карпов Р. В. 392.
 Кахана М. М. 63, 348.
 Келлер Б. М. 633, 634.
 Кириченко Л. А. 80, 635.
 Кирнарский Ю. М. 393.
 Киселев М. И. 636.
 Кленова М. В. 637, 638.
 Книпович Ю. Н. 557.
 Ковалев Г. А. 639, 640.
 Ковязина В. М. 410.
 Кожанов С. И. 407.
 Козлов Е. К. 68, 81—83, 219, 223, 622, 641, 642.
 Козлова О. Г. 224.
 Козырева Л. В. 394.
 Колесникова А. М. 255.
 Колоштивина К. В. 511, 512.
 Комаров А. Г. 643.
 Комарова З. В. 395, 644.
 Кондратьева В. В. 410, 557.
 Коновалов Г. С. 396.
 Корнилов Н. А. 217, 226, 397—402, 645, 646.
 Кочеткова С. Н. 270—271.
 Кравцов А. И. 228.
 Кравцов Я. М. 651.
 Красильникова М. П. 603.
 Краснова В. С. 565.
 Кратц К. О. 84, 229—231, 647, 648.
 Крейтер В. М. 61.
 Крутов Г. А. 403.
 Крылов А. Я. 123.
 Крылов И. Н. 404, 649.
 Кудрявцев Н. А. 405.
 Кузин А. А. 406.
 Кузьменко М. В. 85, 340, 407, 650
 Куковский Б. Г. 18.
 Курбатов С. С. 408.
 Курбатова Г. С. 330.
 Курылева Н. А. 409.
 Кухаренко А. А. 233, 303, 342, 410, 411, 522, 557, 560, 651—654.
 Кухарчик М. В. 744.
 Лабунцов А. Н. 86.
 Лаврова М. А. 412, 655—657.
 Лак Г. Ц. 6, 313.
 Ланге О. К. 413.
 Лашин А. В. 658.
 Лашин В. В. 520.
 Лапутина И. П. 427.
 Лебедев А. П. 659.
 Лебедев В. И. 184, 349, 414, 589.
 Лебедева Р. М. 429.
 Левский Л. К. 187, 590.
 Лемец В. И. 337.

- Линден Н. А. 415.
 Лигонький С. Я. 416, 417, 660.
 Литвинова Л. А. 211.
 Ловцюс А. В. 122, 123.
 Ловцюс Г. П. 122.
 Лопатин В. Г. 670.
 Лоскутов А. В. 661.
 Лукашев К. И. 418, 662.
 Лукин Л. И. 61, 573.
 Лунева О. И. 234, 258.
 Любцов В. В. 663.
 Львова И. А. 544.
 Лялин П. В. 19, 87, 235, 236, 419.
 Ляхович В. В. 420.
 Мазуров М. К. 88, 89.
 Макеев П. С. 237, 441—442.
 Макиевский С. И. 238, 421, 422, 664.
 Малышев И. И. 90.
 Малясова Е. С. 297, 423, 665.
 Марфунин А. С. 666.
 Маслеников В. А. 667—669.
 Матиас В. В. 91, 424.
 Медведев В. С. 555.
 Медведев О. П. 670.
 Меренков Б. Я. 671, 746.
 Миликова О. С. 266.
 Миллер А. Д. 92.
 Минеев Д. А. 425, 672.
 Мирская Д. Д. 239, 426, 674, 675.
 Михайлова А. Ф. 408.
 Мишарев Д. Т. 93, 94, 676.
 Мокрецова А. В. 362.
 Молева В. А. 31, 216.
 Морозов А. И. 240—243.
 Мохов А. А. 293.
 Мурашов Д. Ф. 160.
 Мухитдинов Г. Н. 375.
 Надежин В. М. 677.
 Назаренко И. И. 9, 57, 327.
 Назарова А. С. 678.
 Наливкин А. Б. 192.
 Намоюшко В. И. 95.
 Нарбут К. И. 427.
 Нейштадт М. И. 96.
 Несмеянова Л. И. 588.
 Нечаева Е. А. 515.
 Нефедьева Е. А. 679.
 Никитин Ю. В. 408.
 Николаев В. А. 97.
 Николаев Д. С. 266.
 Никольский А. П. 680.
 Никонов А. А. 244—246, 428—431, 681, 682.
 Никонов М. Н. 98.
 Носиков В. В. 99, 409, 683.
 Нумерова В. Н. 84.
 Овчинникова Г. В. 187, 590.
 Онохин Ф. М. 247, 432.
 Орленко Л. П. 684.
 Орлова М. П. 433, 434, 652, 685—687.
 Остапенко А. Г. 100.
 Павленко А. С. 759.
 Павлусь Э. В. 248.
 Пазюк Л. И. 249, 250.
 Панасенко Г. Д. 20, 101—103, 435, 688, 689.
 Панов Д. Г. 251.
 Пермяков В. М. 104.
 Перов В. Ф. 690.
 Петерилье И. А. 252, 253, 436, 437, 691—694.
 Петровский А. Д. 419, 438—440, 456.
 Пидопличко И. Г. 21, 441—442.
 Пинус Г. В. 105.
 Питьева К. Е. 443.
 Пишпарева Н. А. 695.
 Победимская Е. А. 444.
 Позняков С. Я. 670.
 Покровская И. М. 516.
 Покровский В. А. 696.
 Покровский М. А. 553.
 Полевая Н. И. 445, 697.
 Полканов А. А. 23, 188, 446, 698—700.
 Половинкина Ю. И. 701.
 Полферов Д. В. 395.
 Поляков А. И. 586.
 Поляков А. К. 447.
 Померанцева Н. Г. 561.
 Постельников А. Ф. 448.
 Потемкин Л. А. 106.
 Прияткина Л. А. 668, 702.
 Пудовкина З. В. 704.
 Пушаровский Ю. М. 703.
 Пятенко Ю. А. 24, 548, 704, 744.
 Раабен М. Е. 705.
 Радкевич Е. А. 449.
 Разумихин Н. В. 706.
 Рассказова В. С. 346.
 Римская-Корсакова О. М. 450.
 Рихтер Г. Д. 25.
 Рихтер Т. Л. 9.
 Рогачев Д. Л. 192, 195, 318, 359, 362.
 Родионов Г. Г. 26, 678.
 Родионова Л. М. 63, 348.
 Рожков И. С. 707.
 Рудовская Л. П. 708.
 Ружижский В. О. 108, 451, 452, 709.
 Русанов Б. С. 710.
 Рутштейн Ш. Н. 109.
 Рухина Е. В. 27—29, 110, 254, 453, 711.
 Савинова Е. Н. 172, 341.
 Салоп Л. И. 712.
 Салтыкова В. С. 454, 565.
 Самойлов Г. П. 427.
 Сапрыкина Т. В. 455.
 Сауков А. А. 542.
 Сахаров А. С. 95, 174, 175, 318, 334, 562, 563, 713.
 Свешникова Е. В. 714.
 Северин Н. А. 30.
 Седова В. И. 456.
 Селиверстов Ю. П. 580.
 Семененко Н. П. 457.
 Семенов Е. И. 31—33, 72, 111—113, 131, 144, 255, 256, 382, 458—465, 715—717.
 Семенов П. К. 466.
 Семенова Н. И. 467, 468.
 Семихатов А. П. 114.
 Серба В. И. 167, 718.
 Сергеев А. С. 469.
 Сидоренко А. В. 34, 115—117, 155, 257—259, 470, 471, 719—722.
 Симонов В. И. 255, 260—261, 305, 723.

Симонова Г. Ф. 69, 70.
 Синдеева Н. Д. 473.
 Слепнев Ю. С. 118, 119, 724.
 Слудская Н. Н. 31.
 Смирнов В. И. 474—476, 725.
 Смирнова А. Я. 443.
 Смирнова В. И. 262.
 Смирнова В. С. 93, 477, 618, 676, 726—728.
 Смирнова С. И. 94, 207, 333, 372.
 Соболев Н. В. 478.
 Соболев Н. Д. 479.
 Соболев Э. В. 122.
 Соколов Б. С. 633.
 Соколова М. Н. 729.
 Соловьев Н. В. 263.
 Соловьев П. П. 120.
 Соловьев С. П. 480.
 Солодкая Р. И. 93.
 Солодов Н. А. 481, 482.
 Солодовникова Л. Л. 483.
 Соседко А. Ф. 53, 121, 170, 172, 264, 265, 543.
 Соседко Т. А. 731.
 Сошникова М. С. 484.
 Спиров В. Н. 293.
 Старик И. Е. 122, 123, 266.
 Старик Ф. Е. 123, 266.
 Старицкий Ю. Г. 485.
 Старицына Г. Н. 124, 267, 732.
 Сторожевых Н. С. 695.
 Стронин М. А. 268—269.
 Ступникова Н. И. 17, 77, 425.
 Судовиков Н. Г. 733.
 Сулова С. Н. 125, 486, 734.

Талдыкин С. И. 487.
 Талдыкина К. С. 488, 735.
 Тарасов Л. С. 177, 338.
 Тараховский А. Н. 736, 737.
 Тейс Р. В. 270—271.
 Теннер Д. Д. 127, 128.
 Теплицкая Н. В. 46.
 Терещенко В. Ф. 129.
 Терновой В. И. 616, 740, 741.
 Тимофеев Б. В. 742.
 Тимофеев И. Н. 678.
 Тихоненков И. П. 130, 131, 489, 743, 744.
 Тихоненкова Р. П. 743, 745.
 Тихонова Л. А. 132—133.
 Токарев В. А. 134, 272—274, 490.
 Токмаков П. П. 671, 746, 747.
 Толстихин Н. И. 390.
 Толстихина М. М. 390, 554.
 Троицкий С. Л. 656.
 Троянский С. В. 748.
 Тугаринов А. И. 11.
 Тузова А. М. 185, 346.
 Туманский А. А. 35.
 Туранская Н. В. 11, 62, 524—526.
 Тюрмнов В. А. 492.

У-Ли жень 506.
 Усольцева К. И. 136.
 Успенская Е. И. 359, 493.
 Уфлянд Ц. И. 350.
 Ушакова З. Г. 749.

Ферсман А. Е. 750, 751.
 Фиженко В. В. 275—276, 570.

Фотиади Э. Э. 277.

Харитонов Л. Я. 36, 137, 752, 753.
 Херувимова Н. Л. 37.
 Холмов Г. В. 138, 139, 278, 495.
 Холодков Ю. И. 602.
 Хоменковский В. В. 634.

Царева Л. П. 145.
 Цветков А. И. 38, 520.
 Цветков Н. 279.
 Цехомский А. М. 754.
 Цибульчик М. А. 140.

Чекин А. И. 748.
 Челищев Н. Ф. 755, 756.
 Черемисинова Е. А. 245.
 Чумаков А. А. 141—143, 280.
 Чупахин М. С. 59.

Шапошников Г. П. 535.
 Шариков А. Е. 281.
 Шарков В. В. 516.
 Шаталов Е. Т. 758.
 Шевалеевский И. Д. 64, 185, 654, 759.
 Шейнманн Ю. М. 515.
 Шешукова Г. Т. 495.
 Шилин Л. Л. 39, 144, 145, 760.
 Шишкин Н. Н. 146.
 Шкорбатов С. И. 147.
 Шлюкова З. В. 761.
 Шнейдерхен Г. 282.
 Шуба И. Д. 427, 463.
 Шукевич А. М. 242.
 Шуркин К. А. 97, 497, 498, 647, 762—765.
 Шухман Л. Н. 283, 499.

Щербаков Д. И. 148, 501.
 Щербина В. В. 502.

Элинсон М. М. 503.

Юдин Б. А. 285—287, 613, 766—768.
 Юшко-Захарова О. Е. 288, 504—505.

Яковлев С. А. 149.
 Яковлева С. В. 40, 516.
 Яценко М. Л. 187, 590.

Gerling E. K. 289, 772.
 Gethin P. A. 507.

Davidson C. F. 769.

Kratc K. O. 770.

Magnusson Nils H. 771.

Polkanov A. A. 289, 772.

Rabkin M. I. 773.
 Ravich M. G. 773.
 Ruchina E. V. 508.

Sauramo Matti 41, 290.
 Segerstrale S. G. 42.
 Shatsky N. S. 291.
 Simonen A. 775.
 Surkin K. A. 776.

Tomkeieff S. I. 509

Welin E. 292.

II. ПРЕДМЕТНО-СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Биогеохимия — 72, 293.
 Вечная мерзлота — 528.
 Геологическое картирование и другие региональные исследования.
 — Региональная геология — 23, 80, 90, 93, 94, 97, 160—164, 182, 191, 229, 240, 262, 277, 284, 343, 421, 443, 531, 554, 571, 575, 619, 635, 637, 638, 647, 648, 659, 676, 680, 733, 749, 762, 763, 770, 773.
 — Геология интрузивных массивов — 124, 153, 154, 167, 174, 175, 180, 205, 206, 214, 215, 218, 223, 233, 238, 239, 242, 243, 248, 250, 275, 276, 284, 287, 317, 340, 344, 393, 394, 410, 447, 450, 559, 562, 569, 570, 575, 576, 620, 713, 718, 732, 766, 768.
 — Региональная геофизика — 277, 689.
 — Региональная металлогения — 37, 75, 84, 141, 357, 370, 378, 449, 474—476, 535, 610, 642, 650, 680.
 — Региональная тектоника — 23, 36, 75, 126, 134, 136, 137, 180, 182, 229, 233, 251, 272, 277, 421, 490, 637, 638, 676, 703, 712, 738, 739, 753, 770, 773.
 — Геология моря — 1, 637, 638, 677.
 Геоморфология — 25, 150, 182, 194, 237, 246, 251, 257, 290, 315, 391, 428, 431, 441—442, 470, 577, 580, 600, 657, 662, 679, 690, 719.
 Геофизика — 281, 513, 636.
 — Каротаж — 448.
 — Магнитометрия — 281, 513, 545.
 — Сейсмометрия — 513.
 — Электрометрия — 336, 337, 416, 419, 438—440, 456, 513, 660, 670, 695.
 — Физические свойства горных пород — 417, 513, 530, 643.
 Геохимия — 226, 256.
 — Абсолютный возраст — 17, 104, 123, 177, 186—188, 211, 289, 292, 302, 427, 445, 446, 457, 463, 521, 535, 590, 643, 667, 697—700, 771, 772.
 — Геохимия отдельных элементов — 10, 11, 14, 49, 53, 54, 58, 62—65, 118, 142, 145, 170—172, 184, 185, 209, 212, 288, 311, 320, 324, 340, 341, 346—349, 367, 370, 375, 380, 381, 411, 425, 455, 464, 473, 481, 482, 493, 504—505, 524, 526, 534, 542, 543, 549, 550, 565, 584—585, 587, 588, 589, 614, 651, 653, 654, 672, 717, 759, 760.
 — Геохимия природных газов и битумов — 228, 247, 248, 252, 253, 405, 432, 436, 437, 503, 602, 603, 691—694.
 — Распространение изотопов — 59, 77, 122, 177, 270—271, 338, 427, 566.
 Гидрогеология — 350, 390, 413, 608, 696, 748.
 — Гидрогеологическая съемка — 114, 368.
 — Водоснабжение — 390, 443.
 — Гидрохимия — 92, 266, 390, 395, 396, 443, 467, 468, 644.
 Землетрясения и сейсмичность — 16, 20, 101—103, 134, 272, 415, 435, 490, 492, 688, 689.
 Кристаллография — 86, 220, 307, 330, 450.
 Кристаллохимия — 24, 73, 74, 210, 260—261, 305, 306, 312, 444, 522, 523, 525, 607, 612, 623, 624, 640, 704, 723.
 Литология (осадочные породы) — 71, 529, 537, 576, 583, 633, 634.
 — Долежниковая кора выветривания 34, 115, 116, 200, 257, 300, 301, 577, 600, 605, 707, 716, 719, 721.
 Минералогия — 38, 62, 65, 178, 201, 224, 323, 354, 360—361, 372, 394, 400, 447, 459, 473, 519, 527, 557, 558, 576, 577, 606, 617, 631, 716, 729, 760.
 — Минералогия месторождений — 118, 156, 180, 209, 218, 300, 371, 389, 397, 626, 708.
 — Описание отдельных минералов — 143, 340, 454, 673.
 Сульфиды — 208, 335, 363, 399, 673.
 Галогенные соединения — 363, 466, 564, 575.
 Карбонаты — 14, 220, 333.
 Сульфаты — 169, 207, 294, 402.
 Фосфаты — 14, 91, 157, 168, 176, 202, 365, 374, 407, 462.
 Окислы — 9, 14, 79, 113, 130, 169, 264, 265, 294, 319, 322, 326, 327, 333, 358, 385, 388, 393, 410, 420, 464, 465, 523, 541, 548, 560, 605, 615.
 Силикаты — 5, 7, 14, 31—33, 39, 44, 52, 57, 76, 111—113, 119, 121, 131, 144, 151, 158, 169, 180, 181, 192, 195, 198, 217, 241, 255, 284, 303, 307—310, 318, 319, 323, 330, 359, 362—364, 373, 376, 382—384, 386, 387, 401, 408, 414, 424, 450, 458, 460, 461, 464, 478, 483, 486, 488, 499, 522, 533, 540, 541, 575, 576, 586, 592, 605, 613, 615, 639, 640, 645, 646, 661, 666, 671, 686, 708, 715, 731, 735, 744, 767.
 Палеогеография — 2, 6, 21, 40, 41, 43, 96, 116, 136, 149, 165, 194, 237, 244, 246, 254, 313, 315, 418, 428, 429, 431, 517, 518, 536, 577, 656, 657, 682, 721.
 Палеонтология.
 — Палеоботаника — 404, 649, 705.
 — Палеозоология — 21, 42, 297, 656, 663.
 — Палинология — 6, 96, 245, 297, 423, 514, 577, 581, 665, 742.
 Персоналии — 22, 30, 148, 155, 159, 183, 203, 222, 227, 232, 472, 494, 496, 500, 501, 520, 618, 725, 757.
 Петрология и петрография.
 — Магматизм и магматические породы — 160—164, 182, 594, 659, 701, 764, 773.
 Кислые породы — 143, 154, 193, 205, 206, 214, 215, 239—243,

- 250, 275—276, 280, 284, 285,
287, 351, 533, 575, 591, 953,
668, 669, 674.
- Основные и ультраосновные по-
роды — 105, 124, 143, 219,
267, 286, 316, 384, 392, 426,
479, 488, 576, 610, 611, 622,
713, 732, 755, 756, 766, 767.
- Щелочные породы — 13, 14, 80,
143, 153, 174, 180, 218, 283,
331, 334, 340, 344, 393, 409,
502, 506, 515, 561—563, 575,
576, 578, 579, 599, 615, 620,
685, 724, 743, 745.
- Ультраосновные щелочные по-
роды и карбонаты — 55, 60,
166, 167, 173, 179, 180, 233,
303, 304, 317, 326, 342, 394,
433, 434, 469, 546, 547, 559,
567, 568, 571, 572, 609, 611,
652, 658, 686, 687, 718, 736, 737.
- Пегматиты: кислые — 18, 49, 66,
69, 70, 93, 94, 156, 180, 238,
325, 422, 477, 482, 629, 630,
728;
щелочные — 56, 85, 180, 181,
201, 304, 366, 551, 615, 761.
- Проблематичные породы — 329,
556, 765.
- Метаморфизм и метаморфические по-
роды — 3, 4, 47, 48, 50, 66, 80, 125,
152, 180, 182, 213, 225, 249, 258, 274,
332, 352, 355, 369, 377, 398, 426, 469,
480, 529, 531, 538, 539, 575, 576, 595,
604, 615, 635, 671, 674, 675, 734,
743, 745, 752, 773.
- Поиски 8, 45, 51, 99, 100, 138, 395,
416, 443, 470, 660, 726—728, 741.
- Полезные ископаемые.
- Геология и структура рудных место-
рождений — 19, 50, 61, 68, 81, 109,
139, 140, 180, 197, 221, 235, 236, 283,
353, 356, 379, 392, 495, 573, 574, 576,
596, 628, 767, 768.
- Геология и структура нерудных место-
рождений — 50, 78, 180, 218, 283,
328, 575, 597, 599, 616, 621, 664,
678, 727.
- Горючие — 98, 135.
- Металлы — 15, 46, 50, 67, 68, 81—83,
87, 88, 90, 95, 99, 106, 107, 120, 138,
146, 180, 196, 197, 204, 209, 221, 233,
235, 236, 278, 279, 353, 355—357,
403, 406, 473, 484, 485, 487, 489,
495, 507, 552, 553, 572, 575, 576, 582,
613, 626—628, 641, 650, 685, 755.
- Неметаллы — 8, 15, 47, 48, 50, 69,
70, 78, 82, 108, 120, 132—133, 180,
189, 190, 198, 224, 233, 263, 268—
269, 279, 282, 321, 325, 328, 391,
451, 452, 477, 491, 510—512, 532,
544, 597, 616, 629, 671, 676, 683, 709,
714, 726—728, 746, 754, 774.
- Стройматериалы — 35, 50, 127, 128,
577, 581, 601, 625, 740, 741, 747.
- Россыпи — 471, 577, 706, 707, 710,
719, 720, 722.
- Технология — 120, 128, 132, 216, 774.
- Справочники — 491, 673.
- Стратиграфия.
- Докембрий — 36, 84, 93, 94, 97, 137,
152, 160—162, 182, 188, 230, 231,
234, 273, 274, 286, 291, 421, 445,
457, 497, 498, 554, 575, 630, 633, 634,
638, 676, 697, 698, 700, 702, 705,
730, 753, 770, 772, 773, 775, 776.
- Палеозой — 23, 80, 84, 163, 164, 182,
286, 291, 457, 497, 554, 583, 730.
- Кайнозой — 182.
- Тектоника — 19, 26, 194, 299, 332,
537, 562, 575, 598, 630.
- Неотектоника — 6, 129, 194, 290, 298,
299, 315, 345, 428, 441—442, 537, 555,
632, 677, 684, 689.
- Четвертичная геология —
536, 537, 719.
- Генетические типы отложений — 21,
115, 116, 244, 246, 254, 257, 418, 431,
453, 470, 471, 508, 662.
- Стратиграфия — 1, 43, 96, 165, 245,
254, 297, 313, 314, 412, 423, 430,
516, 577, 655, 657, 665, 676, 681, 682.
- Литология — 1, 12, 21, 27—29, 110,
149, 150, 199, 245, 246, 254, 257, 339,
430, 508, 519, 577, 656, 657, 662, 682,
711.

III. ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А. Листы масштаба 1:200000

- R-35-XXXVI — 224, 281, 428
- R-36-XIX — 50, 59, 61, 67, 68, 81, 83,
100, 105—107, 127, 128, 177, 180,
197, 198, 204, 207, 209, 217, 226, 278,
281, 325, 353, 355, 370, 371, 397, 398—
401, 443, 449, 485, 487, 488, 504—505,
596, 645, 663, 671, 735, 746, 758.
- R-36-XX — 325, 369, 443, 485, 633, 634.
- R-36-XXI — 206, 325, 633, 634.
- R-36-XXII — 325, 633, 634.
- R-36-XXIII — 404.
- R-36-XXIV — 194.
- R-36-XXV — 50, 59, 61, 67, 68, 83, 100,
105—107, 127, 128, 177, 198, 204,
207, 209, 226, 278, 281, 325, 353, 355,
370, 371, 397—401, 429, 431, 449,
485, 487, 488, 504—505, 596, 645, 663,
671, 735, 746, 758.
- R-36-XXVI — 325, 431, 443, 485, 504—
505.
- R-36-XXVII — 3, 325, 330, 558, 559,
629, 651.
- R-36-XXVIII — 294, 325, 424, 629
- R-36-XXIX — 404.
- R-36-XXX — 518, 577.
- R-36-XXXI — 240—242, 284, 370, 428,
681, 682.
- R-36-XXXII — 240—242, 284, 576, 682,
713.
- R-36-XXXIII — 67, 100, 105, 107, 205,
221, 240, 241, 284, 316, 383, 393, 613,
628.

- R-36-XXXIV — 50, 95, 128, 467, 582.
 R-36-XXXV — 538.
 R-36-XXXVI — 194, 274, 280, 284, 424, 518, 577, 595, 667, 669, 702.
 R-37-XXV — 194, 518, 577.
 R-37-XXXI — 194, 274, 352, 478, 518, 577, 595, 667—669, 702.
 R-37-XXXII — 80, 194, 280, 284, 518, 577.
 R-37-XXXIII — 575, 619, 674.
 R-37-XXXIV — 339, 575, 619, 674.
 Q-35-XII — 167, 557, 569, 617, 718.
 Q-36-I — 50, 60, 93, 95, 128, 240—242, 284, 300, 450, 544, 597, 601, 616, 625, 630, 639, 640, 654, 658, 686, 708, 740, 747.
 Q-36-II — 8, 26, 49, 51, 69, 70, 93, 94, 240, 241, 284, 422, 597, 630, 678, 708.
 Q-36-III — 19, 50, 59, 61, 67, 68, 81, 83, 87, 99, 100, 105, 107, 109, 138—140, 146, 177, 180, 204, 209, 219, 223, 235, 236, 242, 249, 253, 266, 278, 281, 303, 304, 336, 355, 356, 369, 371, 375, 379, 392, 403, 410, 419, 436—440, 448, 449, 456, 463, 469, 485, 487, 495, 504—505, 522, 544, 546, 548, 566, 574—576, 613, 616, 617, 622, 630, 639, 640, 641, 654, 670, 685, 694, 755, 756.
 Q-36-IV — 5, 10, 11, 14, 20, 27, 31, 44, 50, 54, 56, 58, 72, 78, 104, 110, 116, 118, 119, 127, 128, 130, 145, 151, 164, 178, 180, 181, 189, 190, 200, 201, 202, 212, 213, 218, 228, 234, 240, 241, 247—250, 252—254, 263, 266, 282—284, 298, 309, 310, 311, 322, 327, 328, 344, 350, 358, 359, 362—366, 375, 381, 391, 405, 408, 432, 436, 437, 449, 458, 461, 463, 465, 466, 469, 483, 499, 503, 506, 508, 517, 527, 551, 557, 575—577, 599, 600, 603, 605, 606, 615, 616, 621, 632, 661, 666, 679, 690—694, 724, 729, 744, 760, 761.
 Q-36-V — 5, 7, 10, 11, 13, 14, 20, 27, 31—33, 39, 44, 50, 52, 54, 56, 58, 62—64, 72, 76, 78, 85, 86, 104, 107, 111—113, 116, 118—119, 130—131, 144, 145, 151, 164, 174, 175, 178, 180, 181, 184, 185, 189, 190, 200, 201, 202, 212, 213, 218, 228, 234, 247, 248, 252—255, 263, 282, 283, 298, 299, 305, 311, 318, 322, 327, 328, 331—335, 340, 341, 344, 346—350, 358, 359, 362—366, 373, 374, 381, 382, 387, 391, 405, 407, 408, 432, 436, 437, 447, 449, 455, 458—463, 465, 466, 483, 499, 503, 506, 508, 517, 524—527, 551, 561—564, 573, 575—577, 585—589, 599, 602, 603, 605, 606, 615, 620, 621, 632, 661, 666, 679, 690—694, 715, 717, 723, 732, 747, 745, 760, 766—768.
 Q-36-VII — 2, 4, 50, 79, 93, 122, 123, 127, 166, 179, 220, 326, 388, 389, 394, 425, 463, 546, 557, 569, 570, 597, 616, 617, 630, 631, 654, 672, 708.
 Q-36-VIII — 2, 4, 17, 70, 77, 93, 266, 477, 597, 630, 708.
 Q-36-IX — 2, 6, 93, 266, 314, 376, 377, 406, 409, 451, 498, 630, 736, 737.
 Q-36-X — 2, 154, 240, 241, 284, 433, 434, 451, 498, 686, 736, 737, 765.
 Q-36-XI — 154, 156, 180, 533.
 Q-36-XII — 50, 127.
 Q-36-XV — 316, 317.
 Q-36-XVII — 12, 57, 329, 498, 556, 686, 765.
 Q-36-XVIII — 583.
 Q-36-XXXIV — 46.
 Q-36-XXXV — 539, 540.
 Q-37-I — 47, 48, 50, 88, 125, 132—133, 153, 215, 240, 241, 284, 308, 321, 426, 463, 486, 510, 518, 529, 531, 532, 575—577, 675, 683, 734, 752, 754.
 Q-37-II — 47, 50, 88, 125, 132—133, 240, 241, 243, 284, 307, 321, 426, 463, 510, 518, 529, 531, 532, 575—577, 581, 675, 683, 734, 752.
 Q-37-III — 47, 50, 88, 132—133, 241, 243, 284, 286, 307, 321, 426, 463, 529, 531, 532, 575, 576, 581, 619, 675, 683, 752.
 Q-37-IV — 241, 243, 284, 286, 321, 575, 619, 683.
 Q-37-VII — 213, 604.
 Q-37-VIII — 213, 214, 238, 240, 241, 262, 284, 422.
 Q-37-IX — 47, 50, 88, 132—133, 238, 284, 287, 321, 426, 463, 529, 531, 575, 576, 675, 683, 752.
 Q-37-X — 47, 50, 88, 132—133, 321, 426, 463, 529, 531, 532, 575, 576, 675, 683, 752.
 Q-37-XIII — 12, 224, 468, 583.
 Q-37-XIV — 297, 583.
 Q-37-XV — 12, 18, 297.

Б. Географические наименования и геологические структуры

- Айкуайвентйок, р. 632.
 Аккурта, возв. 47.
 Алакуртти, ст. 79, 122, 123, 169, 179, 388, 389, 425, 672.
 Алла-Аккаярви, оз. 642.
 Аллуйав, гора 62, 131.
 Апатитовый цирк 202.
 Апатиты, ст. 50, 127, 250, 257, 284.
 Африканда, интрузивный массив 75, 90, 163, 277, 292, 303, 304, 385, 410, 460, 463, 469, 515, 522, 541, 546, 547, 548, 550, 560, 567, 568, 609, 611, 616, 617, 650, 652, 654, 717, 730.
 Баренцево море 71, 129, 134, 266, 277, 315, 368, 516, 536, 555, 637, 638, 677, 684, 703, 712.

Безымянная, гора 47, 187.
 Белая, р. 110.
 Белая тундра, возв. 143, 275—276, 284.
 Белое море 1, 2, 43, 71, 231, 257, 266, 277, 297, 313, 315, 406, 409, 451, 516, 536, 554, 555, 677, 684, 712.
 Белокаменная, губа 187.
 Беломорская свита¹ 84, 97, 231, 535, 647, 730, 775.
 Березовая гора 48, 50.
 Большая Западная Лица, р. (см. Западная Лица).
 Большая Имандра (см. Имандра).
 Большое Пулозеро (см. Пулозеро).
 Большой Vuorijarvi (см. Vuorijarvi).
 Большой Вудъявр, оз. 350.
 Большой Ковдорский массив (см. Ковдорский массив).
 Большой Лапоть, оз. 187, 294, 424.
 Большой Ньорпахк, гора 104.
 Большой Потчеварек, гора 424.
 Большой ров, возв. 47.
 Вавнбед, гора 62.
 Валдруайв, возв. 250, 284.
 Валепакк, гора 50, 78.
 Вальурта, возв. 47.
 Варангер, фьорд 435.
 Варзуга, р. 12, 50, 127, 250, 284, 297, 423, 453, 468, 470, 611, 711, 720.
 Васин-Мыльк, гора 187.
 Верхнепонойская депрессия 257, 518, 577, 720.
 Виншозеро, оз. 42.
 Волчья тундра, горн. массив 99, 107, 315.
 Воргельурта, возв. 47.
 Воронья губа 71.
 Воронья, р. 294, 667.
 Воронья(ьи) тундры, горн. массив 187, 274.
 Воронья-поросозеро, свита (см. Колмозеро-Воронья).
 Восточные Кейвы, система возв. 125.
 Восточный цирк 327.
 Vuorijarvi, интрузивный массив 50, 75, 127, 163, 166, 179, 220, 292, 326, 394, 450, 463, 546, 547, 548, 557, 559, 560, 567, 570, 571, 611, 617, 634, 650, 652, 654, 730.
 Vuorijarvi, оз. 42, 568.
 Гакмана, ущелье 44, 151.
 Географов ущелье 298.
 Главный хребет 611.
 Голец, р. 266.
 Головной ручей 286.
 Гольцовка, р. 237.
 Горло Белого моря 677.
 Гремиха, с. 575, 674.
 Гремиха, оз. 180, 233.
 Гремяха-Вырмес, интрузивный массив 90, 163, 205, 221, 284, 316, 317, 383, 384, 393, 463, 515, 611, 613, 628, 691.
 Доломитовая варака (Огородная гора) 240, 250, 284.

Екатерининская гавань 129.
 Елетьозеро, оз. 163.
 Елетьозерский интрузивный массив 316, 317, 611.
 Елисеевка, с. 123.
 Еловый, с. 409, 451, 709, 765.
 Ена, массив (см. Ковдорский интрузивный массив).
 Ена, р. 516.
 Ено-Ковдорский интрузивный массив (см. Ковдорский интрузивный массив).
 Енский р-н 26, 49.
 Енско-Лоухский синклиорий 93, 738.
 Ефимозеро (см. Сейявр).

Западная Лица, р. 3, 21.
 Западные Кейвы, система возв. 48, 50, 125, 152, 153, 156, 158, 180, 214, 215, 240, 241, 275—276, 284, 287, 308, 486, 575, 592, 734, 752.
 Застейд, интрузивный массив 611.
 Застейд II, интрузивный массив 81, 576, 713.
 Зимний Семюстровский погост, 321.

Ивановская губа 339.
 Ильма, оз. 72.
 Имандра, оз. 21, 42, 180, 249, 266, 435, 441—442, 536, 537, 577, 688.
 Имандра-Варзуга, свита 84, 180, 213, 214, 216, 228, 230, 234, 240, 249, 250, 257, 258, 275—276, 284, 432, 436, 437, 470, 480, 600, 632, 692, 694, 577, 720, 730, 753, 773.
 Ингозерский интрузивный массив 383.
 Иоканьга губа 339.
 Иоканьга, р. 286.
 Иоканьга, с. 575, 674.
 Иоканьгское оз. 286.

Кайта-(Койта)-тундра, горн. массив 17, 77.
 Калкихара, р. 167.
 Каменная Тайбола 123.
 Кандалакша, г. 6, 90, 313, 597, 611, 677, 688, 689, 737.
 Кандалакшская губа 406.
 Кандалакшские тундры, горн. массив 315, 611, 733.
 Кандалакшский (Приморский) антиклиорий 93, 738.
 Кандалакшский залив 6, 90, 103, 277, 409, 435, 451, 452, 536, 555, 568, 577, 736, 737, 749, 765.
 Кандалакшский район 389.
 Каневка, с. 396.
 Канозеро, оз. 154, 156, 180, 239, 240, 284, 533, 575, 576.
 Карнасурт, гора 333, 407, 561, 576.
 Кастьян, с. 736.
 Качковка, р. 470.
 Кейвы, система возв., свита, 47, 88, 152, 163, 215, 230, 231, 240, 277, 280, 284, 307, 320, 321, 426, 460, 463, 470, 480, 484, 516, 518, 529, 531, 532, 535, 536, 575—577, 611, 657, 675, 683, 712, 717, 720, 730, 752, 754, 773.
 Кильдин, о. 90, 129, 134, 229, 230, 231, 291, 404, 435, 513, 568, 633, 634, 649, 705, 712, 730, 739.

¹ В настоящее время по новой номенклатуре некоторые свиты называются сериями.

- Кильдинская салма, 129.
 Кирилло-Белозерский монастырь 406.
 Кировск, г. 20, 50, 110, 127.
 Кислая варака, возв. 156, 180.
 Кишкин, о. 737.
 Княжая губа, ст. 6, 314, 516, 733.
 Ковда, р. 6, 266.
 Ковда, ст. 6.
 Ковдозеро, оз. 42, 266, 314, 516.
 Ковдозерская низина 435.
 Ковдозерский интрузивный массив 90, 166, 568, 640, 652.
 Ковдозерско-Керетьский антиклинорий 738.
 Ковдор, оз. 597.
 Ковдор, пос. 257.
 Ковдорский интрузивный массив 50, 60, 75, 127, 128, 163, 300, 330, 450, 515, 560, 567, 568, 571, 611, 616, 639, 650, 652, 654, 658, 686, 730, 740.
 Ковдорская низина 103.
 Койта-тундра (см. Кайта-тундра).
 Коклухтуай, р. 327.
 Кола, пос. 257.
 Кола, р. 467, 516, 536, 577.
 Коласйоки, с. 96, 443.
 Колвицкие тундры, горн. массив 90, 569, 571, 611, 730.
 Колвицкое, оз. 154, 284.
 Колмозеро, оз. 187, 478.
 Колмозеро-воронья, свита 187, 215, 231, 240, 273, 274, 284, 352, 470, 575, 595, 635, 667, 668, 700, 702, 720.
 Кольская свита 84, 231, 325, 535, 629, 730.
 Кольский залив 41, 129, 290, 315, 435, 688.
 Контозеро, оз. 80, 667, 668.
 Корабль, мыс 224.
 Кровяная, гора 143.
 Кузомень, с. 468.
 Куйвчорр, гора 113, 381, 458, 459, 460.
 Кукисвум, долина 688.
 Кукисвумчорр, гора 202, 247, 460, 465, 466.
 Кукисвумчорр, пос. 20.
 Кумужья, гора 67, 109.
 Куфтигюн, гора 131.
 Куфтуай, р. 62.
 Куэльпор, гора 460, 599.
 Кыргвией, возв. 47.
 Лепххе, гора 111, 176, 382, 459, 460, 461.
 Лесная варака, возв., интрузивный массив 35, 75, 90, 163, 166, 309, 310, 330, 469, 557, 567, 568, 611, 639, 640, 652, 654, 730.
 Лешая, гора 53, 121, 264.
 Ловно- (Лавна) тундра, горн. массив 493, 642.
 Ловнозеро (Ловно), оз. 370, 611.
 Ловозеро, оз. 21, 720, 732.
 Ловозерская свита 84, 332.
 Ловозерские тундры, горн. массив, интрузия 7, 13, 14, 21, 31, 32, 33, 39, 52, 57, 62, 63, 64, 72, 75, 76, 80, 85, 86, 90, 111, 112, 113, 131, 144, 145, 164, 169, 174, 175, 176, 184, 185, 194, 253, 255, 257, 277, 292, 299, 305, 306, 311, 315, 318, 319, 327, 331—335, 340, 341, 346—349, 369, 373, 374, 381, 382, 387, 405, 407, 420, 436, 437, 447, 449, 455, 458—463, 489, 493, 512, 513, 515, 518, 519, 524, 526, 534, 535, 541, 550, 561—564, 573, 575—577, 584—589, 602, 620, 623, 650, 666, 689, 691—694, 710, 711, 715, 717, 720, 723, 730, 743, 745, 759, 760, 766.
 Ловозерский район 510.
 Ловчорр, гора 345.
 Ловчоррийок, р. 632.
 Лосевая тундра, горн. массив 611.
 Лотта (Лота), р. 244, 245, 429, 431, 577, 682, 711, 720.
 Лоттинская депрессия (см. Нотозерско-Тулумская депрессия).
 Луяврурт (см. Ловозерские тундры).
 Лявойок, р. 50, 78.
 Лявозерско-Контозерская депрессия 518, 577.
 Магазин-Мусюр, горн. хребет 577, 581.
 Макзабак, гора 48, 50.
 Малое Пулозеро (см. Пулозеро).
 Малые Кейвы, возв. 257.
 М. Вуориярви (см. Вуориярви).
 Малый интрузивный массив 60.
 Малый Пункаруайв (см. Пункаруайв).
 Маннепахк, гора 460, 761.
 Манюк, возв. 47.
 Медвежий, о. 406.
 Мончегорск. г. 20, 50, 59, 67, 127, 128, 138, 379, 438.
 Монче-тундра, горн. массив, интрузия 19, 50, 59, 61, 67, 68, 75, 81, 87, 99, 100, 105, 107, 109, 138—140, 146, 162, 177, 204, 209, 210, 219, 223, 235, 236, 253, 278, 281, 355, 356, 369, 371, 384, 392, 403, 413, 436, 437, 449, 485, 487, 493, 495, 513, 530, 566, 574, 576, 611, 613, 622, 641, 642, 673, 691, 694, 701, 755, 756, 773.
 Мончегорская низменность 99.
 Мончегорский р-н 67, 81, 107, 288, 504—505.
 Моршковое, оз. 50, 68.
 Мотчисуай, р. 382.
 Мурман, собирательное название Кольского полуострова 339.
 Мурманск, г. 467.
 Мурманский берег 43, 103, 129, 435, 555.
 Мурманский массив 593.
 Мурманско-Иокангский массив 593, 594.
 Непха (см. Лепххе).
 Нива, р. 435, 516.
 Нижняя Песочная р. 577, 581.
 Низка-Ваара, гора 257.
 Низъявр, оз. 239, 240, 284.
 Никель, пос. 50, 127.
 Нинчурт, гора 62, 460.
 Ниттис, гора 439.
 Ниттис-Кумужья-Травяная, интрузивный массив (см. Монче-тундра).
 Нота, р. 245, 516, 577, 681.
 Нотозеро, оз. 577, 611, 682.
 Нотозерско-Тулумская депрессия 428, 429, 434, 577, 681, 682.
 Нусса, возв. 47.

Нюд-Поаз, интрузивный массив (см. Монче-тундра).
 Нюдауйвенч (Нюд), гора 236, 275—276, 284, 495.
 Нюдауйвенч, интрузивный массив (см. Монче-тундра).
 Нюкчурта, возв. 47, 50.
 Озерная варака, возв., интрузивный массив 90, 163, 330, 463, 469, 567, 568, 611, 652, 654, 685, 730.
 Оленегорск, г. 50, 127, 128, 480.
 Олений, о. 765.
 Олений, хр. 257, 424.
 Ондомские озера (Ондомозеро), оз. 611.
 Охмыльк, гора 176, 257.
 Падас-(Подас)-тундра, горн. массив 611.
 Паз (Пасвик), р. 451, 452.
 Панские тундры (высоты), горн. массив 275—276, 284, 611.
 Пачинский интрузивный массив 243, 284.
 Песочное, оз. 90, 166, 277, 567, 568.
 Песцовые тундры, возв. 321, 754.
 Печа, р. 21.
 Печенга, р. 96, 720.
 Печенга-кучин, свита (см. Печенгская свита).
 Печенгские (Печенга) тундры, свита 50, 59, 61, 68, 75, 81, 84, 128, 162, 169, 177, 180, 197, 198, 204, 207, 209, 230, 231, 281, 353, 355, 369, 371, 383, 384, 398, 443, 449, 480, 485, 505, 535, 596, 611, 642, 663, 673, 701, 712, 730, 746, 753.
 Печенгский р-н 67, 81, 100, 106, 107, 180, 197, 198, 257, 315, 353, 355, 369, 401, 431, 487, 488, 504—505, 671, 735, 746.
 Пинагорий, мыс 629.
 Поачвумчорр, гора 575, 599.
 Погелявр, оз. 575, 619.
 Полмос, свита (см. колмозеро-воронья).¹
 Полмос-поросозеро, свита (см. колмозеро-воронья).¹
 Полярный, г. 96, 187.
 Поной, р. 230, 240, 243, 284, 297, 396, 470, 656, 711.
 Понойская депрессия (см. Верхнепонойская депрессия).
 Поркозеро, оз. 539, 540.
 Поросозеро, свита (см. Колмозеро-воронья).
 Порья губа 329, 611.
 Приимандровский район 431.
 Пулозеро, оз. 96, 467.
 Пункаруайв, гора 62, 113, 335, 407.
 Пурнач, оз. 284, 287.
 Пурнач, р. 240, 258, 516.
 Путеличорр, гора 761.
 Пъялкимчорр, гора 318.
 Пялица, р. 611.
 Райненчорр 100.
 Рамзая, ущелье 298.
 Расвумчорр, гора 202, 364.
 Режьявр, оз. 539, 540, 604.
 Ровгора, гора 460.

Ровозеро, оз. 48, 50.
 Рыбачий, п-ов 90, 126, 134, 229, 230, 231, 291, 513, 568, 633, 634, 712, 730, 739.
 Салланлатва, интрузивный массив 515, 557, 567, 568, 571, 617, 718, 730.
 Салланлатва, р. 167.
 Салмогорский интрузивный массив 90, 163, 433, 434, 567, 568, 571, 686.
 Сальютундро-Колвицкий синклиорий 738.
 Сальные тундры, горн. массив 90, 315, 320, 576, 611, 713.
 Сахарйок, р. 153.
 Сахарйокский интрузивный массив 691.
 Себлявр, интрузивный массив 90, 163, 180, 233, 330, 393, 558, 559, 560, 567, 568, 571, 652, 654.
 Северная варака 17.
 Сейдозеро (Сейдьявр), оз. 255.
 Сейявр, оз. 152.
 Сегисчорр, гора 382.
 Серповидный хребет 321, 754.
 Сейкрапахк, гора 143.
 Слюдянка, пос. 257.
 Слюдяные сопки, гора 48, 50.
 Соностров, о. 737.
 Сопчуайвенч (Сопча), гора 223, 236.
 Сопчуайвенч, интрузивный массив (см. Монче-тундра).
 Соустова массив 692.
 Средний полуостров, 103, 230, 231, 404, 435, 633, 634, 712, 730.
 Стрельна, р. 12, 18, 214, 240, 250, 257, 262, 284, 297, 453, 470, 611, 711.
 Стрельнинский интрузивный массив 238.
 Сулуай, р. 62.
 Тавурта, возв. 47, 50.
 Тахлинтуайв, гора 48, 50.
 Тахтарвум, долина 551.
 Телячий, о. 451, 765.
 Териберка, р. 21.
 Териберка, с. 684.
 Терская свита 329, 497, 498, 583, 730.
 Терские Кейвы, возв. 315, 536, 577.
 Терский берег 43, 229, 230, 231, 297, 435, 514, 554, 555, 712.
 Терско-Нотозерский антиклинорий 738.
 Тикшозерская свита 712.
 Титан, ст. 50, 127, 128, 257.
 Толванд, оз. 6.
 Травяная, гора 67.
 Туадаш тундра, горн. массив 315, 611.
 Тулома, р. 41, 50, 127, 313, 516, 536, 577, 682, 720.
 Туломо-Нотозерско-Лоттинская депрессия (см. Нотозерско-Туломская депрессия).
 Туломский залив 290.
 Тундровая свита 230, 231, 535, 712, 730, 773.
 Турий мыс, п-ов 57, 90, 163, 329, 451, 498, 556, 567, 568, 686, 765.
 Тюльбьюнуай, р. 113.
 Тяпшманюку (Тяпш-Манюк), возв. 47, 50.
 Улита, р. 21.
 Умбинская вотчина, 406.

¹ В настоящее время выделена тундровая серия, к которой отнесена нижняя часть этих свит. (Прим. ред.)

- Умбозеро, оз. 21, 42, 299, 337, 537.
 Ура, р. 21.
 Урма-варака (Урмаварака), возв. 143, 215, 284.
 Усть-Пялка, р. 297.
 Учибуоайв (Югас), гора 211.
- Федорова тундра, горн. массив 124, 257, 267, 493, 576, 611, 642, 711, 732.
 Флора, гора 318, 387.
- Хабозерский массив, см. Лесная варака.
 Хибины (Хибины) тундры, горн. массив, интрузия 5, 10, 11, 14, 20, 21, 27, 31, 44, 50, 54, 56—58, 72, 75, 78, 90, 104, 116, 118, 119, 130, 145, 151, 164, 169, 178, 180, 181, 189, 190, 194, 200—202, 212, 218, 228, 234, 237, 247, 248, 250, 252—254, 257, 263, 270—271, 282—284, 292, 298, 299, 311, 315, 320, 322, 327, 344, 345, 350, 358, 359, 362—366, 369, 381, 390, 391, 405, 408, 427, 432, 433, 436, 437, 449, 458—461, 463, 465, 466, 473, 483, 484, 489, 490, 493, 499, 503, 506, 508, 512, 513, 515, 517—519, 527, 530, 534, 535, 541, 550, 551, 575—577, 599, 600, 603, 605, 606, 615, 621, 632, 650, 661, 666, 673, 679, 688—694, 710, 711, 717, 720, 724, 729, 730, 744, 760, 761, 774.
 Хибины, ст. 761.
 Хлебная варака 611.
- Цага, р. 239, 284, 285, 611, 613.
- Цагинская депрессия 257, 710, 720.
 Цагинский интрузивный массив 81, 107, 257, 316, 317, 384, 385, 575, 626, 627, 766—768.
 Центрально-Понойская депрессия (см. Верхнепонойская депрессия).
 Центральные Кейвы, система возв. 125.
- Чаванга, р. 297.
 Чагвеуайв, возв., интрузивный массив 206.
 Чапома, р. 12, 453, 583, 711.
 Часначорр, гора 345.
 Червурта, возв. 47, 50.
 Черная земля (Черная варака), возв. 156, 180.
 Чивруай, р. 62.
 Чинглусуай, р. 62.
 Чудзъявр, оз. 538, 711.
 Чуна-тундра, горн. массив 99, 100, 105, 107, 315, 611.
- Шуурурта, возв. 47, 50.
- Эвеслогчорр, гора 180, 181, 661.
 Эгириновый наволок, мыс 393, 567, 568.
 Энгчорр, гора 62.
- Юкспор, гора 180, 201, 202, 363, 364, 366, 381, 465, 527, 576, 605, 724.
 Юкспорйок, р. 237.
- Юрийоки, интрузивный массив 240, 242, 284, 493.

IV. УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ, ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. Минералы и полезные ископаемые

- Авгит 767.
 Адуляр 488.
 Аксинит 488, 735.
 Актинолит 400.
 Алмаз 108, 451, 452, 535, 709.
 Алтаит 504—505.
 Альбит 340, 527.
 Альмандин 414, 478.
 Альстонит 394.
 Амбатоаринит 394.
 Амиковит 111.
 Амфиболы 384, 527, 651, 717.
 Анальцим 340.
 Анатаз 113, 394, 605.
 Ангидрит 394.
 Англезит 335.
 Андалузит 531.
 Анкерит 394.
 Анкилит 14, 394, 557, 558.
 Антигорит 509, 645.
 Антофиллит-асбест 746.
 Анцилит 256.
 Апатит 49, 50, 62, 65, 78, 120, 176, 178, 180, 189, 190, 200, 218, 256, 270, 271, 282, 283, 328, 360—361, 365, 366, 391, 454, 491, 493, 527, 535, 549, 599, 606, 607, 612, 692.
 Апофиллит 44, 256, 527.
- Арагонит 394.
 Арканзит (см. брукит).
 Арфведсонит 241, 284, 285, 340.
 Асбест 746.
 Астрофиллит 306, 460, 464, 493, 617.
 Афросидерит 401.
- Бавенит 424.
 Бадделеит 558, 617, 651—654.
 Бариевый лампрофиллит 364.
 Барит 394, 558.
 Бейделлит 200.
 Беловит 62, 256, 340, 365, 525 (см. также саамит и редкоземельно-стронциевый апатит).
 Белянкинит 14, 64, 113, 340, 464.
 Берилл 170, 312, 389, 482, 708.
 Бериллит 145, 323, 340, 534, 760.
 Бериллосодалит 715.
 Берtrandит 145.
 Бетафит 388.
 Биотит 49, 65, 123, 340, 460, 493, 653, 771.
 Брейнерит 394.
 Брукит 113.
 Бутовый камень 236.
- Вадсит 744.

Валлериит 673.
Ванадий 221, 535.
Везувиан 303, 522.
Велерит 305, 306.
Вермикулит 38, 50, 127, 128, 300, 310, 519, 544, 577, 601, 616, 625, 640, 653, 740, 741, 747.
Викит 123.
Виллиомит 340, 363, 466, 564, 575.
Виноградовит 31, 52, 459.
Воластонит 303.
Вудьяврит 119, 527, 549.

Гадолинит 156, 180, 256, 454.
Гакманит 200, 340, 565.
Геленит 335, 394, 427, 473.
Галлуазит 256, 301, 519, 577.
Гастингсит 241, 284, 285, 493, 592.
Геденбергит 540.
Гельанатаз 113, 319.
Гельбертрандит 112, 169, 323, 454, 534.
Гельвин 145, 760.
Гельрутил 113, 319.
Гематит 385.
Гентгельвин 76, 145, 387.
Герасимовскит 113, 319, 340.
Гессит 504—505.
Гетит 606.
Гиббсит (гидрагиллит) 605.
Гидробиотит 300, 519, 577, 640.
Гидрогематит 200, 605.
Гидрогетит 606.
Гидролепидомелан 460.
Гидроокислы железа 300, 394.
Гидрополилитионит 460, 541.
Гидрослюда 200, 300, 301, 310, 519, 577.
Гидросодалит 340, 586.
Гидротайниолит 460.
Гидроферрофенгит 460.
Гидрохлорит 310, 519, 577.
Гидроцерит 462.
Гизекит 460.
Гиперстен 493, 538, 767.
Гипс 294, 394.
Глина 50, 127, 236, 257.
Гольмквистит 65, 142, 192, 195.
Гранат 49, 65, 367, 414, 478, 538, 651, 653.
Гранат абразивный 48, 50.
Гроссуляр 414, 478.

Диатомит 50, 127, 236, 537, 577, 581.
Дизаналит 550, 557, 652.
Диопсид 303, 540.
Дистен (см. Кианит).
Доломит 50, 127, 128, 394.

Жаденит 540.
Железисто-магнийстый ретгерсит 169, 207.
Железо 46, 95, 120, 535, 552, 553, 582.
Жильбертит 49.

Золото 109.

Известняк 50, 127, 128.
Иллит 519.
Ильменит 90, 221, 385, 465, 626, 628, 743.
Ильменорутит 515.
Иннелит 525.
Ионструит 119, 464.
Иринит 14, 322.

Иттриалит 156, 180.
Иттрогранат 156, 180.

Калиевая гидрослюда 605.
Калиевый полевой шпат 311, 666.
Кальциевый ринкит 119.
Кальцит 220, 303, 360—361, 394, 488, 527.
Канасит 359, 366, 541.
Канкринит 527.
Каолинит 301, 519, 577.
Карбонатит 50, 127, 128.
Карбонаты 397, 653.
Карбоцернаит 557.
Карнасуртит 340, 407, 462.
Карспискийскит 39, 52, 145, 340, 534, 760.
Катаплект 64, 180, 201, 340, 454, 527.
Кафетит 410, 541.
Кварц 49, 50, 127, 128, 394, 488, 510—512, 605, 754.
Кварцит 236.
Керсутит 383.
Кианит 47, 49, 50, 88, 120, 125, 132, 133, 307, 376, 484, 531, 683.
Клиноцоизит 65.
Кнопит 256, 550.
Кобальт 50, 67, 68, 81, 83, 87, 99, 100, 106, 107, 138—140, 180, 196, 197, 204, 235, 236, 278, 356, 370, 403, 495, 535.
Колумбит 388, 389, 454, 482, 708.
Кольскит (см. Антигорит).
Ксенотим 389, 708.
Кубанит 673.
Куплетскит 32, 52, 305, 306, 460, 717.

Лабунцовит 7, 340, 458.
Лампрофиллит 151, 306, 340, 364, 366, 493, 525, 527.
Лейкоксен 113.
Лейкосфенит 464.
Лейкофан 111, 534.
Лепидолит 53, 187, 380.
Лепидомелан 460, 493, 499, 527, 717.
Либенерит 408, 460.
Литиевый монтмориллонит 460.
Литиофосфат 91, 168.
Ловенит 305, 306, 454, 723.
Ловозерит 64, 340, 454, 623, 624.
Ловчоррит 90, 104, 118, 119, 180, 181, 527, 549, 615.
Ломоносвит 14, 340, 366, 373, 464, 493.
Лоранскит 464.
Лоренценит 464.

Магнезальный рибекит 318.
Магнетит 197, 385, 420, 626, 643.
Магнийевый бейделлит 605.
М — монтмориллонит 300.
М — циркопал 64.
Манганбелянкинит 113, 319.
Манганоильменит 340.
Марказит 673.
Медь 50, 61, 67, 68, 81, 83, 87, 99, 100, 106, 107, 109, 124, 138—140, 146, 180, 197, 204, 235, 236, 278, 296, 357, 370, 395, 443, 487, 495, 535, 610, 613, 642, 755.
Мелилит 303, 360—361, 433, 686.

- Мелинофан 111, 534.
 Мелонит 504—505.
 Микроклин 5, 49, 53, 104, 171, 172, 340, 354, 477, 483, 493, 543, 666, 727.
 Микролит 708.
 Миларит 731.
 Миллерит 673.
 Минерал № 2, 180, 201.
 Минерал № 3 (дельхайелит) 180, 201.
 Минерал № 4 180, 201.
 Минерал № 5 180, 201.
 Минерал № 6 180, 201.
 Минерал типа чинглусуита 180, 201.
 Мозандрит 119, 464.
 Молибденит 673.
 Монацит 104, 122, 123, 211, 389, 427, 462, 672, 708.
 Моноклинный пироксен 628.
 Монотермит 300, 519, 577.
 Монтебразит 91, 493.
 Монтичеллит 303.
 Монтмориллонит 200, 461, 519, 577, 605, 606.
 Моренозит 207.
 Мурманит 340, 366, 373.
 Мусковит 8, 38, 49, 51, 53, 65, 69, 70, 93, 94, 187, 238, 268—269, 321, 325, 380, 416, 417, 460, 477, 493, 726, 727.
 Нарсарсукиит 704.
 Натролит 5, 340, 527, 565, 605, 661.
 Натрониобит 557.
 Натроопал 340.
 Ненадкевичит 7, 458.
 Нептунит 617, 717.
 Нефелин 50, 78, 128, 180, 189, 190, 200, 218, 282, 311, 340, 344, 360—361, 366, 391, 484, 527, 535, 599, 621, 692, 714, 774.
 Никель 50, 61, 67, 68, 81, 83, 87, 99, 100, 106, 107, 109, 120, 124, 138—140, 146, 180, 196, 197, 204, 235, 236, 278, 293, 356, 370, 394, 443, 487, 495, 535, 610, 613, 641, 642, 755.
 Ниобиевый лабунцовит 525.
 Ниобий 650.
 Ниобоанатаз 113, 319.
 Ниоболопарит 130, 169.
 Ниобопирконолит 548.
 Нонтронит 200, 301, 461, 519, 577, 605.
 Нордит 14, 62, 256, 340, 381, 454, 525.
 Обручевит 79, 169, 388, 389.
 Оливин 73, 128, 210, 360—361, 384, 613, 628, 653, 767.
 Оливинит 35.
 Опал 294, 333, 358, 402, 527.
 Ортит 17, 77, 256, 389, 425, 672, 708.
 Ортоклаз 340, 483, 666.
 Пегматиты керамические 93, 94, 417, 511, 512, 597, 629, 676—678, 727, слюдоносные 49, 51, 69, 70.
 Пектолит 340.
 Пентландит 197, 288, 370, 372, 495, 504—505, 626, 627, 641, 673.
 Перовскит 90, 120, 360—361, 523, 550, 617.
 Песок 236.
 Пирит 340, 394, 627.
 Пироксены 384, 493, 651, 653, 654.
 Пироп 414, 478.
 Пирофанит 459.
 Пироклор 79, 256, 327, 340, 393, 493, 558, 652, 743.
 Пирротин 59, 74, 197, 208, 209, 288, 340, 370, 399, 495, 504—505, 626, 627, 641, 673.
 Плагиоклаз 49, 65, 767.
 Платина 109.
 Платиноиды 146.
 Подолит 394.
 Полевые шпаты 200, 344, 366, 380, 394, 483, 511, 512, 527, 628, 692, 717.
 Полилитгонит 340, 460, 717, 760.
 Полимигнит 464.
 Поллуцит 380, 454, 482, 543.
 Пренит 360—361, 488, 493.
 Рабдофанит 256, 462 (см. также Эрицит).
 Рабдофанит титансодержащий 462.
 Рамзанит 14, 454, 464, 527, 617.
 Редкоземельно-стронциевый апатит 525 (см. также Беловит, Саамит и Стронциоапатит).
 Редкоземельный апатит 374.
 Редкоземельный кальциевый фосфат-сипкат 157.
 Ривкит 119, 306, 464.
 Ринколит 62, 118, 119, 256, 340, 464, 527, 549, 615.
 Ришидолит 386, 401.
 Роговая обманка 65, 653.
 Ромбический пироксен 628.
 Рутит 90.
 Саамит 365 (см. также Беловит и Редкоземельно-стронциевый апатит).
 Сапонит 461, 605.
 Свинец 109.
 Сейдозерит 255, 260—261, 305, 306, 319.
 Селадонит 460.
 Селен 288.
 Серебро 109.
 Серебро самородное 406.
 Серпентин 128, 397, 645.
 Серпофит 645.
 Сидерит 394.
 Силикорабдофанит 462.
 Силикосмирновскит 462.
 Силлиманит 49, 120, 125, 531.
 Сильванит 504—505.
 Симпсонит 264.
 Слюды 38, 49, 51, 69, 70, 93, 94, 172, 187, 188, 268—269, 416, 543, 597, 639, 660, 664, 676, 678, 717, 726, 728.
 Слюдяная чешуйка 321.
 Смирновскит 462.
 Содалит 340, 527.
 Сокоцит 33, 461.
 Спессартин 65, 256, 478.
 Спидофиллит 460.
 Сподумен 389, 482, 565.
 Стенструпин 62, 256, 340, 454.
 Стибиотанталит 265.
 Стронцианит 558.
 Стронциоапатит 365.
 Сульфат-монацит 557.
 Сульфиды 49, 59, 204, 370.
 Сунгулит 50, 127.

Сфалерит 340, 394, 673.
Сфен (титанит) 90, 256, 283, 366, 459,
493, 527, 533, 549, 575, 599, 651, 653.
Сфериобертрандит 112, 169, 454, 534, 760.

Тайниолит 340, 460, 717, 760.
Таптал 650.
Танталит 482, 708.
Тапиолит 708.
Теллур 288.
Титан 90, 535.
Титано-ловенит 64, 255, 306.
Титано-магнетит 61, 90, 120, 221, 284,
360—361, 385, 465, 613, 626, 628, 767,
768.
Томсонит 605.
Топаз 493.
Торит 256, 617.
Тортвейтит 525.
Торф 96, 98, 135, 236.
Троилит 399.
Турмалин 49, 65, 493.

Ульвошпинель 465.
Ульманит 673.
Уранинит 17, 123, 427.
Уссингит 340, 363, 382.

Фатерит 220.
Фаялит 73.
Фенаксит 362, 366, 541.
Фергусонит 156, 180, 256, 708.
Ферримонтмориллонит 461.
Филлипсит 605.
Флогопит 544, 601, 653, 740, 747.
Флюорит 224, 256, 454, 527.
Форстерит 73, 450.
Франколит 202.

Халцедон 200, 605.
Халькопирит 59, 197, 288, 363, 370,
495, 504—505, 626, 627, 641.
Халькопирротин 673.
Хиастолит (см. Андалузит).
Хлоритоид 486.
Хлориты 303, 384, 386, 397, 400, 401,
488, 646.

Хлорит асбестовидный 217.
Хризолит (см. Оливин).
Хризотил-асбест 198, 400, 645, 671, 746.

Цеболлит 303.
Цеолиты 200, 360—361, 394, 651.
Церуссит 335.
Цинк 109.
Циркелит 464, 548, 560, 651, 652, 654.
Циркон 64, 330, 340, 389, 558, 617, 651,
652, 654, 743, 759.
Цирконолит 9, 454, 464, 548, 560.
Циртолит 17, 389, 708.
Цирфесит 14, 64, 340.

Чевкинит 158, 180, 256, 308.
Чинглусуит 256.
Чкаловит 24, 145, 340, 534, 760.

Шизолит 340.
Шортдалит 305.
Шпинель 385.

Щербаковит 14, 458.

Эвдиалит 57, 64, 180, 201, 256, 340, 366,
454, 493, 524, 526, 527, 615.
Эвдидимит 144, 145, 534, 760.
Эвкриптит 121.
Эвколит 340, 454, 527.
Эвксенит 464.
Эгирин 241, 284, 285, 311, 340, 493, 527,
540, 692.
Эгирин-авгит 285, 366.
Элатолит 335.
Эльпидит 131.
Энигматит 340, 366, 493.
Эпидидимит 86, 144, 145, 340, 444, 534,
760.
Эпидот 65, 488.
Эриктит 14, 62 (см. также Рабдофанит).
Эшинит 464.

Юкспорит 717.

Ярозит 402.

Б. Месторождения

Месторождения и рудопоявления апатита и нефелина: Хибинские 50, 78, 190, 263, 282, 283, 350, 484, 491, 503, 575, 599, 621, 729, 774; Валенахское 50, 78; Кукисвумчорр-Юкспорское 50, 78, 180, 189, 190, 218, 247, 248, 283, 328, 358, 483; 499; Куэльпорское 50, 78; Лявойокское 50, 78; Ньюорпахское 50, 78, 104; Поачвумчорское 50, 78; Расвумчорское 50, 78, 189, 729; Суолуайское 50, 78.

Месторождения асбеста: Печенгские 746.

Месторождения вермикулита: Африканда 544, 616; Ковдорское 300, 544, 601, 616, 625, 740, 747.

Месторождения граната: г. Березовая 48, 50; Макзабак 48, 50; Ровозерское 48,

50; Слюдяные сопки 48, 50; Тахлин туайв 48, 50.

Месторождения железа: Ено-Ковдорское 50, 95, 120, 257, 553; Кировогорское 553, 582; Оленегорское 46, 50, 95, 120, 553, 582.

Месторождения кварца: Кейвы 321, 510 754.

Месторождения кианита и силлиманита:

Кейвы 47, 88, 120, 125, 132—133, 307 484, 531, 532; Аккурта 47, 50; Безымянная 47, 50; Большой ров 47, 50; Вальурта 47, 50; Воргельурта 47, 50; Кырвей 47, 50; Манюк 47, 50; Новая Шуурурта 683; Нусса 47, 50; Ньючурта 47, 50; Тавурта 47, 50, 683; Тяшманюку 47, 50, 683; Червурта

- 47, 50; Шуурурта 47, 50; Ловозерское 120.
- Месторождения и рудопроявления меди и никеля: Застейд II 81; Ловноозерское 120, 281; Мончегорское 19, 59, 67, 81, 83, 87, 99, 100, 120, 138—140, 146, 177, 204, 209, 235, 236, 278, 281, 288, 336, 355, 356, 371, 379, 403, 448, 473, 485, 487, 495, 504—505, 574, 576, 641; Ниттис-Кумужья-Травяная 50, 68, 109, 177, 419, 438—440, 456;
- Печенгские 50, 59, 67, 68, 81, 83, 100, 106, 120, 177, 204, 209, 226, 278, 281, 353, 355, 371, 397—399, 443, 473, 485, 504—505, 596, 645; Ждановское 59, 106, 398; Каммикиви 67, 398; Каула 61, 67, 106, 487; Киерджибори 67; Котсельваара 67; Ортоайви 180, 197; Райненчар 100; Федоровой тундры 124; Цагинское 81, 576, 627.
- Месторождение мусковита: Енское 26, 49, 51, 268—269, 575, 630; Неблагор-ское 225; Пайв-Ойва 26; Риколатва (Риколатвинское) 26, 51, 477; Стрельнинское 268—269, 664.
- Месторождения перовскита и титано-магнетита: Африканда 120.
- Месторождения полевого шпата и пегматита: Алакүртти 123; Елисеевка 123; Енское 49, 51, 597; Каменная Тайбола 123; Риколатва (Риколатвинское) 51; Сушке-Селька 597.
- Месторождения слюдяной чешуйки: Кейвы 321.
- Месторождения титано-магнетита: Гремяха-Вырмес 221, 284, 628; Сальные тундры 90; Цагинское 61, 90, 385, 386, 487, 575, 576, 626, 627, 767, 768.
- Месторождения торфа: Александровское 96; Гаврилово 96; Изоенке 96; М. Оленья 96.
- Месторождения флюорита: мыса Корабль 224; Яурийоки 224.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
Введение (М. К. Мазуров, В. А. Токарев, Л. Ф. Климочкина)	7
Стратиграфия (С. И. Макиевский)	14
Тектоника (В. А. Токарев)	21
Петрология, петрография, метаморфизм (С. Н. Суслова)	31
Минералогия и геохимия (Ю. М. Кирнарский)	37
Четвертичная геология и геоморфология (А. Д. Арманд)	41

Рефераты опубликованных работ

Принятые сокращения	46
Рефераты работ, опубликованных за 1956—1960 гг.	49
1956	49
1957	62
1958	108
1959	174
1960	266

Указатели

I. Авторский указатель	380
II. Предметно-систематический указатель	384
III. Географический указатель	385
IV. Указатель минералов, полезных ископаемых и месторождений	390

Геологическая изученность СССР, том 1
период 1956—1960

*Утверждено к печати
Кольским филиалом им. С. М. Кирова АН СССР*

Редактор издательства Т. П. Жукова
Технический редактор Л. А. Любимова
Корректоры Г. М. Гельфер, Л. Б. Данилова и Г. А. Мошкина

Сдано в набор 29/III 1966 г. Подписано к печати 18/VIII 1966 г.
РИСО АН СССР № 211-63В. Формат бумаги $70 \times 108 \frac{1}{16}$. Бум.
л. $12 \frac{3}{8}$. Печ. л. $24 \frac{3}{4} = 34,65$ усл. печ. л. Уч.-изд. л. 35.03.
Изд. № 2964. Тип. зак. № 860. Тираж 900.
Бумага типографская № 2. Цена 2 р. 35 к. + переплет 20 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12